



HAL
open science

**Impact des variations du climat et du niveau marin sur
les canyons sous-marins du Golfe du Lion (France) et de
la marge de l'Ebre (Catalogne) au cours du
Plio-Quaternaire**

Marie-Aline Mauffrey

► **To cite this version:**

Marie-Aline Mauffrey. Impact des variations du climat et du niveau marin sur les canyons sous-marins du Golfe du Lion (France) et de la marge de l'Ebre (Catalogne) au cours du Plio-Quaternaire. Sciences de la Terre. Université de Perpignan, 2015. Français. NNT : 2015PERP0047 . tel-01300859

HAL Id: tel-01300859

<https://theses.hal.science/tel-01300859v1>

Submitted on 11 Apr 2016

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.

THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur

Délivré par

UNIVERSITE DE PERPIGNAN VIA DOMITIA

Préparée au sein de l'école doctorale **ED305**

Et de l'unité de recherche **CEFREM**

Spécialité : **Océanologie**

Présentée par

Mlle **MAUFFREY Marie-Aline**

**IMPACT DES VARIATIONS DU CLIMAT ET DU
NIVEAU MARIN SUR LES CANYONS SOUS-
MARINS DU GOLFE DU LION (FRANCE) ET DE
LA MARGE DE L'EBRE (CATALOGNE) AU
COURS DU PLIO-QUATERNAIRE**

Soutenue le 17 Décembre 2015 devant le jury composé de

Thierry MULDER, Professeur, Université de Bordeaux

Rapporteur

Johanna LOFI, Docteur, Université de Montpellier

Rapporteur

Serge BERNE, Professeur, Université de Perpignan via
Domitia

Directeur de
thèse

Roger URGELES, Docteur, CSIC, Barcelone

Co-encadrant

Jean BENKHELIL, Professeur, Université de Perpignan
via Domitia

Examineur

Galderic LASTRAS, Professeur, Université de Barcelone

Examineur



Remerciements

Trois ans que je me prépare à soumettre ma thèse, trois ans à vivre « canyons ». Trois années intenses en émotions, des hauts, des bas, des rencontres et des galères mais au final une satisfaction énorme du travail accompli autant professionnellement que personnellement.

Je tiens tout d'abord à te remercier Serge, tu as cru en moi dès mon arrivée (tardive) en Master 2. Tu as misé sur une biologiste pour soutenir une thèse en géologie... j'espère que tu n'es pas déçu. Merci de m'avoir laissé ma chance et toujours soutenu. Merci également pour tous les échanges scientifiques mais aussi pour toutes tes fameuses anecdotes!

Merci à Johanna Lofi et Thierry Mulder qui ont lu cette thèse avec attention et qui m'apporteront leurs conseils avisés sur le sujet. Merci aux membres du jury : J. Benkhelil et G. Lastras pour leur présence au jour si important de la soutenance.

Roger, merci pour ton accueil à Barcelone. Ces deux mois sont passés très vite. Tellement vite que je ne parle toujours pas un mot catalan! Toujours de bonne humeur, toujours disponible, ce fut un plaisir de travailler au CSIC avec toi.

Au CEFREM, les enseignants-chercheurs, les chercheurs et les gestionnaires m'ont toujours soutenu. Merci de m'avoir rendu la vie plus facile notamment Sophie, Aline et Brigitte et merci pour toutes ces discussions constructives (ou pas) au coin café, les rigolades, les blagues... je ne me suis jamais ennuyée le midi!

Aux doctorants du CEFREM... Bon courage à vous ! Bientôt vous serez délivrés! Charlie, Julie, Marion, Cédric, Gaël, Mahrez et Mel (la relève vosgienne est assurée), vous aussi je vous remercie pour toutes les conversations plus ou moins sérieuses, toutes les fois où j'ai « déballé » mon sac et que vous m'avez gentiment écouté et merci pour l'ambiance dans notre bureau des doctorants.

Au cours de ces trois ans, j'ai eu la chance de pouvoir établir des collaborations avec des chercheurs qui m'ont tous beaucoup apporté notamment Didier Granjeon (IFPEN), Marta Payo Payo et son directeur de thèse Ricardo Silva Jacinto (IFREMER). Gwénaél Jouet et Matthieu Gaudin, vous avez été là tout au long de ma thèse, surtout au début pour me mettre le pied à l'étrier. Merci pour votre aide et vos précieux conseils.

J'ai également eu la chance, à mes débuts, d'embarquer sur l'Atalante pour la mission PRISME et ainsi voir l'acquisition de données sismiques en direct. Merci à Antonio Cattaneo

qui m'a permis de participer à l'aventure et à toute l'équipe à bord (les marins et les scientifiques) pour leurs explications, leur aide.

Je n'ai jamais été une pro de l'informatique en général et me voila embarquée dans une thèse avec travail sur sismique, modélisation.... Heureusement Bertil est arrivé en même temps que moi au CEFREM. Tu m'as dépatouillé de toutes mes galères informatiques, tu m'as expliqué beaucoup de choses, parfois plusieurs fois, alors merci pour ta patience et ta disponibilité.

Mais mes premières pensées vont naturellement à mes parents, Martine et Dominique, mais également ma grande sœur Emilie. Depuis toujours vous m'avez soutenu, conseillé et permis tant de choses. Que je sois à l'autre bout de la France ou à l'autre bout du monde vous m'avez toujours donné la force, de l'espoir et l'envie d'y arriver. Vous n'avez pas douté une seule seconde que j'y arriverais et vous avez toujours été là pour moi...MERCI.

Il y a aussi mes grands-parents, mes oncles et tantes, en particulier Eric et Sophie, et tous mes cousins, qui m'apportent, dès que besoin, réconfort et soutien. Et bien évidemment Lyla et Charlie, toujours prêtes à me changer les idées avec un puzzle ou une bonne partie de Mistigri, et Sébastien. Toute ma famille, sur qui je peux compter à chaque instant, a toujours été et, je le sais, sera toujours à mes côtés.

J'espère vous donner autant que ce que vous pouvez me donner.

Nicolas, qui a dû me supporter pendant ces trois années, merci pour ton soutien. J'ai eu des craintes, des peurs, du stress mais pas toi. Tu as toujours eu les mots pour que je me sente mieux. Ca n'a pas dû être facile tous les jours.... mais je suis désolée pour toi, ce n'est que le début !

Tous mes amis des Vosges, de Paris, de Brest, de Nantes et ses alentours, de Menton, de Cannes, de La Motte-Saint-Martin, de Brisbane, de Melbourne et j'en oublie forcément ! Lydie, Barbara, Mina, Valentin, Clém, Marine et Sam, Emilie, Fleur, Imad, Amélie, Carine et Gauthier, Julie et Chris, Alexis, Seb, Séverine, Sarah, Cal.... Je ne peux tous vous nommer mais sachez que vous comptez beaucoup pour moi. Merci de croire en moi, de me soutenir et surtout de me faire rire. Même loin, vous êtes si proche.

Table des matières

<i>Introduction</i>	1
---------------------------	---

Partie I : Synthèse bibliographique

<i>Chapitre I : Les canyons sous-marins et les variations climatiques au Plio-Quaternaire</i>	12
---	----

A. Les canyons sous-marins	12
---	----

1. <i>Historique sur l'étude des canyons sous-marins</i>	12
--	----

2. <i>La morphologie des canyons sous-marins</i>	13
--	----

(a) Définition d'un canyon sous-marin	13
--	----

(b) L'architecture d'un canyon sous-marin	14
--	----

3. <i>Les processus gravitaires sous-marins</i>	19
---	----

(a) Les glissements	20
----------------------------------	----

(b) Les écoulements gravitaires	21
--	----

(i) Les écoulements cohésifs : les coulées de débris.....	21
---	----

(ii) Les écoulements non cohésifs.....	21
--	----

(c) Initiation des écoulements gravitaires	23
---	----

4. <i>La formation des canyons</i>	25
--	----

(a) Erosion régressive sur la pente continentale, érosion du « bas vers le haut »	26
--	----

(b) Erosion par processus gravitaires, érosion du haut vers le bas	26
---	----

5. <i>Les variations eustatiques et les canyons sous-marins</i>	29
---	----

6. <i>Autres facteurs pouvant contrôler la formation des canyons sous-marins</i>	30
--	----

B. Les cycles climatiques et les variations du niveau marin au Plio-Quaternaire en Méditerranée	31
--	----

1. <i>L'héritage du Messinien</i>	31
---	----

(a) Les étapes de la crise messinienne	31
---	----

(b) Les variations du niveau marin au Messinien	32
--	----

(c) Erosion et canyons au Messinien	33
--	----

2. <i>Le Plio-Quaternaire en Méditerranée occidentale</i>	35
---	----

(a) Généralités sur le Pliocène et le Quaternaire	35
--	----

(b) La théorie astronomique du climat	36
(c) Les variations du niveau marin du Plio-Quaternaire	38
(i) La construction des courbes de niveau marin.....	38
(ii) Les événements rapides du Plio-Quaternaire.....	41
(iii) Les cycles de Milankovitch.....	42
(iv) Description des courbes de niveau marin ou isotopiques utilisées dans ce travail	43
(v) Chronologie isotopique utilisée dans cette étude	49
(d) Les flux sédimentaires et la subsidence en Méditerranée occidentale durant le Plio-Quaternaire	49
(i) Flux sédimentaire dans le Golfe du Lion	51
(ii) Flux sédimentaire sur la marge de l'Ebre	52
(iii) La subsidence	53
 <i>Chapitre II : Cadre géologique et physiographique et base de données.....</i>	69
A. Formation de la Méditerranée occidentale	69
B. Le Golfe du Lion	73
1. <i>Présentation générale Golfe du Lion.....</i>	73
2. <i>La stratigraphie de la marge</i>	79
3. <i>Les canyons sous marins du Golfe du Lion.....</i>	83
4. <i>Les données</i>	85
(a) Les données morpho-bathymétriques	85
(b) Les données bibliographiques issues des carottes et forages.....	89
C. La marge de l'Ebre, Catalogne	93
1. <i>Présentation générale, formation de la marge de l'Ebre.....</i>	93
2. <i>La stratigraphie de la marge</i>	94
3. <i>Les canyons sous-marins de la marge de l'Ebre</i>	96
4. <i>Les données</i>	97
(a) Les données sismiques.....	97
(b) Les données litho-stratigraphiques :	101

5. <i>Méthodologie : la stratigraphie séquentielle</i>	102
(a) Le modèle conceptuel de stratigraphie séquentielle d'Exxon	104
(i) Définition des surfaces stratigraphiques :.....	104
(ii) Les cortèges sédimentaires	104
(b) Les surfaces sismiques analysées dans cette thèse	107

Partie II : Les résultats

<i>Chapitre III : “The role of fluvial connections in Plio-Quaternary development of submarine canyons revealed by 3D seismic data: the Ebro Margin, NW Mediterranean”</i>	115
--	------------

A. Introduction	115
------------------------------	------------

B. Article 1	119
---------------------------	------------

1. <i>Abstract</i>	119
--------------------------	-----

2. <i>Introduction</i>	120
------------------------------	-----

3. <i>Geological background</i>	122
---------------------------------------	-----

(a) General background of the Ebro margin	122
--	------------

(b) Sea level changes during the Plio-Quaternary	125
---	------------

4. <i>Methods</i>	126
-------------------------	-----

(a) Seismic data and methods	126
---	------------

(b) Time constraints	128
-----------------------------------	------------

5. <i>Results</i>	130
-------------------------	-----

(a) Age of the studied horizons	130
--	------------

(b) Plio-Quaternary depositional patterns	132
--	------------

(c) Plio-Quaternary continental margin geomorphology	133
---	------------

(i) Pliocene to Mid-Pleistocene (Horizons 1 to 4)	134
---	-----

(ii) Mid-Pleistocene to Present (Horizons 5 to modern seafloor).....	136
--	-----

(d) Continental margin sediment dispersal patterns: spatio-temporal evolution	143
--	------------

6. <i>Discussion</i>	147
----------------------------	-----

(a) Changes in canyon morphologies during the Plio-Quaternary	147
--	------------

(b) Canyon development: bottom-up vs. top-down processes	149
(c) Plio-Quaternary climate impact on submarine canyons	150
(d) Fluvial incision on the shelf and the role of fluvial connection in canyon evolution	151
(e) Fluvial systems over the Ebro margin.....	153
7. <i>Synthesis and conclusion</i>	154
8. <i>Acknowledgement</i>	155
9. <i>References</i>	155
C. Conclusions de l'article	160
<i>Chapitre IV : Signature des cycles de Milankovitch dans les canyons du Golfe du Lion: analyse sur les 500.000 dernières années.....</i>	164
A. Introduction.....	164
B. Base de données.....	164
C. Résultats	166
1. <i>Reconnaissance des phases d'érosion du plateau et d'incision des canyons : le cadre chronostratigraphique</i>	166
(a) Reconnaissance des phases d'incisions.....	166
(b) Erosion et événements climato-eustatiques.....	169
2. <i>Evolution morphologique des têtes de canyons</i>	175
(a) Incisions liées aux cycles de 100 000 ans	175
(b) Incisions liées aux variations rapides du climat	178
3. <i>Cartographie des surfaces d'érosion sur la marge du Golfe du Lion</i>	183
(a) Volumes sédimentaires préservés sur la plateforme durant les différentes phases des cycles eustatiques des derniers 500 ka	183
(b) Estimation de taux de sédimentation sur le plateau du Golfe du Lion.....	188
D. Discussion	190
1. <i>Impact des cycles de 100 ka sur les incisions du Golfe du Lion.....</i>	190
2. <i>Impact des cycles de 40 ka et des événements rapides sur les incisions du Golfe du Lion.....</i>	191
3. <i>L'impact des connexions fluviales sur les canyons.....</i>	192
4. <i>Impact des facteurs globaux/locaux sur l'évolution des canyons</i>	194

E. Conclusions.....	194
<i>Chapitre V : “Sea-level control on the connection between shelf-edge deltas and the Bourcart canyon head (western Mediterranean) during the last Glacial/Interglacial cycle”.....</i>	200
A. Introduction.....	200
B. Article 2.....	202
C. Conclusions de l'article	222
D. Travaux complémentaires.....	224

Partie III

<i>Chapitre VI : Conclusions et perspectives.....</i>	230
A. Rappels des objectifs.....	230
B. Synthèse des résultats.....	231
1. <i>Le point de départ de l'étude : La crise de Salinité Messinienne.....</i>	231
2. <i>L'impact des variations du niveau marin sur l'évolution d'une marge de Méditerranée occidentale du Pliocène à la Mid Pleistocene Transition.....</i>	232
3. <i>L'impact du passage de cycles de 41ka aux cycles de 100ka sur la morphologie de la marge et des canyons sous-marins.....</i>	235
4. <i>Le monde des cycles de 100ka : l'impact des cycles les plus marqués (MIS 22,16 et 12) et des cycles hautes fréquences.....</i>	237
C. Perspectives.....	240

Introduction

Pour l'étude des canyons sous-marins, la mer Méditerranée paraît un bon exemple. Sur une carte bathymétrique (Fig. 1), il est facile de repérer ces incisions le long des marges continentales de presque tout les pays bordant la Méditerranée Occidentale. Le Golfe du Lion et la marge de l'Ebre sont de particulièrement bons candidats (Fig. 1).

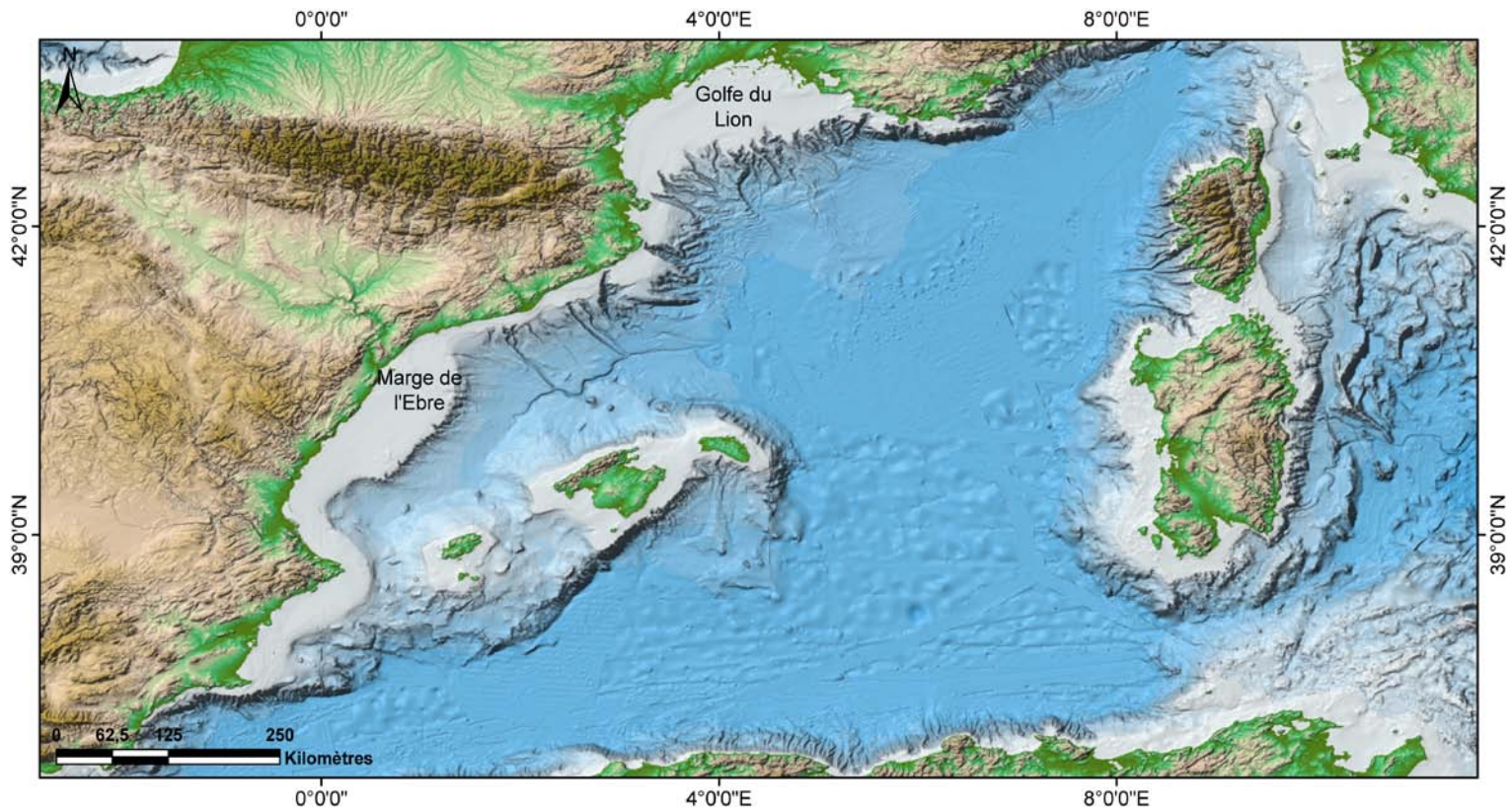


Figure 1 : Carte de la mer Méditerranée Occidentale. Cette carte est modifiée d'après l'application GeoMapApp. Les données affichées sont une grille « Global Multi-Resolution Topography » et une compilation EMODnet 500 pour la Mer Méditerranée

Ces structures, érosives de premier abord, sont le lien direct entre le plateau continental et le bassin profond et sont des conduits pour le transfert de sédiment provenant de l'érosion des continents. Les scientifiques ont commencé très tôt l'exploration et l'étude des canyons (Dana, 1863, aux USA, Pruvot, 1894, en France) et particulièrement en Méditerranée notamment par Bourcart (1945) qui donnera son nom à un canyon sous-marin du Golfe du Lion, étudié dans cette thèse. Leur forme, leur mode de formation et leur rôle ont souvent été discutés mais les canyons sous-marins sont encore mal connus.

Un paramètre clé pour l'étude des canyons est le lien qui existe entre la construction d'une marge (et donc des ces canyons) et les variations du climat et du niveau marin. Ces fluctuations de plus ou moins grandes amplitudes impactent l'érosion sur le continent, le

transport de ce matériel et sa distribution vers le bassin profond. Cet effet domino entraînant des sédiments terrigènes du continent aux grandes profondeurs est relativement bien compris. Cependant, l'impact de ces grandes oscillations sur les canyons sous-marins et les processus physiques associés à ces changements importants restent flous. Il y a en effet peu d'études qui se soient concentrées sur la relation entre le remplissage des canyons, l'acheminement des sédiments et les variations du niveau marin. D'un point de vue stratigraphique, la majorité des travaux de stratigraphie séquentielle (Catuneanu, 2006; Posamentier, 1988) incluent les canyons sous-marins dans la pente et les systèmes profonds car ils sont considérés comme ne fonctionnant que durant les périodes de chute du niveau marin et de transgression. Le rôle spécifique des canyons en tant que dépôt-centres, voire réservoirs pétroliers, est très peu abordé. Si la morphologie des canyons actuels est de mieux en mieux connue (grâce notamment à la généralisation des outils multi-faisceaux), et si plusieurs projets européens et nord américains se sont consacrés aux processus hydro-sédimentaires complexes qui s'y déroulent (voir par exemple la revue récente et très complète de Puig *et al.*, 2014), la chronologie de leur mise en place et de leur évolution aux échelles de temps géologiques restent largement spéculatifs. Ce sont ces deux questions que nous allons aborder dans cette thèse, à l'échelle de deux marges voisines et durant le Plio-Quaternaire, qui est caractérisé par une amplification des phénomènes eustatiques et donc de certains des facteurs de contrôle de l'évolution des canyons. Un autre intérêt de cette étude, plus régional, réside dans les conséquences de la crise de salinité messinienne, qui a largement démantelé les marges du pourtour méditerranéen. A la fin de cet épisode, les marges continentales apparaissent comme des rampes incisées par d'anciens canyons aériens, se prolongeant à terre par des incisions formant, au début du Pliocène, de profondes rias (Clauzon, 1973). L'histoire des canyons sous-marins est donc intimement liée à celle de la reconstruction des marges au Plio-Quaternaire, ce qui soulève une autre question spécifique à la Méditerranée : quel est l'âge d'apparition des canyons sous-marins, et existe-t-il un lien avec les changements des forçages eustatiques et/ou avec l'héritage des morphologies messiniennes?

Malgré de nombreuses études antérieures sur la marge de l'Ebre et encore plus sur le Golfe du Lion, qui fournissent une base de connaissances très importante, cette thèse bénéficie de nouveaux éléments qui ont permis de répondre à plusieurs questions peu traitées dans la littérature. Sur l'Ebre, la mise à disposition d'un bloc sismique 3D permettant d'imager, au cours du temps, la relation entre incisions fluviales et le développement des canyons, a été mise à profit. Dans le Golfe du Lion, les forages PROMESS, couvrant les

derniers 500 000 ans (et dont l'exploitation scientifique n'est pas encore terminée) couplés à une très importante base de données sismiques à haute et très haute résolution, permettent de préciser la chronologie d'activité et l'évolution des canyons, à l'échelle des grands cycles climatiques de Milankovitch, mais aussi à celle des changements rapides comme les cycles de Bond.

Enfin, la résolution horizontale qu'apporte la sismique 3D et la chronologie fine des derniers 500 000 ans sur le forage PRGL1 permettent de développer des questions qui avaient été évoquées dans des thèses antérieures sur les canyons du Golfe du Lion (Baztan, 2004; Gaudin, 2006), comme l'importance de la connexion des fleuves ou la nature des écoulements gravitaires.

Le mémoire sera divisé en trois parties. La **première partie** est une synthèse des connaissances sur les canyons et le contexte climatique-eustatique au Plio-Quaternaire, qui est le cadre temporel de cette thèse. Une présentation des sites d'études et des données (sismique et contraintes temporelles) associées complète cette première partie. La **deuxième partie** réunit les 3 chapitres de résultats, organisés de manière chronologique, c'est à dire à des résolutions de données sismiques et temporelles croissantes : (a) le Plio-Quaternaire sur la marge de l'Ebre et la sismique pétrolière, (b) les cycles de Milankovitch durant les derniers 500 ka dans le Golfe du Lion à l'échelle de la sismique haute et très haute résolution et (c) l'impact des variations rapides du dernier cycle glaciaire (sur le canyon Bourcart dans le Golfe du Lion sur les données ultra-haute résolution). Pour finir, la **troisième partie** sera consacrée à la synthèse et aux perspectives.

Bibliographie

- Baztan, J., 2004. Formation et évolution des canyons sous-marins du Golfe du Lion: relation avec les cycles glacio-eustatiques [PhD: Université de Bretagne occidentale, 446 p.
- Bourcart, J., 1945. Etude des sédiments pliocènes et quaternaires du Roussillon: Bulletin des services de la carte géologique de France v. 45, no. 218, p. 395-476.
- Catuneanu, O., 2006. Accommodation and shoreline shifts, *in* Elsevier, ed., Principles of sequence stratigraphy.
- Clauzon, G., 1973. The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhône valley: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 13, no. 2, p. 1251-1256.
- Dana, J. D., 1863. Manual of geology: treating of the principles of the science with special reference to american geological history, for the use of colleges, academies and schools of science., London, Theodore Bliss & Co.
- Gaudin, M., 2006. Processus et enregistrements sédimentaires dans les canyons sous-marins Bourcart et de Capbreton durant le dernier cycle climatique: Université de Bordeaux I, 316 p.
- Posamentier, H. W., Jervey, M. T., and Vail, P. R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I - Conceptual framework, Sea-level changes: an integrated approach, Volume Special publication 42: Tulsa, Oklahoma, USA, Society of economic paleontologists and mineralogists, p. 109-124.
- Posamentier, H., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I—conceptual framework.
- Pruvot, G., 1894. Essai sur la topographie et la constitution des fonds sous-marins de la région de Banyuls, de la plaine du Roussillon au golfe de Rosas Archives de Zoologie expérimentale et générale, v. 2, no. 3, p. 599-672.
- Puig, P., Palanques, A., and Martin, J., 2014. Contemporary sediment-transport processes in submarine canyons: Annual Review of Marine Science, v. 6, no. 5, p. 1-25.

Partie I

Synthèse Bibliographique

Chapitre I

Les canyons sous-marins et les variations climatiques au Plio-Quaternaire

La première partie de cette thèse va exposer dans un premier chapitre les notions et connaissances sur les canyons sous-marins, mais aussi présenter une revue bibliographique sur les conditions climatiques et les variations du niveau marin depuis le Messinien, cadre temporel de cette étude. Dans un deuxième chapitre, ce sont les deux sites d'étude qui seront présentés et une synthèse sur les travaux déjà menés sera faite. Pour chaque site, les données sismiques et forages seront présentées ainsi que les méthodes d'analyse de ces données (sismiques essentiellement).

Chapitre I : Les canyons sous-marins et les variations climatiques au Plio-Quaternaire

A. Les canyons sous-marins

1. Historique sur l'étude des canyons sous-marins

L'investigation sur les canyons a débuté au milieu du 19^{ème} siècle avec notamment la mise en évidence de ces structures grâce aux premières cartes bathymétriques (Maury, 1855 dans Baztan, 2004). Car c'est au tout début des années 1800 que se crée, aux Etats-Unis, le premier service d'étude des côtes américaines (le « Coast Survey ») ayant pour but de cartographier le territoire sous-marin ainsi que de comprendre les mécanismes du Gulf Stream. Certains objets morphologiques particuliers tel que la rupture de pente avait déjà été étudiés au milieu du 18^{ème} siècle mais c'est grâce à l'essor au 19^{ème} siècle des campagnes en mer que l'exploration sous-marine se développe.

Le premier constat de la présence de canyon sous-marin se fait en 1850 en Californie, dans la baie de Monterey grâce à la première carte produite par le Coast Survey (Annual Report of the Superintendent of the Coast Survey, 1857). Peu de temps après, en 1860, des travaux de cartographie marine en Atlantique nord est (le long des côtes landaises) permettent de mettre en évidence une dépression sur le plateau continental : le canyon de Capbreton (Froidefond *et al.*, 1983). En 1893, Pruvot publie une description des canyons occidentaux du Golfe du Lion : le canyon de Cap Creus et de Lacaze-Duthiers. Grâce au développement de l'exploration des fonds marins, les scientifiques connaissent, dès la fin du 19^{ème} siècle, la morphologie générale des marges et de la pente continentale.

C'est au début du 20^{ème} siècle que la première hypothèse sur le mode de formation de canyons sous-marins apparaît grâce aux travaux de Spencer (1903). Ce dernier conclut à une formation des canyons par abrasion aérienne liée aux oscillations du niveau marin durant le Pléistocène. Encore une fois, l'amélioration des techniques du 20^{ème} siècle permet aux scientifiques d'affiner toujours plus leurs connaissances des fonds marins et de remarquer la présence récurrente de ces structures géologiques sur les marges actives et passives. En 1936, Daly met en évidence la relation entre l'érosion par les courants de turbidité et la morphologie de canyons. Il construit alors l'hypothèse de formation des canyons durant les glaciations par l'action des courants de turbidité. Dans le Golfe du Lion, en 1958, Bourcart conclut également à la formation des canyons par des courants de boue engendrés pendant les périodes de bas niveau marin.

Emery (1980) et Uchupi et Emery (1991) ont cependant observé que la morphologie des canyons peut changer selon que la marge soit active ou passive. Cela est notamment dû à la différence des paramètres contrôlant l'évolution des marges. Dans le cas des marges passives (comme le Golfe du Lion ou la marge de l'Ebre, sites d'étude de cette thèse), c'est l'érosion et l'accumulation des sédiments qui contrôlent la morphologie alors que les marges actives sont contrôlées par la tectonique.

Farre *et al.* (1983) étudient les canyons de la côte atlantique nord-américaine et concluent que les canyons sont à des stades de maturité différents et que les canyons sont initiés par des glissements survenus sur la pente. Une érosion du « bas vers le haut » permettrait aux glissements d'atteindre le rebord de plateau (Farre *et al.*, 1983). 10 ans plus tard, Orange *et al.* (1992, 1994, 1997) feront le même constat pour des canyons n'atteignant pas le rebord de plateau sur la côte pacifique. Par la suite, Pratson *et al.* (1994, 1996) et Mountain *et al.* (1996) posent l'hypothèse d'une érosion cette fois du « haut vers le bas » dans l'évolution des canyons. Mountain *et al.* (1996) pensent donc que l'origine des canyons provient d'un courant gravitaire et qu'une connexion fleuve-canyon est possible.

Bien que les canyons sous-marins soient des objets géologiques reconnus, leur évolution au cours du temps et les paramètres impactant leur architecture restent peu étudiés.

2. La morphologie des canyons sous-marins

(a) Définition d'un canyon sous-marin

Un canyon sous-marin est une structure dépressionnaire, entaillant la pente continentale jusqu'au pied de pente. Il peut aussi, dans certains cas, inciser le plateau

continental sur des kilomètres comme le canyon de Capbreton (Gaudin *et al.*, 2006), le canyon de Monterey (Greene *et al.*, 2002) ou le canyon du Congo (Babonneau *et al.*, 2002).

Les canyons sont considérés comme la structure principale de transfert du sédiment du plateau ou de la pente vers le bassin profond (Nittrouer et Wright, 1994 dans Harris et Whiteway, 2011), selon leur position par rapport au rebord de la plateforme et leur éloignement de la source sédimentaire (Mulder *et al.*, 2012). Les sédiments sont transportés dans le bassin profond dans des systèmes appelés éventails turbiditiques profonds (Menard 1955 dans Covault, 2011).

(b) L'architecture d'un canyon sous-marin

On distingue généralement trois parties au sein d'un canyon, d'amont en aval la *tête*, le *corps* et l'*embouchure* (Figure I-1).

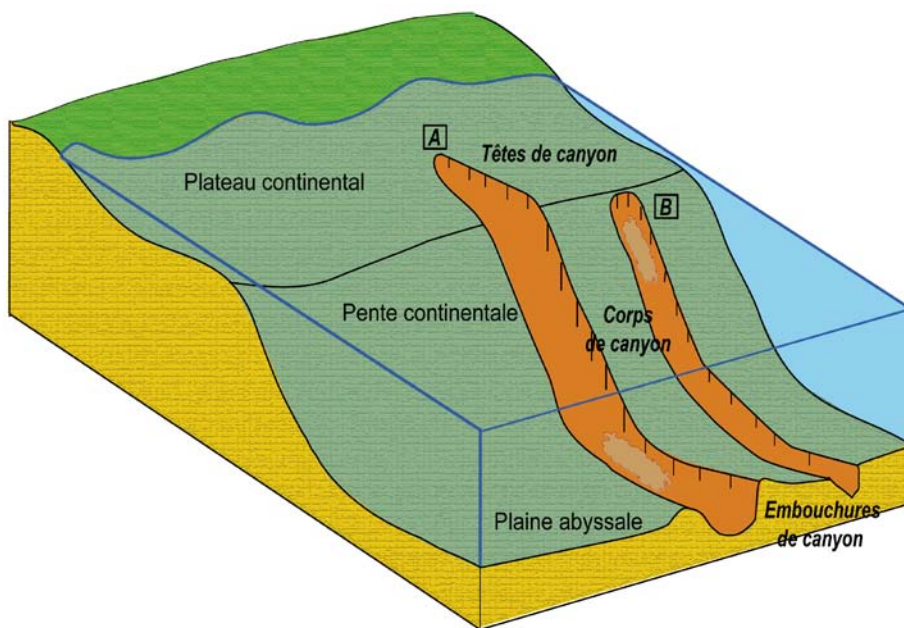


Figure I-1 : Schéma représentant la morphologie des canyons sous-marins. A : Canyon incisant le plateau ; B : Canyon confiné

Le rebord du plateau, il est alors appelé *canyon confiné* (Figure I-1B ; Twichell et Roberts, 1982; O'Connell *et al.*, 1987; Pratson and Coakley, 1996; McAdoo *et al.*, 1997) ou « headless canyon », canyon sans tête (Orange et Breen, 1992, Orange *et al.*, 1994). Ces derniers auteurs considèrent donc qu'une véritable *tête* de canyon est obligatoirement en rebord de plateau ou sur le plateau continental. Les canyons confinés, comme les canyons pliocènes de la marge de l'Ebre, n'ont donc pas de lien direct avec le plateau continental (Bertoni et Cartwright, 2005 et Kerztnus et Kneller, 2009).

Tout d'abord, *la tête du canyon* correspond à la partie la plus haute, sur la pente (Figure I-1B et Figure I-2) ou sur le plateau, plus ou moins proche de la côte (Figure I-1A et Figure I-2). En effet, la tête d'un canyon peut avoir des positionnements différents sur le rebord du plateau continental. Lorsqu'un

canyon est restreint à la pente continentale et n'atteint pas le

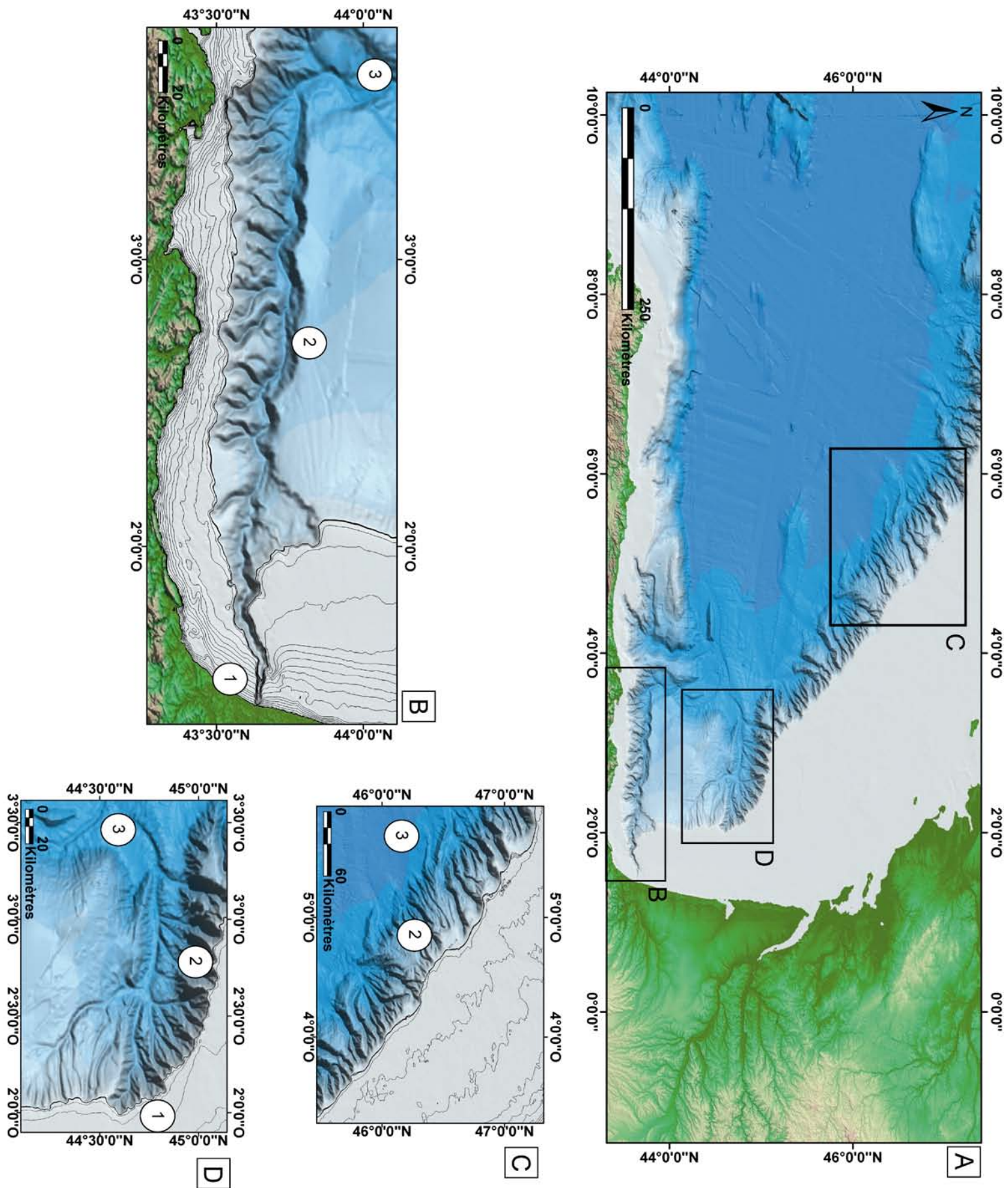


Figure I-2 : Cartes morpho-bathymétriques de la plateforme Aquitaine (A). (B) : zoom sur le canyon de Capbreton, (C) les canyons confinés du nord de la marge Aquitaine et (D) le canyon du Cap Ferret. 1 : Tête de canyon ; 2 : corps de canyon et 3 : embouchure de canyon. (Cartes GeoMapApp)

En revanche, certains canyons incisent le plateau continental sur plusieurs kilomètres (Figure I-1A et Figure I-2A, B et D). Dans les cas des canyons de Capbreton ou de Monterey, leurs têtes ne se trouvent qu'à quelques centaines de mètres des côtes (250 m pour le canyon de Capbreton, Gaudin *et al.*, 2006). Elles sont donc plus proches de sources sédimentaires importantes telles que les fleuves, y compris pendant les périodes de haut niveau marin. Elles peuvent même dans certains cas, comme pour le canyon du Congo (Zaire), être dans le prolongement direct du fleuve (Babonneau *et al.*, 2002). Les canyons incisant largement le plateau sont appelés « *shelf indenting* » ou « *shelf incising* » c'est-à-dire *canyon incisant le plateau continental* (Twichell et Roberts, 1982).

La tête est la partie du canyon ayant la pente la plus importante (Babonneau *et al.*, 2002 ; Baztan *et al.*, 2005) en comparaison avec son corps (Figure I-3). La forme de la tête varie de pointue à plus élargie et ramifiée, voire dendritique incisée par des *gullies* (incisions linéaires et de plus petite taille). En regardant les marges continentales à travers le monde, on peut souvent constater la diversité des têtes de canyons sur une même marge. Sur la marge du Golfe de Gascogne (Figure I-2B) par exemple, la tête du canyon de Capbreton est pointue et incise le plateau sur une distance importante (plus de 5 km). Ceci contraste avec la tête du canyon du Cap Ferret plus au nord, de forme plus arrondie et plus large (Figure I-2D). Ce dernier présente de nombreuses ramifications et incise le plateau sur une distance moins importante. Au nord du canyon du Cap Ferret, de nombreux canyons confinés incisent la marge. La morphologie des canyons et en particulier de leur tête est directement héritée de leur mode de formation, expliqué dans le sous chapitre suivant.

Certaines têtes de canyons comme le canyon Bourcart (Baztan *et al.*, 2005), le Danube (Figure I-4 ; Popescu *et al.*, 2004) ou le canyon de Wilmington (McGregor *et al.*, 1982) présentent à partir de leur tête et le long de leur corps, une incision axiale, surcreusement dans la vallée principale, généralement méandrique, attribuée à des écoulements turbiditiques (Baztan *et al.*, 2005). La profondeur du surcreusement peut atteindre 60 m et diminue ensuite dès 450 m de profondeur d'eau (Baztan *et al.*, 2005). La ressemblance entre les systèmes fluviaux et les canyons sous-marins, de par leur forme méandrique où leur forme dendritique, est attribuée à la nature des courants de haute densité dans les canyons, dont le façonnement de la morphologie serait similaire à celui de l'eau en milieu aérien (McGregor *et al.*, 1982).

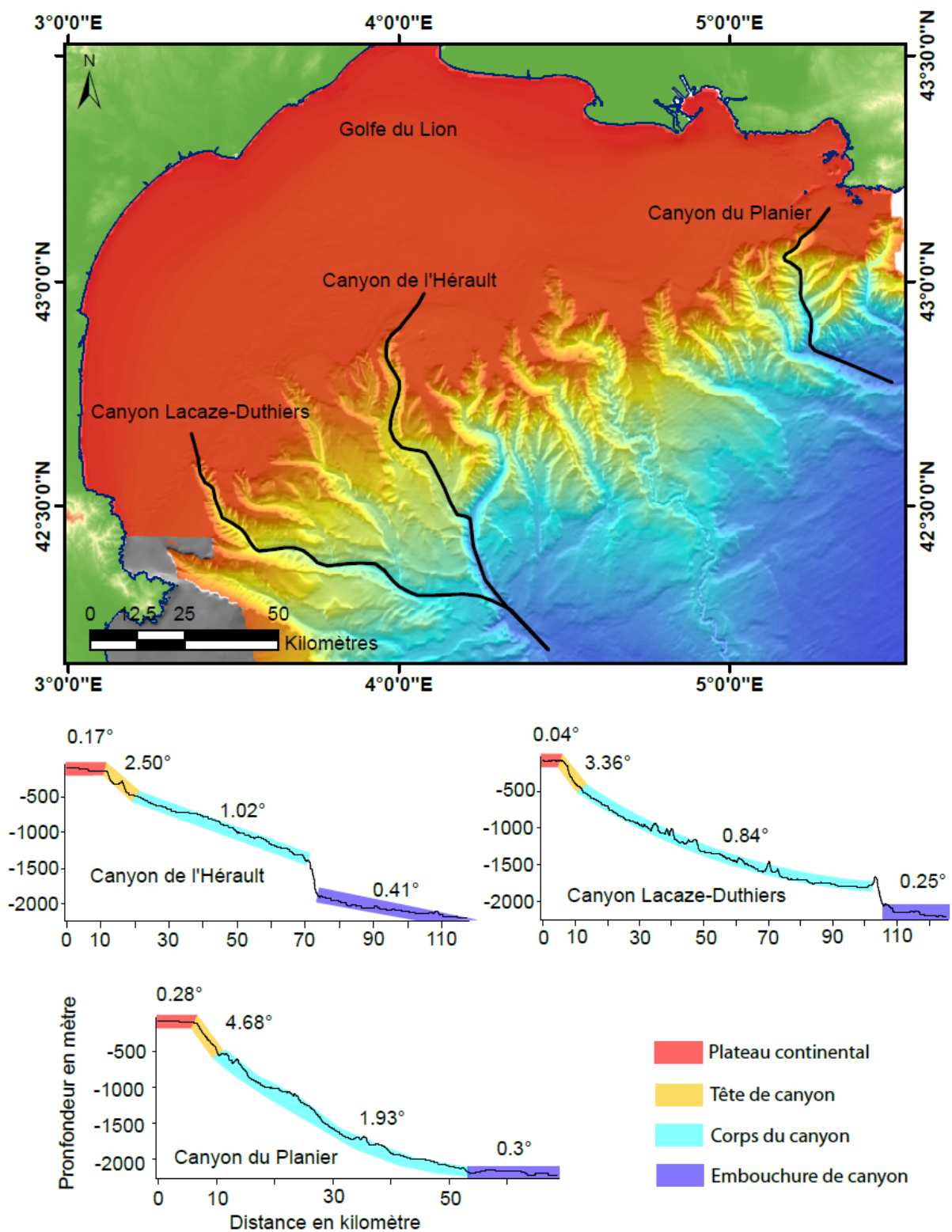


Figure I-3 : Profils de pentes réalisés sur trois canyons du Golfe du Lion : le canyon du Planier, le canyon de l'Hérault et le canyon Lacaze-Duthiers. Sur ces profils, il est possible de constater les variations de pente entre les différentes parties des canyons notamment la forte augmentation de pente entre le plateau (en rouge) et la tête des canyons (en jaune).

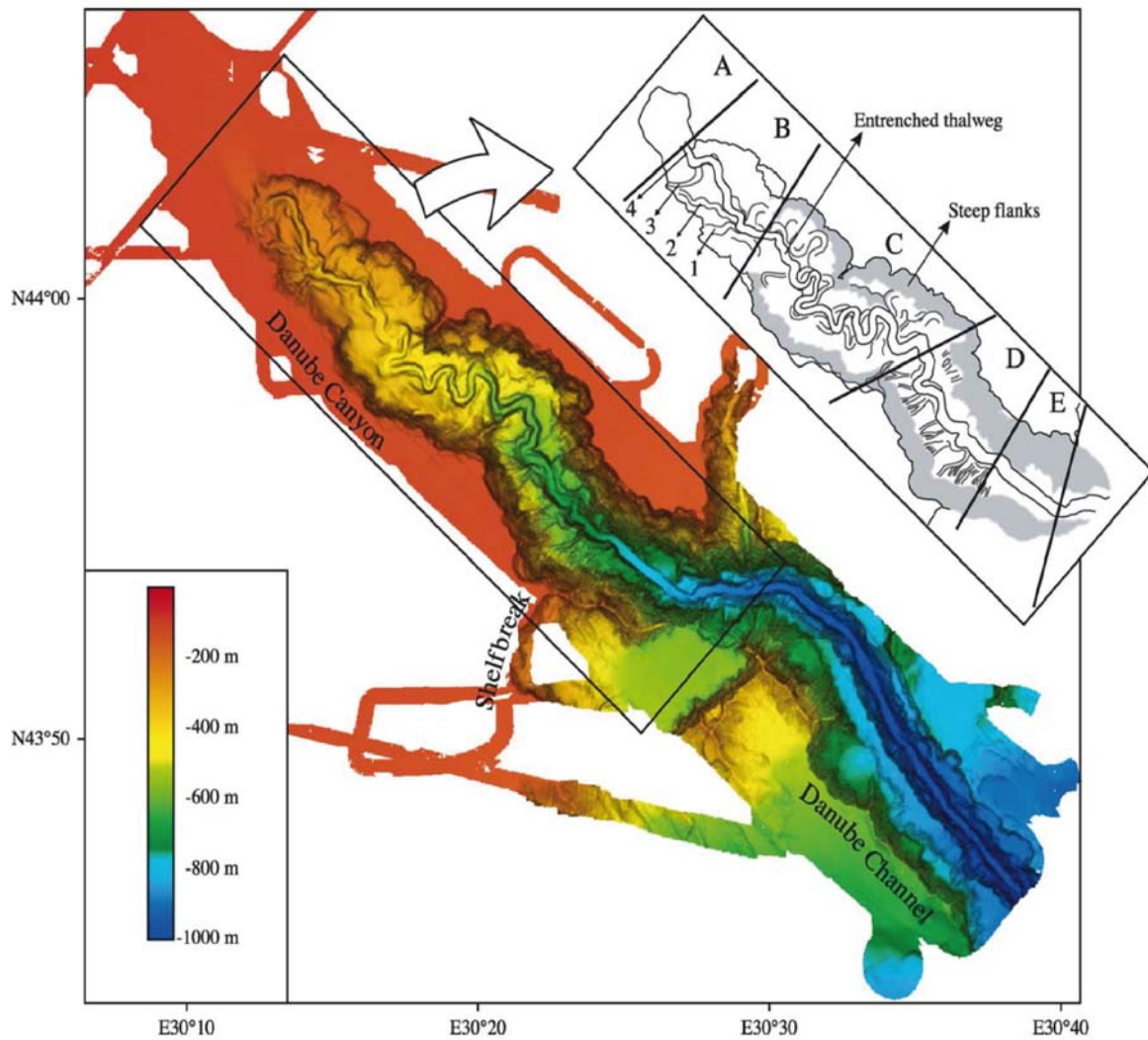


Figure I-4 : Carte morpho-bathymétrique du canyon du Danube (figure d'après Popescu *et al.*, 2004).

Plus au large suit le *corps* du canyon. Il est bordé de flancs abrupts pouvant présenter des cicatrices d'arrachement (Figure I-1 et 2; Baztan *et al.*, 2005 ; Popescu *et al.*, 2004). La forme en U ou en V du thalweg peut atteindre plusieurs kilomètres de largeur et plus de 1000 m de hauteur. La pente s'adoucit lors de la transition entre la tête et le corps du canyon (Figure I-3). Le canyon passe donc d'une pente abrupte sur une petite distance (dans la tête du canyon), à une pente plus douce sur une plus grande distance jusqu'au pied de pente. Ceci permet au canyon de retrouver un profil d'équilibre tout comme un canyon aérien (Gerber *et al.*, 2009).

En pied de pente, la profondeur de la vallée du canyon diminue et les flancs s'adoucisent également. *L'embouchure* du canyon est sa partie la plus profonde et la moins pentue. Une des principales caractéristiques de cette partie du canyon est le développement de systèmes chenaux-levées et lobes turbiditiques (Damuth *et al.*, 1983 ; Droz *et al.*, 2003). Ceci

est du à l'arrivée directe des sédiments du plateau via le canyon, qui s'accumulent au pied de pente (Posamentier et Vail, 1988).

3. *Les processus gravitaires sous-marins*

Les différents processus gravitaires qui vont être décrits dans cette partie sont directement liés à la formation ou au maintien des incisions au cours du temps. Ces processus permettent le transfert des sédiments du plateau vers le bassin profond sous l'effet de la gravité (Figure I-5 ; Middleton et Hampton, 1973). Les processus gravitaires et les dépôts qui leur sont associés (Middleton et Hampton, 1973 ; Mulder et Cochonat, 1996 ; Stow *et al.*, 1996 ; Shanmugan, 2000; Mulder et Alexander, 2001) peuvent être classés en deux groupes : les glissements et les écoulements gravitaires (cohésifs et non cohésifs). Cette classification prend en compte des caractéristiques telles que :

- La rhéologie c'est-à-dire **le comportement mécanique** (Mulder et Cochonat, 1996 ; Shanmugan, 2000). Ce dernier peut être élastique (comme les glissements), plastique (comme dans les coulées de débris) ou visqueux (comme dans les courants turbiditiques par exemple).
- **La nature cohésive** (boue ou argile) ou **non cohésive** (sable) des matériaux va également influencer le type d'écoulement. Les écoulements boueux vont avoir tendance à glisser alors que les écoulements sableux vont être maintenus par la force de collision entre les grains.
- Enfin **les mécanismes de transport et de maintien en suspension** tels que la turbulence ou les forces de friction vont influencer le type et comportement de l'écoulement.

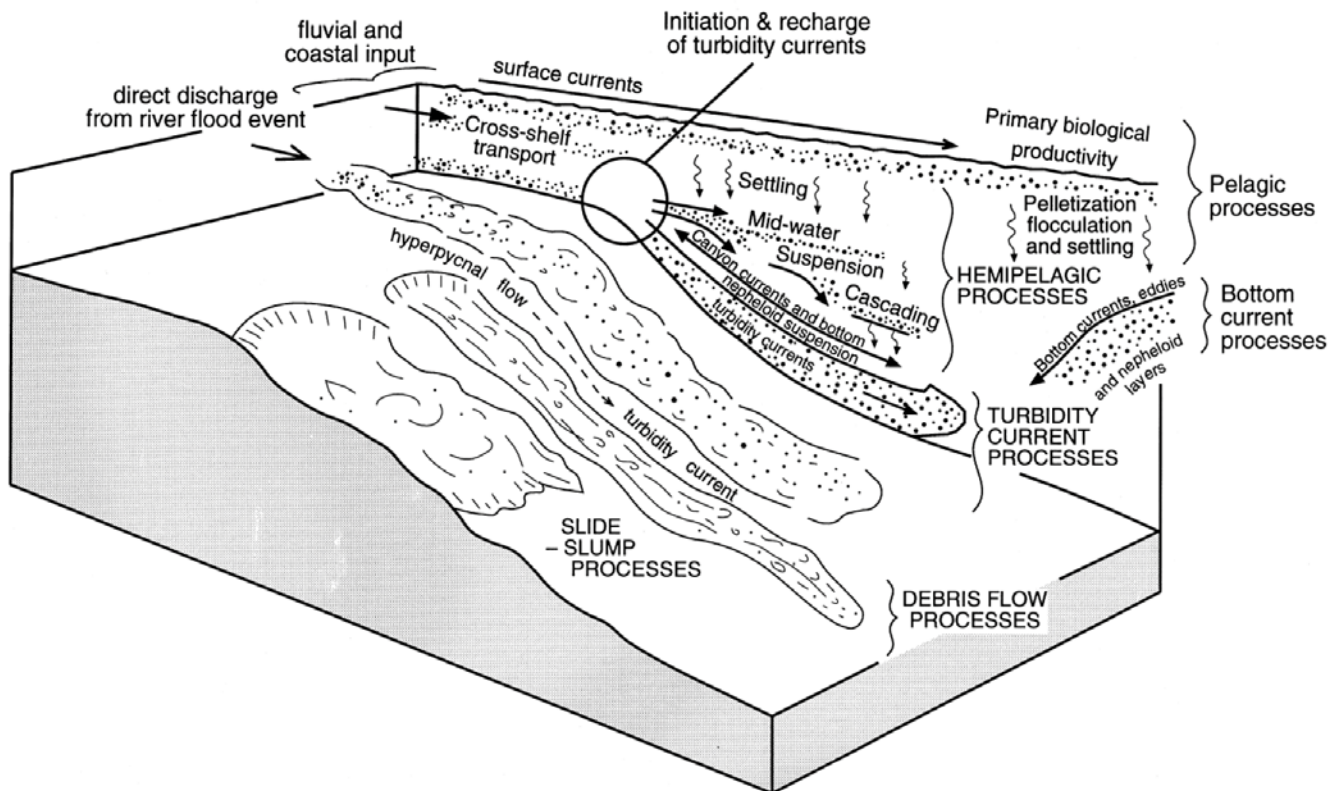


Figure I-5 : Schéma représentant les différents types de processus gravitaires sur la pente continentale (d'après Stow and Mayall, 2000).

(a) Les glissements

Les glissements sont des mouvements homogènes de sédiments le long d'une surface de glissement permettant la préservation de la structure interne de la masse en mouvement. Selon l'intensité du transport et la nature des sédiments mobilisés, trois types de glissements peuvent être différenciés :

- Le fluage (ou *creeping* ; Mulder et Cohonat, 1996). Ces glissements correspondent à une déformation lente, sans rupture ; ils apparaissent souvent sur les flancs de canyons sous-marins, en haut de pente et rebord de plateau.
- Les glissements translationnels (ou *slides* ; Figure I-5) sont caractérisés par une surface de rupture plane. En interne, ces glissements présentent une très faible déformation mais peuvent atteindre jusqu'à 300 km³ (Stow, 1986).
- Les glissements rotationnels (*slumps* ; Figure I-5) sont caractérisés par une surface de rupture concave vers le haut ; ils impliquent des volumes moins importants et présentent une légère déformation (rotation, Martinsen, 1989).

On notera que pour certains auteurs, le terme de « slump » désigne des glissements présentant une déformation interne marquée.

(b) Les écoulements gravitaires

De nombreuses études ont été menées pour qualifier les écoulements gravitaires (Middleton et Hampton, 1973; Lowe, 1982). Mulder et Alexander (2001) proposent une classification en fonction des mécanismes de transport et des propriétés physiques de l'écoulement. Il existe donc deux types d'écoulements gravitaires : cohésif et non cohésif. Le rapport entre les forces d'inertie et les forces de viscosité permet de distinguer ces 2 types : plus ce rapport est important, plus l'écoulement gravitaire sera dilué (Mulder, 2011).

(i) Les écoulements cohésifs : les coulées de débris

Les écoulements cohésifs se caractérisent par une viscosité et des concentrations importantes empêchant les mouvements turbulents. Les coulées de débris (ou *debris flows*, Figure I-5) sont des écoulements cohésifs, présentant des fragments de tailles importantes (des sables aux blocs). Ces sédiments grossiers sont maintenus dans une matrice cohésive (argileuse ou silteuse) et se déplacent sous l'effet de la gravité (Stow *et al.*, 1996). Lorsque la force de résistance est plus importante que la force motrice, les coulées de débris s'arrêtent brusquement et se figent (*freezing*) ce qui engendre un dépôt grossier et chaotique (Middleton et Hampton, 1973).

(ii) Les écoulements non cohésifs

Lors d'un écoulement non cohésif, trois mécanismes de transport des grains peuvent être observés : la collision entre les grains (écoulements granulaires) ; l'expulsion de fluide intergranulaire (écoulement fluidisé) et la turbulence (courant de turbidité).

- Les écoulements granulaires (*grain-flows* ; Figure I-5) sont constitués de grains non cohésifs (sable, silt) qui, grâce à leur interaction, engendrent la dispersion et donc l'écoulement du mélange. Une pente forte ($>18^\circ$) est le paramètre indispensable à la continuité du mouvement (Middleton et Hampton, 1973). Les dépôts résultant des écoulements granulaires présentent un granoclassement inverse (Middleton et Hampton, 1973).
- Les écoulements liquéfiés (*liquified flows* ; Figure I-5) sont des écoulements de sédiments non cohésifs maintenus en suspension par la surpression du fluide interstitiel (Mulder, 2011). Ces écoulements peuvent se déplacer même sur une pente

relativement faible (de 3 à 10° ; Middleton et Hampton, 1973) et tant que la surpression interstitielle est plus importante que la pression hydrostatique. Leurs dépôts associés présentent des traces d'expulsion de fluide comme les galets verticalisés (Lowe et LoPiccolo, 1974).

→ Les écoulements turbulents (*turbidity currents*; Figure I-5). Ces écoulements maintiennent leurs mouvements grâce à la turbulence. La concentration en particules est variable mais inférieure à 9% du volume total (Bagnold, 1962). Elle permet de définir le type de courants de turbidité observés : les bouffées turbides ; les courants de turbidité et les courants hyperpycnaux (en ordre croissant de concentration). Ils sont capables de se déplacer sur de grandes distances et sur des durées différentes, en fonction du rapport entre l'énergie perdue par frottement et l'énergie cinétique gagnée (Stow, 1996). Les bouffées turbides ne sont pas alimentées par l'amont contrairement aux courants de turbidités (Mulder et Alexander, 2001). Bouma en 1962 propose une séquence de dépôt associée aux courants de turbidité : la séquence de Bouma ou turbidites (Figure I-6). Elle se compose idéalement de 5 intervalles de granulométrie et structures sédimentaires différentes (de A à E).

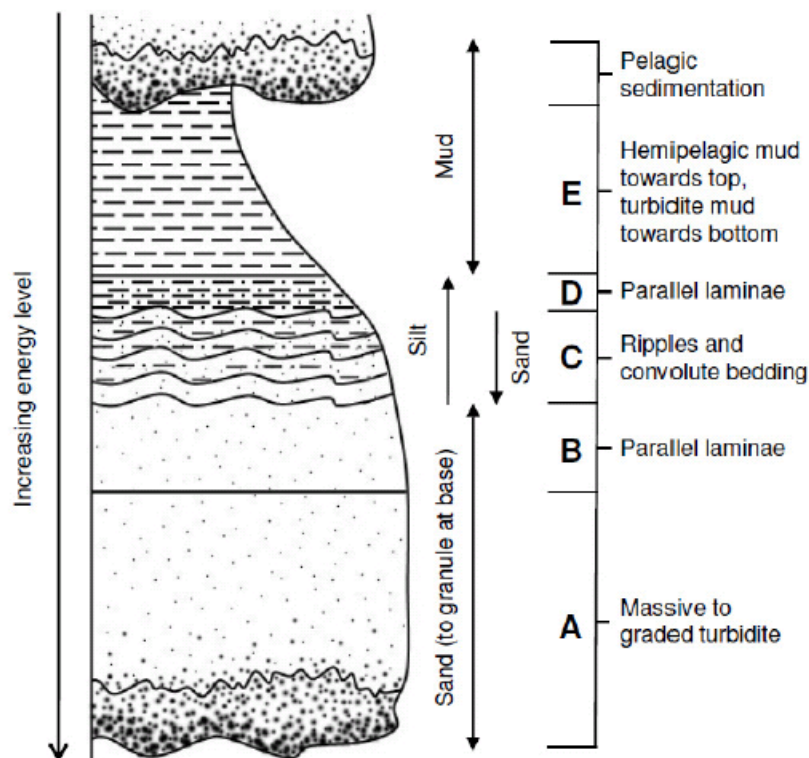


Figure I-6 : Séquence de Bouma présentant un dépôt lié à un courant de turbidité (d'après <http://www.paleo.bris.ac.uk/~ri5774/research.html>)

La première phase de dépôt (terme A) correspond en fait à un écoulement dit concentré (Mulder et Alexander, 2001) alors que les dépôts de B à E proviennent d'écoulements turbulents. Cependant, les séquences de Bouma ne sont pas souvent observées dans leur intégralité car elles sont, la plupart du temps, tronquées.

Les courants hyperpycnaux sont la conséquence d'écoulements turbides générés dans les fleuves et se prolongeant en mer (Mulder et Alexander, 2001). Ils résultent d'événements de crues où le mélange eau douce/sédiment a une densité supérieure à celle de l'eau de mer. Ce mélange va alors se propager sur le fond et provoquer, par la suite, un écoulement gravitaire turbulent hyperpycnal (Mulder et Syvitski, 1995). Les dépôts liés aux courants hyperpycnaux comportent une première phase à granoclassement inverse (correspondant à la montée de la crue) surmontée d'une partie à granoclassement normal (due à la décrue). Cependant, il est fréquent que l'enregistrement soit partiellement tronqué ce qui rend la distinction difficile avec les dépôts liés aux courants de turbidité « classiques » (Mulder *et al.*, 2001).

(c) Initiation des écoulements gravitaires

Les courants de turbidité peuvent être générés par plusieurs processus (Mulder et Cochonat, 1996) :

- Les courants hyperpycnaux générés dans les crues des fleuves.
- La transformation de glissements ou de ruptures en écoulements turbulents ou laminaires.
- Les plongées d'eaux denses, les événements de tempêtes, et autres processus générés sur le plateau.

Dans les canyons sous-marins, de nombreuses études rapportent des écoulements gravitaires puissants de la tête du canyon jusqu'à son embouchure.

C'est lors d'une tempête en 1964 que les premières mesures de courants de turbidité ont été réalisées dans le canyon de la Scripps (Inman *et al.*, 1976). Le courantomètre placé à 44 m de profondeur au niveau du canyon est tombé à une vitesse de 50 cm/s lors d'une tempête. D'autres événements plus violents atteignant 190 cm/s ont été enregistrés plus tard (en 1968) (*ibid.*). Des courantomètres placés dans le canyon de La Jolla (à environ 206 m de profondeur) en 1972 ont été déplacés sur plus de 500 m vers l'aval du canyon (Shepard et Marshall, 1973). Beaucoup d'autres études ont enregistré ces courants puissants de turbidité dans des canyons à travers le monde : dans le canyon du Var (Genesseeaux *et al.*, 1971) ; dans le canyon du Rio

Blasas (Shepard *et al.*, 1977) ou encore dans le canyon de Monterey (Okey, 1997). Dans ce dernier Paull *et al.* (2003) ont constaté non seulement le déplacement sur 550 m (initialement placé à 525 m de profondeur) de l'instrumentation mais aussi son enfouissement sous 70 cm de sédiment. Plus récemment en 2012, Mulder *et al.* ont montré, dans le canyon de Capbreton, une augmentation des courants passant de 5 à 32 cm/s à 500 m de profondeur, en lien avec les événements de tempêtes de 2007. Ces exemples proviennent de canyons ayant leurs têtes à faible profondeur et proche de la côte, ce qui facilite le transport des sédiments. Cependant des canyons plus éloignés des côtes montrent également un transport par écoulement gravitaire. Puig *et al.* (2003) ont enregistré de fortes augmentations de courant dans le canyon de Eel toujours liées à un événement de tempête qui aurait fluidisé les sédiments de plate-forme. Le canyon du Mississippi a également enregistré la trace des ouragans frappant cette partie du monde (Dail *et al.*, 2007, Ross *et al.*, 2009). Ces événements de tempête peuvent également impacter les écoulements gravitaires dans le canyon par le biais de phénomènes tels que les couches néphéloïdes au niveau du rebord de plateau comme observés par Durrieu de Madron (1994) sur le canyon du Grand Rhône ou les cascades d'eau denses partant du plateau et atteignant les têtes de canyons du Cap Creus (Palanques *et al.*, 2008), Bourcart (Gaudin *et al.*, 2006) ou encore du canyon de Blanes (Sanchez-Vidal *et al.*, 2012).

Les crues générées dans les fleuves et se propageant sous forme de courant hyperpycnaux sont également un processus majeur intervenant dans les canyons. La première observation de courants hyperpycnaux s'est faite dans le canyon de l'Abra en 1976 (Shepard, 1979). Les observations ont été faites pendant des conditions de forte pluie sur le continent sans conditions de tempête ou de forte houle. Les courants enregistrés à 622 m de profondeur ont atteint jusqu'à 72 cm/s à 3 m au dessus du fond marin (Shepard, 1979). Ces courants ont été imputés aux libérations intenses de sédiment par le fleuve de l'Abra. Des observations similaires dans le canyon de Rio de la Plata ont été faites par le même auteur qui conclut que les courants de turbidité engendrés dans le canyon provenaient de la grande quantité de sédiment transportée par le fleuve du même nom en période de crue. Plus récemment et plus proche, le canyon du Var se voit fréquemment impacté par des courants hyperpycnaux (Mulder *et al.*, 1998; Khrifounoff *et al.*, 2009; 2012). L'analyse de carottes le long du canyon du Var a permis à Mas *et al.* (2010) de conclure que l'activité du canyon du Var en période de haut niveau marin est dominée par les courants hyperpycnaux (des crues du Var) et les courants de turbidité engendrés par des déstabilisations. Selon la puissance des événements, le

sédiment transporté est stocké soit dans la partie supérieure du canyon (événements de faible intensité) soit va alimenter le système turbiditique du Var (pour les événements plus intenses). Dans les régions touchées par les typhons comme l'île de Taïwan, les canyons expérimentent également de fortes augmentations de courant (courants hyperpycnaux) liées aux crues massives générées par ces événements climatiques de grande amplitude (Liu *et al.*, 2012; Carter *et al.*, 2012; Kao *et al.*, 2010).

Les déstabilisations ou ruptures de pente sont aussi à l'origine de courants de turbidité puissants reportés le plus souvent grâce aux études faites après des ruptures de câbles sous-marins. Après un tremblement de terre important ($M_w = 7.2$) en 1929 au Canada (Grand Banks), Doxsee (1948) relate 28 câbles arrachés au niveau de l'épicentre mais surtout 11 câbles de plus en plus profonds ayant rompu après le tremblement (jusqu'à 13h après). Heezen *et al.* (1954) proposent après ces observations que des courants de turbidité chenalisés dans différents canyons sous-marins auraient causé ces détériorations. En 1979, c'est la construction de l'aéroport de Nice qui aurait favorisé des déstabilisations à l'occasion d'une crue du Var, générant un écoulement turbiditique dans le canyon du Var et la rupture de 2 câbles sous-marins à l'embouchure du canyon (Genesseeux *et al.*, 1980; Piper et Savoye, 1993 ; Mulder *et al.*, 1997; Dan *et al.*, 2007). Des déstabilisations de sédiments générant des courants de turbidité dans les canyons sous-marins peuvent également être engendrées par l'activité humaine, le chalutage. Des études récentes (Palanques *et al.*, 2005, 2006 ; Puig *et al.*, 2012) ont montré l'impact des chaluts sur la re-suspension des sédiments du plateau et les déstabilisations occasionnées. Cette pratique génère dans le canyon de la Fonera des courants de turbidité pouvant atteindre jusqu'à 38 cm/s à 980 m de profondeur avec des concentrations en sédiment d'environ 236 mg/L (Puig *et al.*, 2012). Un changement dans la morphologie des flancs du canyon (lissage) et du rebord de plateau est aussi à noter du au chalutage régulier depuis des dizaines d'années.

Ces différents types de déstabilisations et de courants gravitaires ayant un impact du plateau au bassin profond sont directement liés à la genèse et à l'évolution des canyons sous-marins.

4. *La formation des canyons*

Deux grandes hypothèses de formation de canyons sous-marins ont été proposées. Elles font appel à des processus différents, et permettent de distinguer des systèmes dits

chenalisés (liés à un fleuve ou toute autre source sédimentaire ponctuelle sur le plateau) et des systèmes dits non chenalisés (liés à une érosion régressive initiée sur la pente) (Figure I-7).

(a) Érosion régressive sur la pente continentale, érosion du « bas vers le haut »

Farre *et al.* (1983) ont proposé un modèle de formation des canyons sous-marins par érosion régressive sur la pente continentale. Des déstabilisations survenues sur la pente continentale créent des ravines qui déstabilisent ensuite le matériel en amont, à l'origine d'un système non chenalisé (Figure I-7). L'érosion remonte progressivement la pente et peut ainsi atteindre le rebord de plateau. Dans ce dernier cas, les processus de transport agissant sur le plateau et les apports sédimentaires provenant du plateau et/ou du continent vont permettre de « maintenir » cette incision et la faire évoluer en véritable canyon. Dans le cas de formation d'un canyon par érosion régressive, il sera appelé canyon confiné s'il n'atteint pas le rebord de plateau. Ces déstabilisations sur la pente continentale peuvent être dues à différents facteurs comme les échappements de fluides (Orange et Breen, 1992), les courants de marées (Xu *et al.*, 2002; Shanmugam, 2003) ou encore les courants générés par le vent (Shanmugam *et al.*, 1993 dans Shanmugam, 2003). La présence de failles peut également influencer la formation de canyons par l'érosion préférentielle de zones de faiblesse (Ridente *et al.*, 2007; Mountjoy *et al.*, 2009).

Cependant Farre *et al.* (1983) concluent que la formation des canyons sous-marins par érosion régressive n'est qu'une première étape dans l'évolution des canyons. Une fois le rebord de plateforme atteint, des canyons matures, plus larges, seraient entretenus par des écoulements turbulents provenant du plateau continental et de la connexion des canyons avec des systèmes fluviaux lors de bas niveaux marins (Farre *et al.*, 1983).

(b) Érosion par processus gravitaires, érosion du haut vers le bas

Déjà en 1936, Daly supposait que les canyons provenaient d'érosion le long de la pente provenant de courants de turbidité initiés sur le plateau continental. Heezen et Ewing en 1952, renforcent l'idée du rôle majeur des courants de turbidité dans la formation des canyons en donnant pour la première fois des vitesses de courant (100km/h) prouvant ainsi leur fort pouvoir érosif. Pratson *et al.* (1994) vont par la suite montrer le lien entre les canyons et les sédiments du plateau continental et vont introduire le concept de formation des canyons du « haut vers le bas ». C'est l'action des fleuves en crue qui générerait des courants de haute densité à fort pouvoir érosif, ou des accumulations sédimentaires dont la déstabilisation

provoquerait des avalanches, d'abord sous forme de glissements en masse puis évoluant en écoulements laminaires ou turbulents.

Les courants de haute densité sont définis en 1990 par Wright *et al.* comme des courants qui se forment directement dans un fleuve. Mulder et Syvitski les définiront en 1995 comme le prolongement en mer d'un écoulement turbide d'un fleuve en crue (courants hyperpycnaux). Ces systèmes connectés au plateau sont définis comme des systèmes chenalisés (Figure I-7).

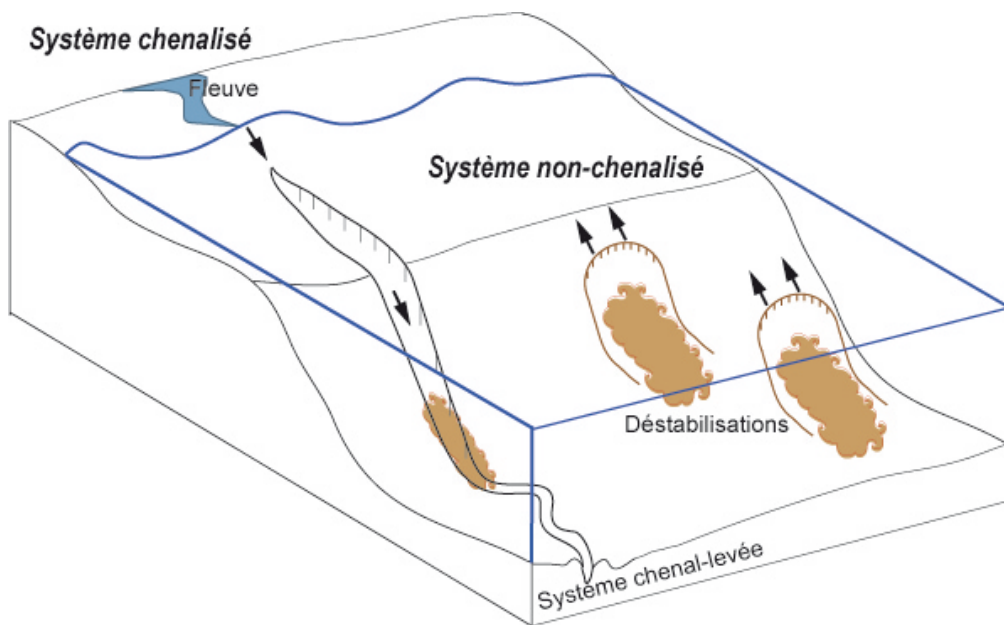


Figure I-7 : Les deux types de processus impliqués dans la formation des canyons dans un système chenalisé (à gauche) par alimentation en amont, et par érosion régressive d'un système non chenalisé (à droite)

Les courants hyperpycnaux peuvent également être générés par des courants hypopycnaux. Ducassou *et al.* (2008) ont proposé que les crues du Nil pouvaient engendrer des panaches à faible concentration en particules ($<1 \text{ kg/m}^3$) qui vont progressivement gagner en densité et plonger jusqu'à atteindre le fond marin en tant que courant hyperpycnal (Figure I-8).

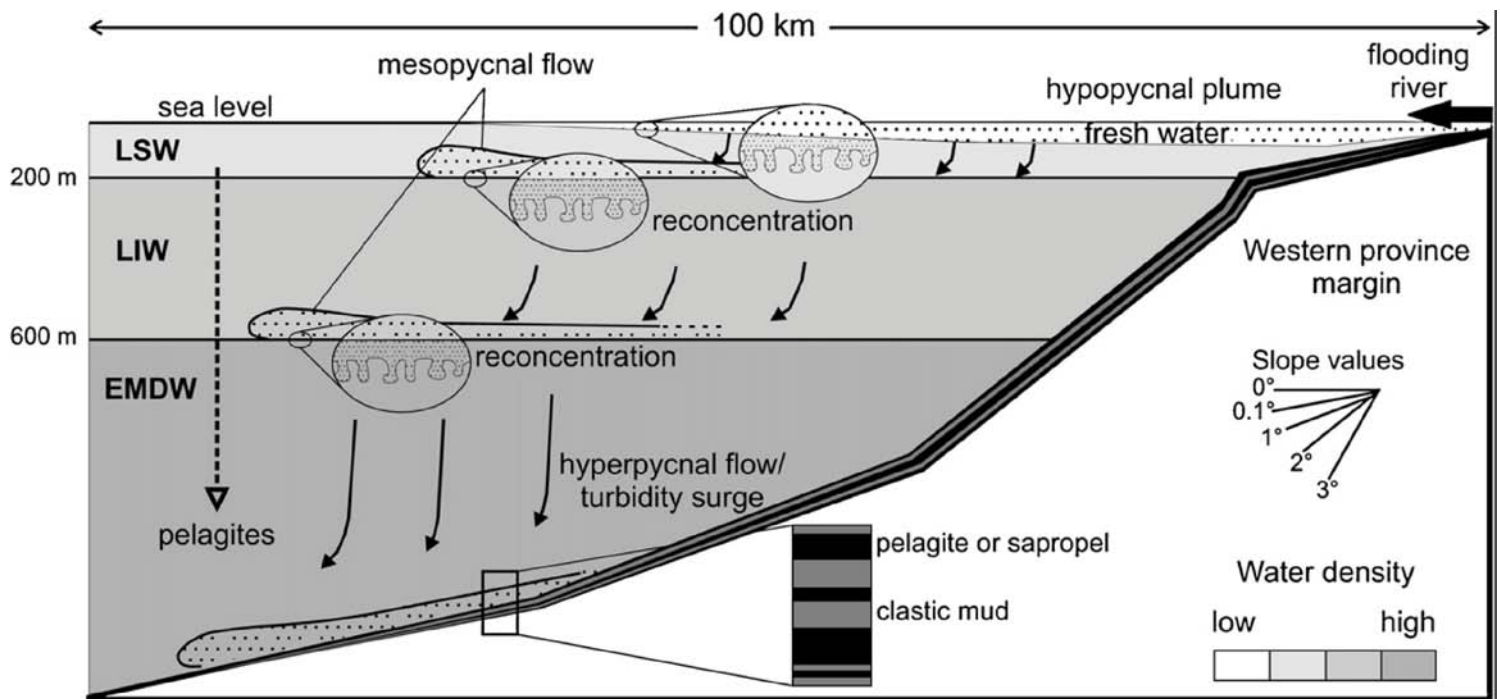


Figure I-8 : Schéma de formation de courants hyperpycnaux à partir de panaches hypopycnaux (d'après Ducassou *et al.*, 2008).

Ces deux modes de formation (érosion du « bas vers le haut » et du « haut vers le bas ») ne sont pas mutuellement exclusifs (Figure I-9). Dans le cas des canyons sous-marins incisant le plateau, une évolution en deux phases peut être considérée (Farre *et al.*, 1983). Tout d'abord une instabilité sur la pente génère un écoulement et dessine les prémices d'un canyon (canyon juvénile d'après Farre *et al.*, 1983). Par érosion régressive, l'incision rejoint le rebord du plateau. En période de bas niveau marin, cette incision peut « capturer » l'embouchure d'un fleuve situé à proximité, favorisant l'érosion du lit du fleuve si le niveau marin diminue encore, et augmentant la longueur de l'incision à travers le plateau, créant ainsi un canyon incisant le plateau (Figure I-9 ; Farre *et al.*, 1983 ; Twichell et Roberts, 1982, Baztan *et al.*, 2005).

Dans les deux cas, les variations du niveau marin influencent fortement les mécanismes d'érosion qui vont intervenir.

5. Les variations eustatiques et les canyons sous-marins

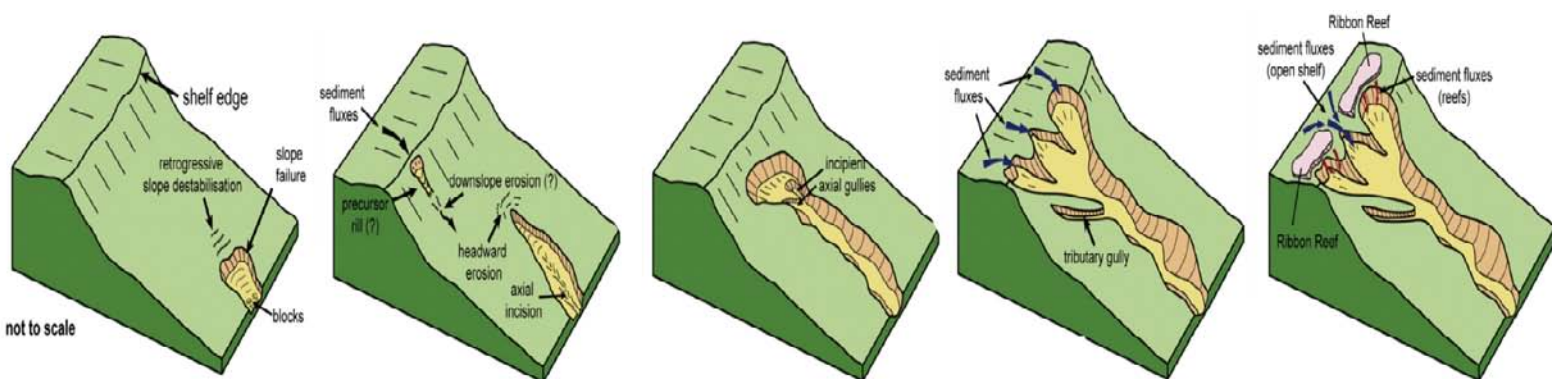
Le mode de formation des canyons sous-marins fait intervenir beaucoup de facteurs globaux et/ou locaux. Cependant, leur formation est bien l'enchaînement de plusieurs phases d'érosion (essentiellement en période de bas niveaux marins) et de dépôt (lors de niveaux marins plus hauts) (Shepard *et al.*, 1939; Baztan *et al.*, 2005; Twichell et Roberts, 1982 ; Amorosi *et al.*, 2013; Amundsen *et al.*, 2015; Babonneau *et al.*, 2002; Berné *et al.*, 2004;

Figure I- 9 : Etapes de formation d'un canyon sous-marin grâce aux deux modes d'érosion (d'après Puga-Bernabeu *et al.*, 2011).

Bertoni et Cartwright, 2005; Kertznus et Kneller, 2009).

Les grandes oscillations du niveau marin, notamment pendant le Quaternaire, ont fortement changé l'hydrodynamisme et les apports sédimentaires sur les marges continentales. Lors de bas niveau marin, des connexions fluviales ont pu s'établir entre des têtes de canyons du rebord de plateau et des fleuves arrivant non loin du rebord (ou sur le rebord) du plateau. La récurrence de courants de turbidité entraîne l'élargissement et l'approfondissement des canyons (Batzan *et al.*, 2005). Dans certains cas, les courants de marée, induits par les vents et les écoulements gravitaires vont permettre l'augmentation de l'érosion des incisions (Puga-Bernabeu *et al.*, 2011).

En revanche, lors des remontées eustatiques ou en période de haut niveau marin, les canyons vont devenir des réceptacles sédimentaires permettant l'accumulation de matériel dans leur vallée majeure (Batzan *et al.*, 2005; Gaudin *et al.*, 2006). L'hydrodynamisme autour des têtes de canyon sera amoindrie et les sédiments déposés à des distances moins grandes. Un cas original concerne les dépôts appelés « cascades » par Gaudin *et al.* (2006). Ces auteurs ont montré, dans la tête du canyon Bourcart que nous allons étudier, la présence d'un niveau condensé sableux dont l'épaisseur peut dépasser 1 m. Ce dépôt correspond à l'amalgamation,



depuis environ 10 000 ans, de sables reliques de plate-forme externe entraînés vers le canyon par les cascades hivernales d'eau dense. Dans la mesure où ces phénomènes de « cascading » nécessitent une large plateforme continentale, les dépôts résultants seraient caractéristiques des périodes de hauts niveaux marins, durant lesquels les autres phénomènes gravitaires sont restreints du fait de l'éloignement des sources.

6. Autres facteurs pouvant contrôler la formation des canyons sous-marins

La tectonique et les sorties de fluides peuvent également jouer un rôle dans la formation et l'évolution des canyons. Sur les marges actives, la sinuosité, l'asymétrie en coupe transversale et les ruptures de pente au sein des canyons sont souvent liées à un contrôle tectonique (Micallef *et al.*, 2014). Même sur les marges passives, comme le Golfe de Gascogne, la position des canyons est souvent liée à celle des failles majeures, comme dans le cas du canyon de Capbreton (Cirac *et al.*, 2001). Dans le Golfe du Lion, le contrôle structural, et plus précisément la segmentation de la marge, vont définir des domaines de subsidence différente et contrôler l'espace disponible et le tracé des fleuves (Gorini *et al.*, 2005). En Méditerranée, la tectonique gravitaire liée à la présence d'importants dépôts de sel messiniens dans le bassin profond joue un rôle dans l'évolution des canyons. Dans le Golfe du Lion, on observe ainsi que le fluage du sel en pied de marge a provoqué une importante déviation du cours des canyons de Marti et du Petit Rhône (respectivement vers l'ouest et vers l'est) (Dos Reis *et al.*, 2005).

Les sorties de fluides ou de gaz sur la pente peuvent aussi générer des instabilités et donc créer des écoulements puis des incisions comme l'ont montré par exemple Orange et Breen (1992) sur la marge de Cascadia. Dans le cas du canyon de Zakynthos (Hasiotis *et al.*, 2005) ou du Danube (Popescu *et al.*, 2004), la présence de nombreuses zones de sorties de fluides, respectivement sur le plateau et sur le plateau et rebord de plateau, laisse à penser que la formation des canyons sous-marins y est directement liée. Dans le cas du canyon du Danube, de nombreux indices de sortie de gaz sont situés directement dans le canyon et le long de tributaires (Popescu *et al.*, 2004). Cependant, ces auteurs concluent que les sorties de gaz, même si elles ont pu amplifier les déstabilisations, ne sont pas à l'origine du canyon, qui aurait été initié par des courants de turbidité provenant de l'embouchure d'un fleuve en période de bas niveau marin. Sur la marge de Guinée Equatoriale, le canyon de Benito est situé le long d'une chaîne de « pockmarks » qui a déstabilisé la pente et créé une incision (Jobe *et al.*, 2011), tout comme le canyon du Joetsu en mer du Japon (Nakajima *et al.*, 2014) ou certains canyons confinés au large du Niger (Benjamin *et al.*, 2015).

Les canyons sous-marins sont souvent définis comme des structures érosives contribuant au transfert des sédiments du plateau au bassin profond. Mais les canyons sous-marins ne sont pas seulement des structures de transfert, ils sont aussi, dans certains contextes, des zones de dépôt où les taux de sédimentation peuvent être très élevés.

B. Les cycles climatiques et les variations du niveau marin au Plio-Quaternaire en Méditerranée

Dans cette thèse, c'est l'impact des variations climato-eustatiques du *Plio-Quaternaire* (après la crise de salinité du Messinien, 5.96-5.32 Ma) sur les canyons sous-marins du Golfe du Lion et de la marge de l'Ebre qui sera étudié. Pour mieux comprendre la formation et l'évolution des canyons de cette période, il faut d'abord comprendre le contexte climatique et surtout les variations de niveau marin à différentes échelles de temps (du million au millier d'années).

1. L'héritage du Messinien

(a) Les étapes de la crise messinienne

A l'issue du Leg 13 du « Deep Sea Drilling Project », Hsü et Cita (1973) ont proposé un premier modèle de dessiccation de la Méditerranée au Messinien, avec une chute du niveau marin de l'ordre de 1500 m, le creusement de canyons par les fleuves puis la remise en eau très rapide avec le rétablissement de la connexion avec l'Atlantique il y a 5.33 Ma. En 2008, et à la suite des nombreuses controverses engendrées par cette découverte importante, une tentative de synthèse et une chronologie plus précise des événements de la crise de salinité messinienne (CSM) ont été proposées (CIESM Workshop, 2008 ; Roveri *et al.*, 2014) :

- Début de la crise de salinité messinienne de 5.97 à 5.6 Ma. A partir de ce moment, le bassin méditerranéen subit une diminution progressive de la circulation profonde et les premières évaporites se déposent dans des bassins marginaux grâce aux changements d'hydrologie et de circulation (Clauzon *et al.*, 1996). Pendant cette période, les bassins profonds et la plaine abyssale sont probablement alimentés par des turbidites et la sédimentation hémi-pélagique.
- De 5.6 à 5.55 Ma, la Méditerranée subit une chute drastique du niveau marin entraînant une exposition subaérienne importante, l'érosion des évaporites précédemment formées en zone peu profonde et le rétrécissement du bassin profond. Il y a alors développement de la surface d'érosion du Messinien (MES) et le dépôt sel

allant jusqu'à 2km d'épaisseur. Celle-ci présente un relief complexe, notamment du fait des réseaux fluviaux incisant les marges continentales et générant de profonds canyons (Clauzon, 1978; Gorini, 1993; Lofi *et al.*, 2005). Le matériel issu de cette intense érosion est transféré vers le bassin profond (Lofi *et al.*, 2005) comme l'atteste la présence de systèmes turbiditiques (Lofi *et al.*, 2005; Manzi *et al.*, 2005; Roveri *et al.*, 2008). C'est la combinaison de mouvements tectoniques et de variations climatiques qui va engendrer une réduction de la circulation atlantique.

- De 5.55 à 5.33 Ma, la fin de la crise de salinité messinienne est caractérisée par un retour à des conditions marines. Les unités sismiques correspondant à cet intervalle présentent un caractère aggradant dans le bassin. La géométrie des corps sédimentaires et la caractérisation des faciès sismiques au dessus de la MES suggèrent que le remplissage a commencé avant le Pliocène.

(b) Les variations du niveau marin au Messinien

Lors de la crise messinienne, la chute eustatique en Méditerranée n'est pas en lien avec une chute globale du niveau marin comme l'atteste le signal du delta O18 benthique qui ne présente aucun pic à cette période (Krijgsman *et al.*, 1999). Une fois la Méditerranée déconnectée de l'Atlantique, une chute de 1500 à 2500 m du niveau marin entraîne la crise de salinité (Figure I-10). Elle se terminera lors de l'érosion régressive du détroit de Gibraltar et donc la réouverture de la connexion Atlantique/Méditerranée (Blanc, 2002 dans Gargani et Rigollet, 2007).

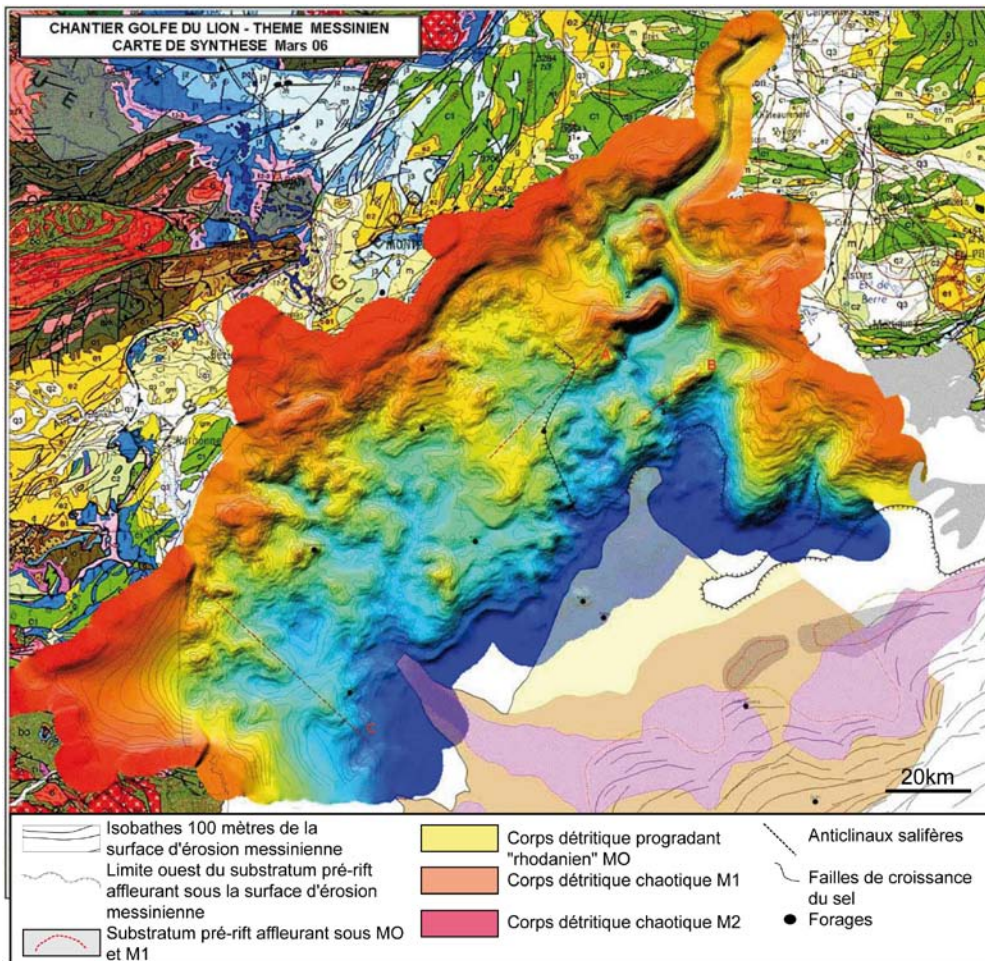


Figure I-10 : Cartographie de la surface d'érosion messinienne dans le Golfe du Lion (Guennoc *et al.*, 2006).

Lors de la crise, on compte plusieurs oscillations importantes du niveau marin de 500 et de 1500 m dans le bassin occidental (Gargani, 2004). Dans la partie orientale, les estimations de chute du niveau marin varient entre 1500 et 2500 m en dessous du niveau marin actuel (Gargani et Rigollet, 2007).

Ces variations de niveau marin ont permis de creuser un paléo-Rhône messinien drainant la partie ouest des Alpes et est du Massif Central (Figure I-11). Le bassin versant étant relativement large, il a généré une surface d'érosion importante avec une incision à terre observée jusqu'à Lyon (Figure I-11).

(c) Erosion et canyons au Messinien

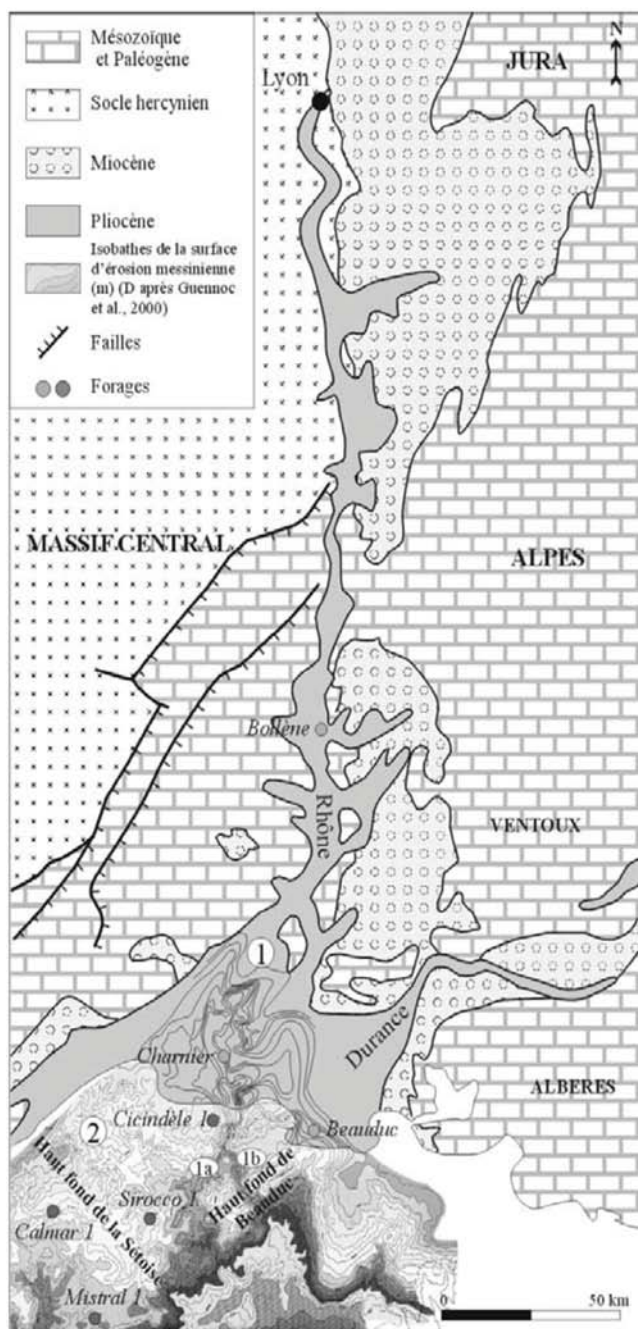


Figure I-11 : Carte de la vallée du Rhône et du canyon pendant le Messinien (d'après Lofi, 2002). 1 : Le Rhône ; 1a : cours occidental du Rhône ; 1b ; cours oriental du Rhône et 2 : Vidourle.

1200 km à l'intérieur des terres (Barber, 1981).

Après une telle chute de niveau marin, les réseaux fluviaux pré-messinien ont entaillé les marges et les pentes continentales sur tout le pourtour méditerranéen, creusant de profonds canyons sub-aériens. Grâce à l'ennoyage des marges au Pliocène, ces canyons et incisions fluviales ont été préservés par enfouissement sous le Plio-Quaternaire.

Sur les données sismiques des marges méditerranéennes, on distingue nettement une importante discordance appelée surface d'érosion messinienne (ou Messinian Erosion Surface-MES), comme sur la marge du Golfe du Lion (Lofi *et al.*, 2005, 2006), sur la marge catalane (Urgeles *et al.*, 2011), sur la marge italienne (Cornée *et al.*, 2008) ou encore sur la marge varoise (Savoie et Piper, 1991). Ces incisions se poursuivent en amont sur plusieurs centaines de kilomètres sur les continents, créant des vallées profondes (Figure I-10 et 11 ; Guennoc *et al.*, 2000). Le canyon du Rhône remonte ainsi sur 300 km et creuse des gorges profondes pouvant atteindre 1000 m de profondeur (Figure I-10 et 11 ; Clauzon, 1982; Loget *et al.*, 2006). Le canyon le plus imposant est celui du Nil qui incise le continent sur plus de

2. Le Plio-Quaternaire en Méditerranée occidentale

(a) Généralités sur le Pliocène et le Quaternaire

Le Pliocène est compris entre 5,33 Ma et 2,58 Ma. Il comprend deux étages : le Zancéen (5.33 à 3.6 Ma) et le Plaisancien (3,6 à 2,58 Ma ; Figure I-12).

Le Zancéen fait donc directement suite, en Méditerranée, à la crise de salinité du Messinien. La réouverture du détroit de Gibraltar engendre une remise en eau rapide du bassin avec un débit qui aurait atteint $10^8 \text{ m}^3/\text{s}$ (au niveau du détroit ; Garcia-Castellanos *et al.*, 2009). Par l'étude de sédiments échantillonnés en Méditerranée orientale, Pierre *et al.* (1998) montrent que la transition entre le Messinien et le Zancéen n'est marquée que sur quelques centimètres prouvant que le bassin s'est rempli en 1000 à 2000 ans. Dans les canyons du Messinien à terre, la surface d'érosion est directement surmontée par des argiles avec la présence de faunes profondes du Pliocène (Clauzon et Cravatte, 1985; Suc et Drivaliari, 1991). Ceci confirme l'ennoiement rapide après la crise de salinité.

Le Quaternaire se compose de deux époques: le Pléistocène et la période la plus récente de l'Holocène (Figure I-12). Le Pléistocène (de 2,58 à 0,0117 Ma) se divise en 4 étages : le Gélasien (2,58 à 1,806 Ma), le Calabrien (de 1,806 à 0,781 Ma), l'Ionien (de 0,781 à 0,126 Ma) et le Tarantien (de 0,126 à 0,0117 Ma). Le Quaternaire est marqué par la transition de cycle climatique de 41 000 à 100 000 ans, et la chronologie la plus utilisée pour les études en mer est la stratigraphie isotopique (voir plus loin).

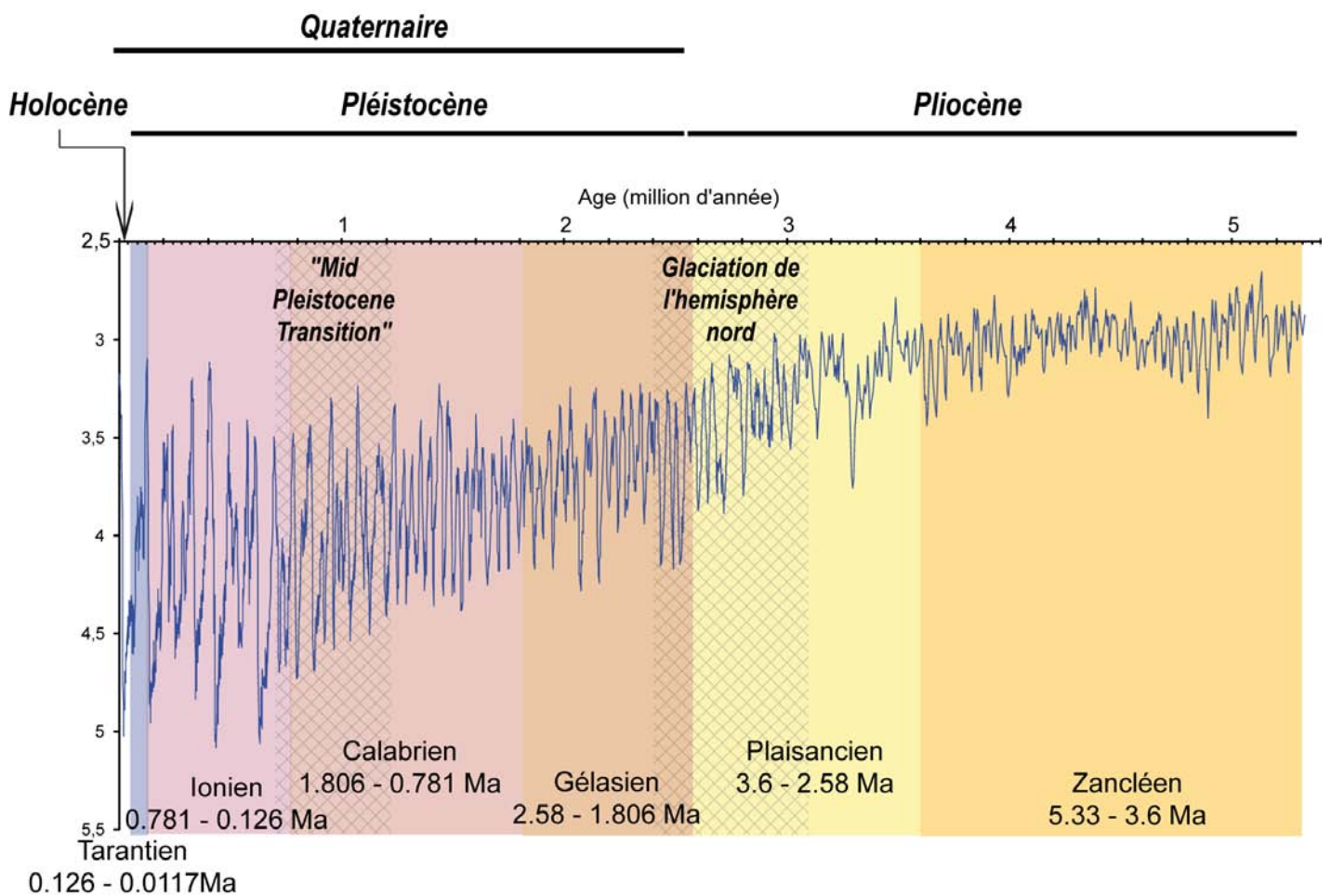


Figure I- 12 : Courbe du Delta O18 benthique de Lisiecki et Raymo (2005) avec présentation des époques et étages géologiques. Deux événements majeurs pendant le Plio-Quaternaire : la glaciation de l'hémisphère nord et la « Mid Pleistocene Transition ». Ces deux périodes marquent un changement dans le climat, dans la périodicité des cycles climatiques et leur amplitude.

(b) La théorie astronomique du climat

Dans les années 1900, de nombreuses études se sont penchées sur les variations climatiques du Pléistocène et notamment sur les calottes glaciaires et leurs variations (Hays *et al.*, 1976). Beaucoup d'explications ont été données comme l'influence des poussières volcaniques (Kennett et Thunell, 1975 dans Hays *et al.*, 1976), les variations du champ magnétique (Wollin *et al.*, 1971) ou encore la distribution du dioxyde de carbone (Plass, 1956). En plus de toutes ces théories, il a été discuté le fait que le climat pourrait alterner les différentes périodes sans l'intervention de paramètres extérieurs (Lorenz, 1968 dans Hays *et al.*, 1976). De toutes ces théories, seule celle évoquant l'influence des paramètres orbitaux permet d'expliquer (au moins partiellement) les fluctuations glaciaires du Pléistocène (Dennison et Mansfield, 1976 dans Hays *et al.*, 1976). En 1941, le scientifique Milutin Milankovitch propose une théorie mettant en relation les variations d'ensoleillement en été

dans l'hémisphère nord (65°N) avec l'évolution des mouvements de la Terre autour du Soleil. En effet, l'hémisphère nord est plus sensible aux variations d'insolation car il est majoritairement formé de continents, propices à la formation des calottes glaciaires. Les fluctuations de la taille de ces calottes de glace ont alors un impact significatif sur le climat et le niveau marin. La théorie astronomique du climat ou théorie des cycles de Milankovitch explique ainsi l'influence de trois paramètres orbitaux sur le taux d'ensoleillement sur Terre et leur impact direct sur les calottes glaciaires (Figure I-13). Ces trois paramètres orbitaux ont des périodicités différentes ce qui implique des cyclicités de variations de climat différentes:

- **L'excentricité** est la forme de l'orbite terrestre autour du soleil sur une année. Elle met en évidence l'aplatissement de l'ellipse. Avec une périodicité de 100 000 et 400 000 ans, l'excentricité joue un rôle important dans le contraste saisonnier.
- **L'obliquité** représente le degré d'inclinaison de la Terre par rapport à son axe de rotation. Elle influe directement sur la différence d'insolation entre les pôles et l'équateur. Plus la Terre est inclinée, plus les pôles se réchauffent. Sa périodicité est de $\approx 40\ 000$ ans.
- **La précession** est due à la rotation de la Terre par rapport à son axe et décrivant un cône. Ce paramètre modifie les limites entre les saisons avec une période de 19 000 et 23 000 ans.

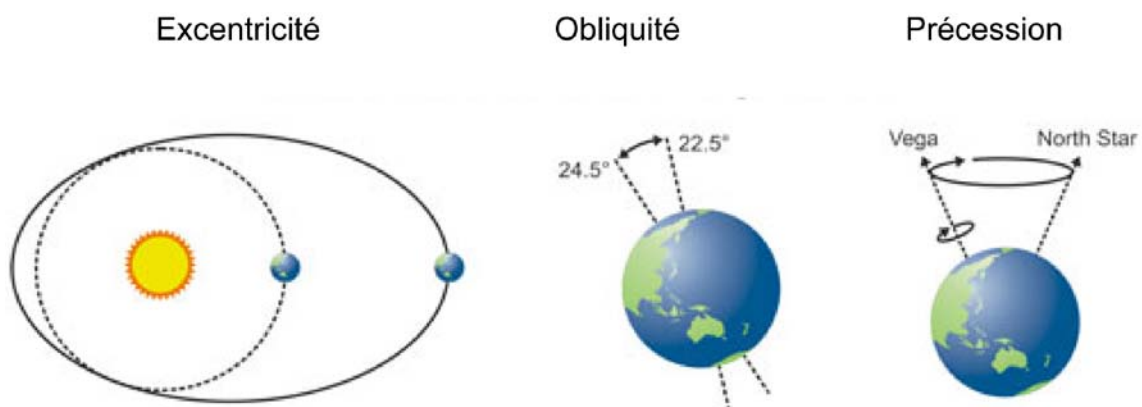


Figure I- 13: Paramètres orbitaux influençant les variations de l'insolation sur Terre (<http://www.skepticalscience.com>).

La combinaison des paramètres influençant la distance Terre/Soleil et l'inclinaison de la Terre va diriger la dynamique de formation, ou au contraire de disparition, des calottes

glaciaires des hautes latitudes de l'hémisphère nord (Berger, 1978 et 1980; Berger et Loutre, 2004). Cette combinaison est à l'origine de la succession de périodes glaciaires et interglaciaires, particulièrement prononcées au Quaternaire. Ces fluctuations climatiques sont donc enregistrées dans les glaces, mais également dans le rapport isotopique en oxygène des coquilles des sédiments marins, qui seront enrichies en isotopes lourds lorsque les isotopes légers sont piégés dans les glaces en période glaciaire. Durant ces périodes froides, une augmentation du volume de glace va amener à une baisse du niveau marin.

(c) Les variations du niveau marin du Plio-Quaternaire

(i) La construction des courbes de niveau marin

Ces variations climatiques cycliques engendrées par les variations de paramètres orbitaux ont une incidence sur les variations du niveau marin. Ainsi les variations de niveau marin sont étroitement liées aux interactions entre l'océan, l'atmosphère, les continents et la biosphère (Daigneault, 2002). Les analyses de carotte de glace du Groenland et/ou de l'Antarctique ainsi que du sédiment des carottes océaniques ont permis la reconstruction des variations du niveau marin à travers le temps. Ceci est possible grâce à l'utilisation de « proxies » ou paramètres pouvant par la suite être associés à des variations quantifiées de l'eustatisme global (Shackleton et Opdyke, 1973; Chappell et Shackleton, 1986; Labeyrie *et al.*, 1987; Petit *et al.*, 1999; Shackleton, 2000; Lea *et al.*, 2002).

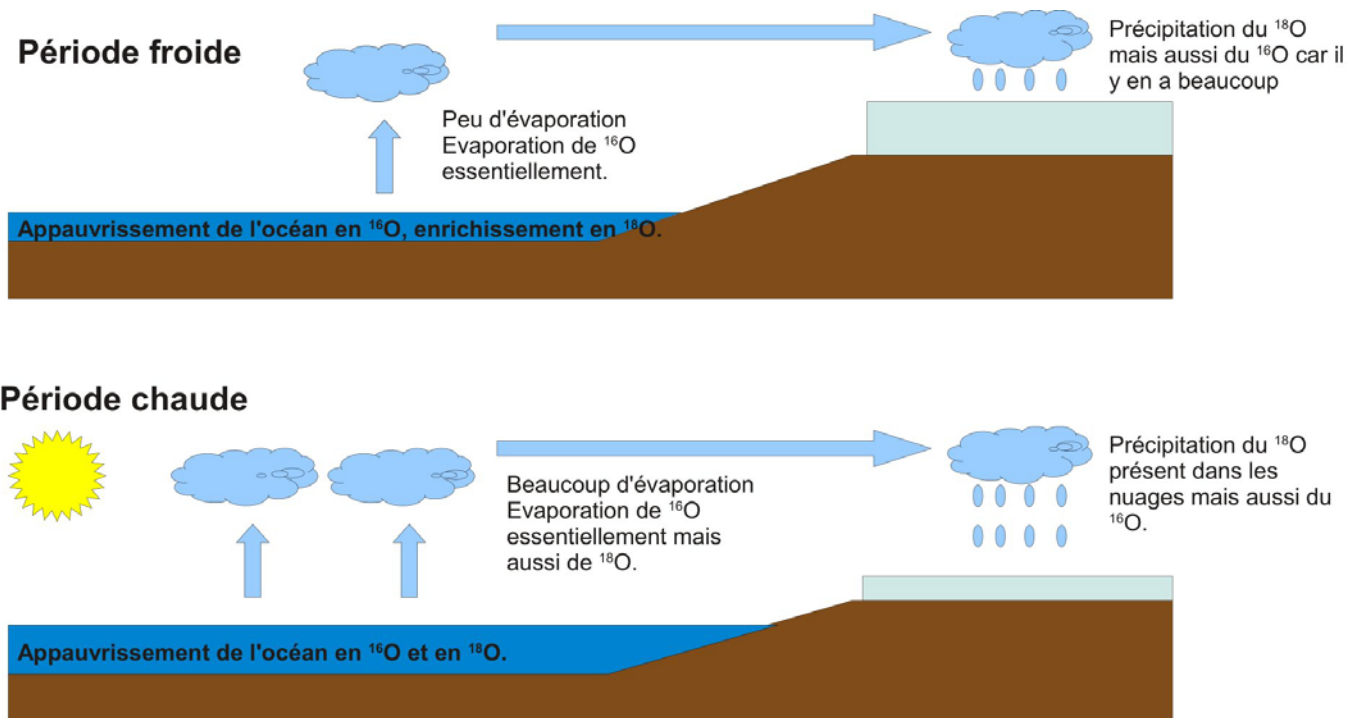
Un des paramètres largement utilisés pour définir une courbe de variation climatique est **le *delta* ¹⁸O** ($\delta^{18}\text{O}$). C'est le rapport entre l'isotope stable ¹⁸O et l'isotope stable ¹⁶O (Broecker et Van Donk, 1970; Mix et Ruddiman, 1984; Shackleton *et al.*, 1984; Jouzel *et al.*, 1994). Différentes étapes de transfert permettent par la suite de passer du $\delta^{18}\text{O}$ aux températures de surfaces qui peuvent être converties en équivalents du niveau marin (ex : Rohling *et al.*, 2014).

Le $\delta^{18}\text{O}$ peut être utilisé dans différents types d'études :

- Dans **les glaces polaires** : Les fluctuations du $\delta^{18}\text{O}$ sont fonction de l'évaporation (Figure I-14). L'oxygène 18 étant plus lourd que l'oxygène 16, il s'évapore moins facilement. Ainsi dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord, l'océan s'appauvrit en ¹⁸O lors de périodes froides (car peu d'évaporation). L'oxygène 16 se concentre dans les nuages puis précipitera sur les glaces provoquant un enrichissement de celle-ci en ¹⁶O (Figure I-14). La plus longue série temporelle dans des carottes de glace provient du projet EPICA en Antarctique, et couvre

les derniers 810 000 ans (Augustin *et al.*, 2004). Elle se base sur plusieurs paramètres tels que le rapport deuterium/hydrogène (δD), la concentration en poussière dans la glace ou le $\delta^{18}O$ (Augustin *et al.*, 2004).

- Dans les *foraminifères benthiques* (donc dans les sédiments océaniques) : Les foraminifères utilisent l'oxygène de l'eau pour développer leur test calcaire. Ainsi leur composition est directement liée à la température et à la composition en $\delta^{18}O$ de l'eau de mer. Lorsque la température diminue et que le niveau marin baisse, le $\delta^{18}O$ de l'eau augmente (Figure I-14). Le $\delta^{18}O$ des



<http://tristan.ferroir.free.fr>

foraminifères va donc également augmenter et vice versa.

Figure I-14: Schéma représentatif pour l'utilisation du $\delta^{18}O$ comme paléo-thermomètre (d'après <http://tristan.ferroir.free.fr>)

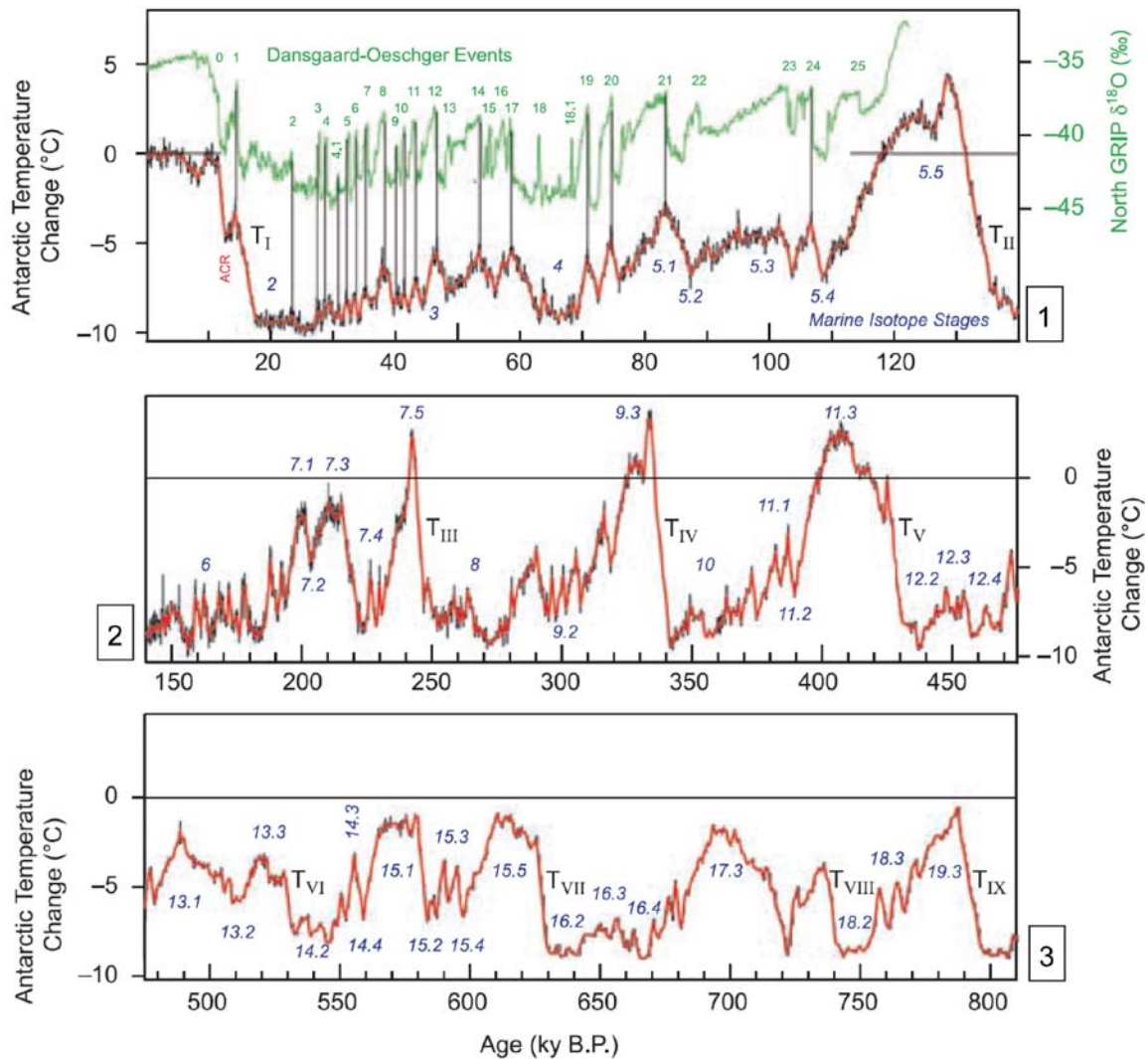


Figure I- 15 : Variations de températures pour le dernier cycle glaciaire (1) et jusqu'à 810 000 ans (2 et 3) d'après les analyses faites sur le site « Dôme C » en Antarctique (courbes rouges). Cette figure est modifiée d'après Jouzel *et al.* (2007). Cette courbe présente à la fois les grandes variations climatiques à l'échelle des cycles de Milankovitch mais également les variations engendrées par des événements climatiques rapides : les événements de Dansgaard-Oeschger (1) observées au Groenland (carottes NGRIP, en vert).

Sur les courbes de variations des températures ou directement de variations du niveau marin, il est possible de distinguer deux cyclicités différentes : les cycles de 100 000 ans et des variations plus rapides au sein de ces grands cycles (Figure I-16). Ces observations couplées à la théorie du climat de Milankovitch permettent d'expliquer les cyclicités des variations du niveau marin (Imbrie *et al.*, 1993).

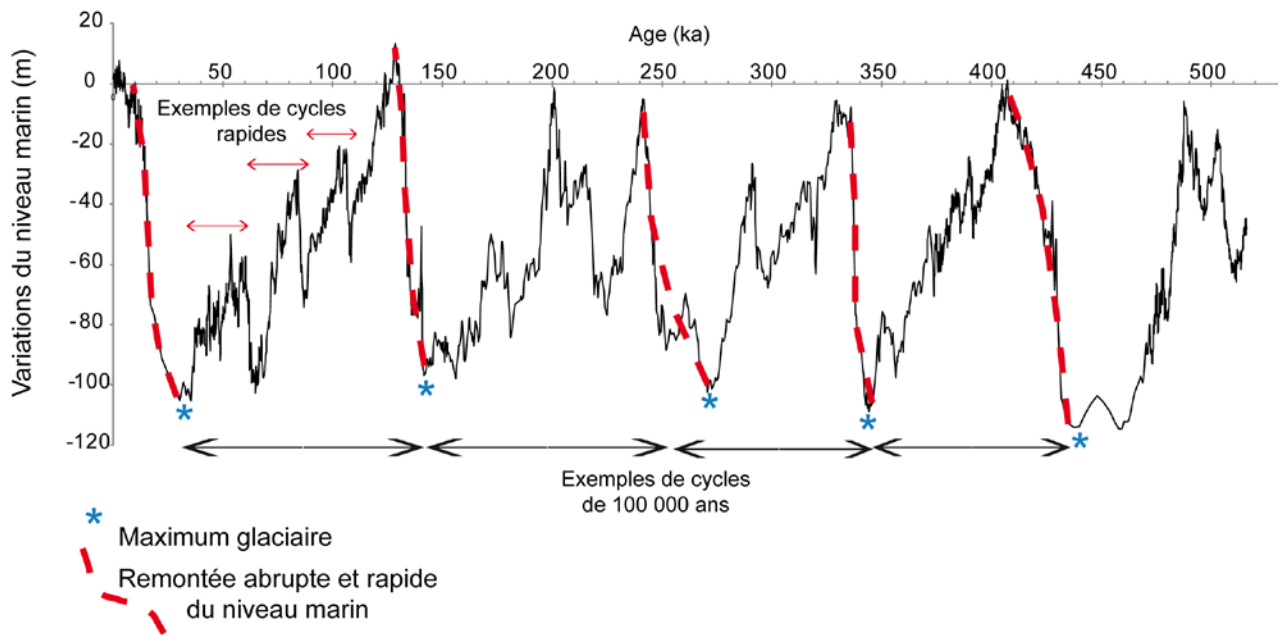


Figure I-16 : Courbe de variations du niveau marin dérivée des variations des isotopes stables de l'oxygène en Mer Rouge (Rohling *et al.*, 2009, sup. inf.). Rohling *et al.* (2009) ont publié une courbe référence du niveau marin sur les derniers 500 000 ans. Elle a été élaborée grâce à l'analyse des isotopes stables de l'oxygène présent dans les foraminifères planctoniques et les sédiments de la mer Rouge. Cette courbe présente une corrélation significative avec la courbe de température issue des forages de l'Antarctique (Rohling *et al.*, 2009). Sur la courbe, il a été mis en évidence les cycles de 100 000 ans ainsi que les variations rapides qui les composent, les maximums glaciaires (*) et les remontées rapides (en pointillé rouge).

(ii) Les événements rapides du Plio-Quaternaire

Grâce à l'analyse de carotte du Groenland, Dansgaard *et al.* (1993) ont démontré l'existence, durant les périodes glaciaires du Pléistocène, de changements rapides du climat. Ces événements, de la fin du Quaternaire, d'une durée comprise entre la décennie et le millénaire sont appelés *cycles de Dansgaard-Oeschger* (D-O) et *cycles de Bond* (Figure I-17; Alley, 1998).

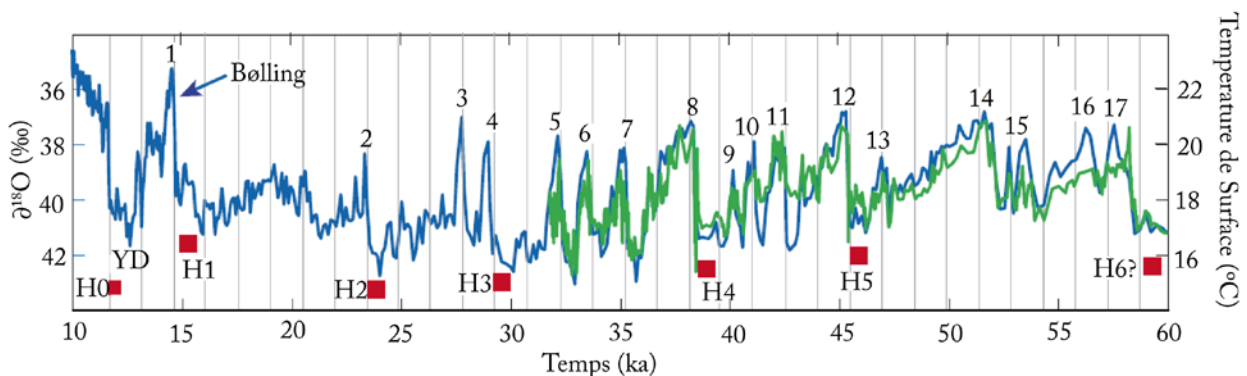


Figure I-17 : Courbes du $\delta^{18}\text{O}$ (en bleu) et de la température de surfaces (en vert) d'après des sédiments océaniques et les carottes de glace du Groenland. Les nombres au dessus de la courbe représentent les événements chauds de Dansgaard-Oeschger et les carrés rouges matérialisent les événements de Heinrich sur les derniers 60 000 ans (d'après Ramhstorf, 2002).

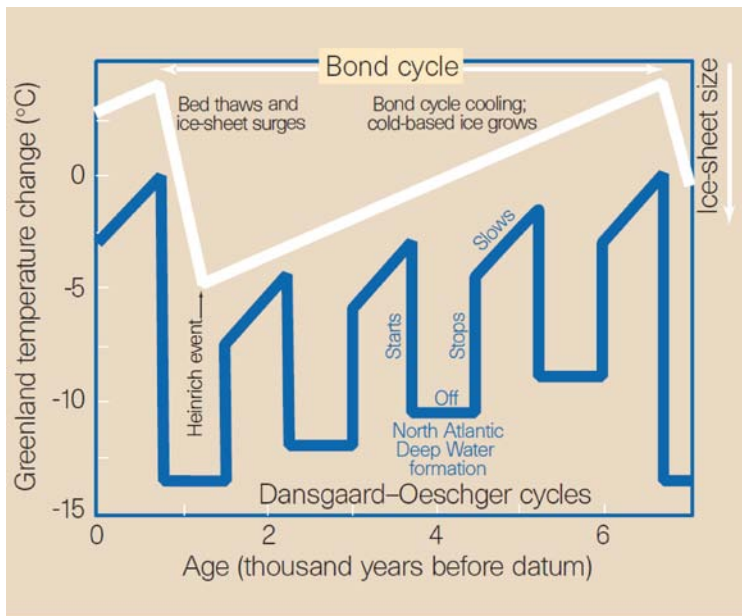


Figure I-18 : Représentation schématique d'un cycle de Bond et des cycles de Dansgaard-Oeschger (Alley, 1998)

Les variations de D-O dans les carottes du Groenland, commencent par une phase de réchauffement rapide de 5 à 10°C en quelques décennies suivie d'un plateau au refroidissement lent sur plusieurs siècles (Rahmstorf, 2002; Figure I-18). La dernière phase est une chute rapide et abrupte vers un stade froid (Rahmstorf, 2002). Ils sont la conséquence d'un changement dans la circulation nord Atlantique probablement due à une arrivée d'eau douce (Bond *et al.*, 1999). Plus récemment, ces cycles de D-O ont été attribués aux variations de la taille des calottes glaciaires de l'hémisphère nord, impactant la circulation Atlantique par la modification des vents et du Gulf Stream

(Zhang *et al.*, 2014). Grâce à Backer *et al.* (2011), il est désormais possible d'observer ces événements rapides sur les derniers 800 000 ans. Quatre ou cinq de ces variations de D-O regroupées forme un **cycle de Bond** (Figure I-18). Celui-ci se termine par une chute importante du niveau marin lié à un **événement de Heinrich** (Figure I-17 et 18). Ces événements de Heinrich sont la conséquence de la débâcle massive d'iceberg dans l'Atlantique Nord et donc du relargage d'importante quantité d'eau douce due à la fonte de la calotte Laurentide (Heinrich, 1988). Ils se caractérisent, dans les sédiments marins, par des couches distinctes de sédiments grossiers à intervalle irrégulier d'environ 10 000 ans (Heinrich *et al.*, 1988). Ce sédiment est si grossier qu'il n'a pu être transporté que par des icebergs. Plus bas en Atlantique (toujours dans l'hémisphère nord) les événements de Heinrich sont le reflet d'intervalle froid avec une amplitude parfois plus importante que les D-O (Cacho *et al.*, 1999). L'eau douce des icebergs oblige une stratification des eaux océaniques qui ralentit la circulation thermo-haline globale et ainsi provoque ces « coups de froid » et ces chutes du niveau marin.

(iii) Les cycles de Milankovitch

Les cycles de Milankovitch (Figure I-16) sont liés aux variations de l'orbite terrestre permettant l'alternance de périodes glaciaires et interglaciaires particulièrement bien marquées

sur les derniers 500 000 ans (Hays *et al.*, 1976; Lisiecki and Raymo, 2005) et présentant des cyclicités différentes :

- **Les cycles de 100 000 ans** (due aux variations de l'excentricité). Le paramètre orbital n'est pas la seule cause pour ces cycles de 100 000 ans. Tout d'abord, il a été proposé que l'émergence d'une importante couverture de glace sur l'hémisphère nord au même moment que la mise en place des cycles de 100 000 ans suggère une contribution majeure de la calotte glaciaire sur les cycles du Quaternaire (Imbrie *et al.*, 1993). Mais Shackleton en 2000, propose une influence de la concentration en dioxyde de carbone dans l'atmosphère comme moteur des cycles de 100 000 ans. Ces cycles longs, comme les événements rapides (cycles de Bond), présentent une longue phase de glaciation et donc de chute du niveau marin ponctuée par un maximum glaciaire (plus bas niveau marin, Figure I-16). Il est suivi d'une remontée rapide et abrupte (quelques milliers d'années ; Figure I-16).
- **Les cycles rapides** de variations du niveau marin ont une périodicité de 23 ou 41 000 ans. Ils dépendent directement de la variation des paramètres orbitaux. En effet, Imbrie *et al.* (1992) ont montré que l'obliquité et la précession ont un impact direct sur l'insolation dans l'hémisphère nord en été qui a son tour impacte le niveau marin. Les cycles de 41 000 sont particulièrement bien marqués et dominants de la fin du Pliocène (~3 Ma) au début du Pléistocène (0,8 Ma ; Raymo et Nisancioglu, 2003). Ces cycles rapides présentent tous le même schéma : une chute progressive du niveau marin puis une remontée abrupte et rapide (Figure I-16).

(iv) Description des courbes de niveau marin ou isotopiques utilisées dans ce travail

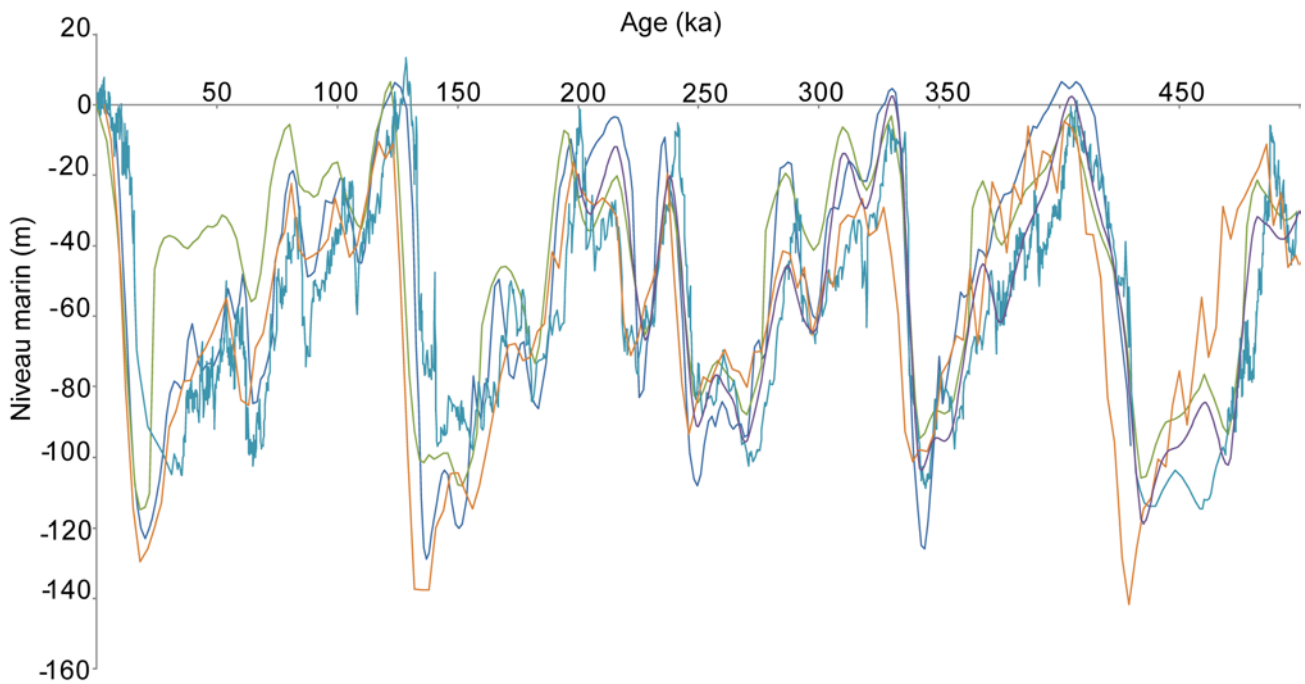


Figure I-19 : Exemples de courbes de variations du niveau marin pouvant être utilisées sur les derniers 500 000 ans. Waelbroeck *et al.* (2002 ; bleu foncé) se sont basés sur le ratio isotopique des foraminifères benthiques d'Atlantique nord et de l'océan Pacifique équatorial; Skene *et al.* (1998, vert) dérivent leur courbe sur la base de la courbe isotopique de Imbrie *et al.* (1984); Rohling *et al.* (2009 ; bleu) se sont basés sur les foraminifères planctoniques de la mer Rouge ; Shakun *et al.* (2014, orange) ont dérivés leur courbe du niveau marin grâce à la compilation du Delta 18O des foraminifères planctonique et des températures de surface de 49 sites à travers le monde. Les différences entre les variations sont notamment visibles lors des bas ou haut niveaux marins.

Dans les trois chapitres de résultats que comporte cette thèse, trois échelles de temps différentes vont être abordées : le Plio-Quaternaire dans son ensemble, les derniers 500 000 ans et le dernier cycle glaciaire. Les courbes de variations du niveau marin diffèrent entre les différents auteurs selon les proxies utilisés et la région du monde étudiée (Figure I-19 ; Lisiecki and Raymo, 2005; Rohling *et al.*, 2009, 2014; Grant *et al.*, 2012; Shakun *et al.*, 2015). Il est donc difficile de trouver une courbe de niveau marin pouvant correspondre exactement aux observations faites dans le Golfe du Lion et la marge de l'Ebre.

Le Plio-Quaternaire et les derniers 500 000 ans

Pour les périodes temporelles plus longues, le Plio-Quaternaire et les derniers 500 000 ans, la courbe isotopique de Lisiecki et Raymo (2005) a été utilisée (Figure I-20). Elle couvre 5,3 Ma en se basant sur 57 enregistrements de $\delta^{18}\text{O}$ benthique dans le monde. Cette courbe est la première à réunir autant de données et à composer une courbe au delà de 850 000 ans (Lisiecki et Raymo, 2005). Grâce à une meilleure résolution, cette courbe de $\delta^{18}\text{O}$ benthique,

pouvant être assimilée aux variations de température et donc de niveau marin, reflète bien les variations cycliques dues aux paramètres orbitaux. Avant 3 Ma, le $\delta^{18}\text{O}$ benthique a des valeurs faibles et correspond à une période de températures élevées avec peu de glace sur les pôles (Lisiecki et Raymo, 2007 ; Lambeck *et al.*, 2002). Après 3 Ma, les oscillations s'intensifient et indiquent le commencement de la glaciation de l'hémisphère nord (« Northern Hemisphere Glaciation » ; NHG).

→ *La NHG*

La transition entre le Pliocène et le Pléistocène (de 3 à 3,2 Ma à 2,5 Ma, Figure I-12) se caractérise par une augmentation de la variabilité climatique et une intensification de la NHG (Maslin *et al.*, 1998; Mudelsee et Raymo, 2005). Durant cette période et sur tout le globe, les températures de surfaces (SST) indiquent une tendance générale au refroidissement (Mudelsee et Raymo, 2005). Par l'action combinée des variations en CO_2 et des paramètres orbitaux, une large couverture de glace s'est alors formée, de manière relativement abrupte, vers 2,7 Ma (Shackleton *et al.*, 1995 ; Maslin *et al.*, 1996 ; Abe-Ouchi *et al.*, 2013). Les premières études sur le NHG avaient cependant conclu que des mouvements tectoniques comme l'émergence de l'isthme du Panama (Haug et Tiedemann, 1998), le soulèvement de l'Himalaya (Ruddiman *et al.*, 1988) ou l'approfondissement du détroit de Béring (Einarsson *et al.*, 1967 dans Abe-Ouchi *et al.*, 2013) étaient à l'origine de cette glaciation. Cependant l'hypothèse du forçage des paramètres orbitaux a un impact important pour le NHG (Berger et Loutre, 1992 ; Maslin *et al.*, 1996). L'augmentation d'amplitude des cycles de l'obliquité à partir de 3.2 Ma a impacté (et augmenté) l'effet de saisonnalité dans l'hémisphère nord et ainsi entraîné un refroidissement global sur le long terme. L'augmentation de la précession puis de l'insolation forcent la glaciation rapide de l'hémisphère nord (Maslin *et al.*, 1996 ; Maslin *et al.*, 1998). Une modélisation faite par Willeit *et al.* (2015) permet de confirmer que les glaces de l'hémisphère nord sont contrôlées majoritairement par l'obliquité (et donc que le climat est prédominé par les cycles de 41 000 ans à cette période). Cette modélisation prend également en compte une diminution progressive de la concentration en CO_2 permettant ainsi une meilleure concordance avec les reconstructions faites grâce au $\delta^{18}\text{O}$ ou aux températures globale de surface (Willeit *et al.*, 2015).

Après la glaciation de l'hémisphère nord, les oscillations ne cessent de s'amplifier jusqu'à $\approx 0,8\text{Ma}$ où leur périodicité passe de cycle de 41 000 ans à des cycles plus long de 100 000 ans (Figure I-20; Shackleton *et al.*, 1976).

→ *La « Mid Pleistocene Transition »*

Cette période de transition comprise entre 1,25 Ma à 0,7 Ma (Figure I-12 ; Clark *et al.*, 2006) est la « Mid Pleistocene Transition » (MPT). La MPT est effectivement le passage à des cycles plus longs (100 000 ans) mais surtout avec des amplitudes d'oscillation du climat et du niveau marin beaucoup plus importantes (Clark *et al.*, 2006 ; Figure I-12). Ces cycles ont également une amplitude beaucoup plus importante fluctuant, au Quaternaire, de 0 m à -140 m, par rapport au niveau marin actuel (Shakun *et al.*, 2015 ; Figure I-20). A partir de la MPT, le contraste climatique entre les périodes interglaciaires (chaudes) et glaciaires (froides) est très important contrairement au climat moins changeant du Pliocène. L'initiation de la MPT n'est encore pas bien définie mais elle débute avec une augmentation du volume de glace global et une diminution de la température des eaux profondes (Clark *et al.*, 2006). La première hypothèse donnée étant que la MPT est une réponse à un refroidissement sur le long terme probablement dû à une diminution de la teneur en pCO₂ dans l'atmosphère (Raymo, 1997, Berger *et al.*, 1999). La variation de ces paramètres engendre une augmentation des glaciations et l'augmentation de $3.1 \pm 0.7 \times 10^{12} \text{ m}^2$ de la couverture de glace dans l'hémisphère nord (Mudelsee et Schulz, 1997).

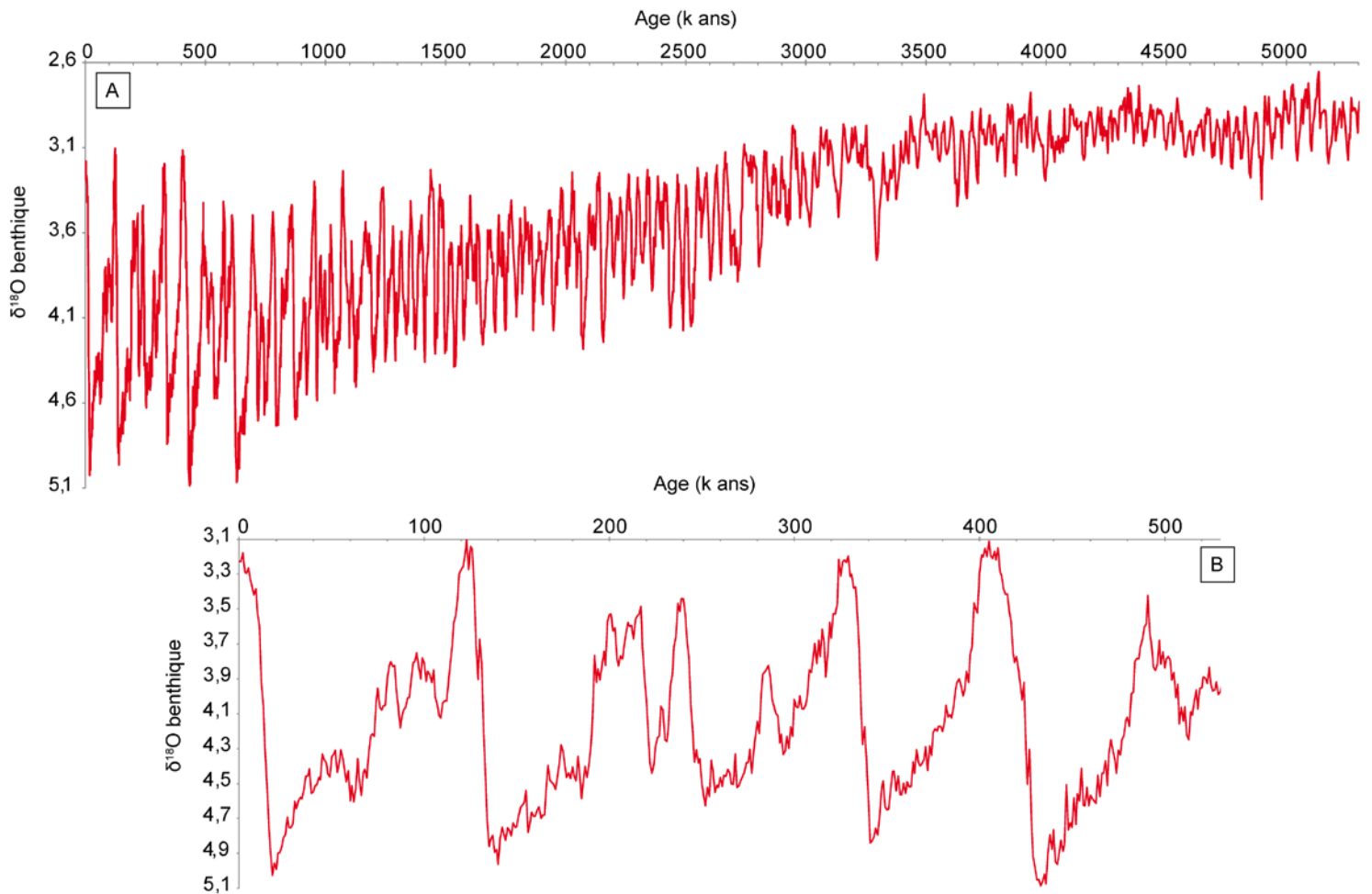


Figure I- 20 : Courbe du $\delta^{18}\text{O}$ benthique d'après Lisiecki et Raymo (2005) sur 5,3 Ma (A) et zoom sur les derniers 500 000 ans (B). Cette courbe peut être assimilée aux variations de température et donc variations du niveau marin.

Le dernier cycle glaciaire

Pour la période plus récente, le dernier cycle glaciaire, une courbe de niveau marin a été élaborée à partir de la compilation de deux courbes publiées dans la littérature (Arz *et al.*, 2007 et Grant *et al.*, 2012) et d'une courbe générée grâce à une collaboration avec Kurt Lambeck (Associé étranger à l'Académie des Sciences et « Visiting Fellow » à l'Université Nationale Australienne) et Hélène Rouby (postdoc à l'École Normale Supérieure) (Figure I-21). Les modèles élaborés au sein leur équipe ont permis, en les couplant avec des données sismiques du Golfe du Lion, une visualisation des variations du *niveau marin absolue* propre au Golfe du Lion sur les derniers 140 000 ans (Figure I-21). En effet, cette courbe est corrigée de la subsidence, de l'hydro-isostasie et de la rhéologie de la marge. Les données stratigraphiques apportées pour ce projet sont les paléo-bathymétries créées grâce au travail de

pointé sur le logiciel Kingdom Suite SMT. La courbe de *Arz et al.* (2007) a été élaborée grâce aux sédiments de la mer Rouge (nord) alors que la courbe de *Grant et al.* (2012) vient de l'analyse $\delta^{18}\text{O}$ de sédiment marin de la Méditerranée orientale. Ces deux dernières reflètent donc le *niveau marin relatif* grâce aux isotopes. Même si la courbe du niveau marin absolu a été réalisée spécialement pour le Golfe du Lion et donc plus adaptée, la modélisation ne permet pas de visualiser les oscillations rapides telles que les événements de Heinrich (Figure I-21). Ces variations étant au cœur de la problématique de cette thèse, il est important de coupler la courbe de niveau marin absolu du Golfe du Lion avec des courbes de niveau marin relatif présentant les oscillations rapides durant le dernier cycle glaciaire.

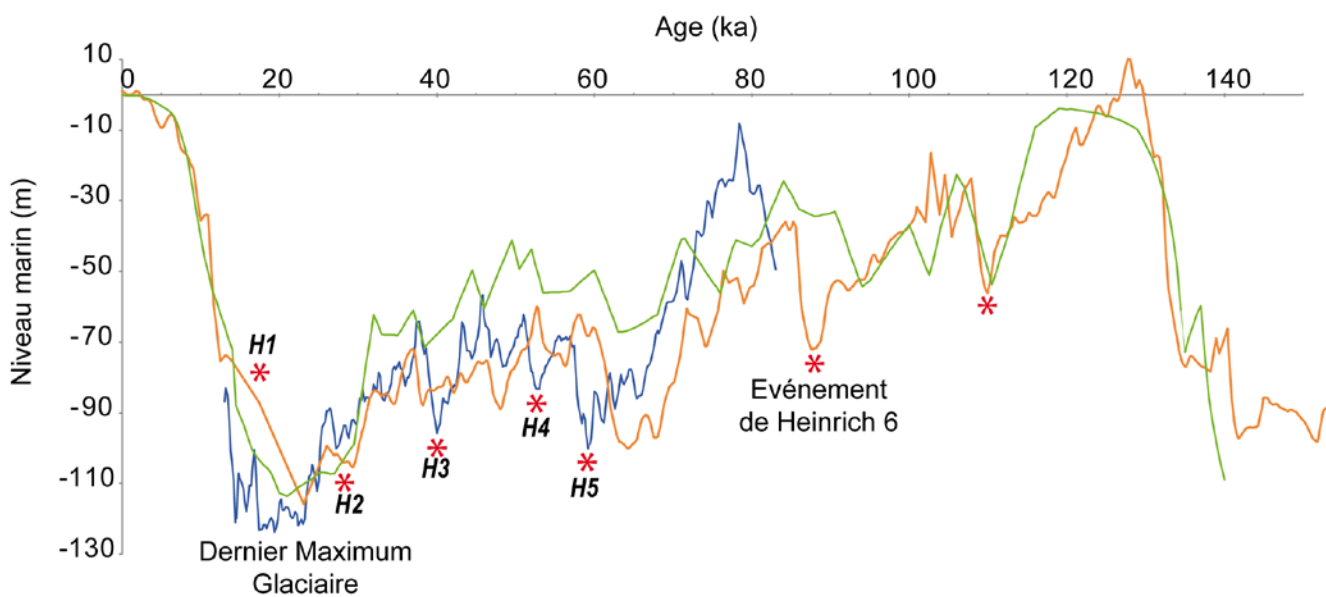


Figure I- 21 : Courbe composite du niveau marin relatif utilisée pour l'étude sur la dernière période glaciaire. Les courbes utilisées sont issues de *Arz et al.* (2007 ; en bleu) ; *Grant et al.* (2012 ; en orange). On dispose et la courbe spécifique au Golfe du Lion (niveau marin absolu) générée par Lambeck et Rouby (communication personnelle, en vert). Sur ce dernier cycle, il est possible d'observer des variations rapides du niveau marin au sein même de la chute progressive du niveau marin. Ces cycles sont ponctués par des chutes plus importantes de niveau marin, les événements de Heinrich. Ils sont numérotés du plus récent (H1) au plus ancien (H6).

Les courbes de variations du niveau marin du dernier cycle glaciaire (Figure I-21) permettent de visualiser les variations rapides durant de la chute globale, notamment les chutes de niveau marin liées aux événements de Heinrich. Il est également possible de constater les différences d'amplitudes des chutes du niveau marin, ainsi que de légers décalages

sur la date précise de ces événements, liés à un calage différent des données. On note ainsi que l'événement de Heinrich 5 survient à 60 000 ans d'après *Arz et al.* (2007), 63 000 ans pour Lambeck et Rouby (comm. Pers.) et 65 000 ans pour *Grant et al.* (2012) (Figure I-21).

(v) Chronologie isotopique utilisée dans cette étude

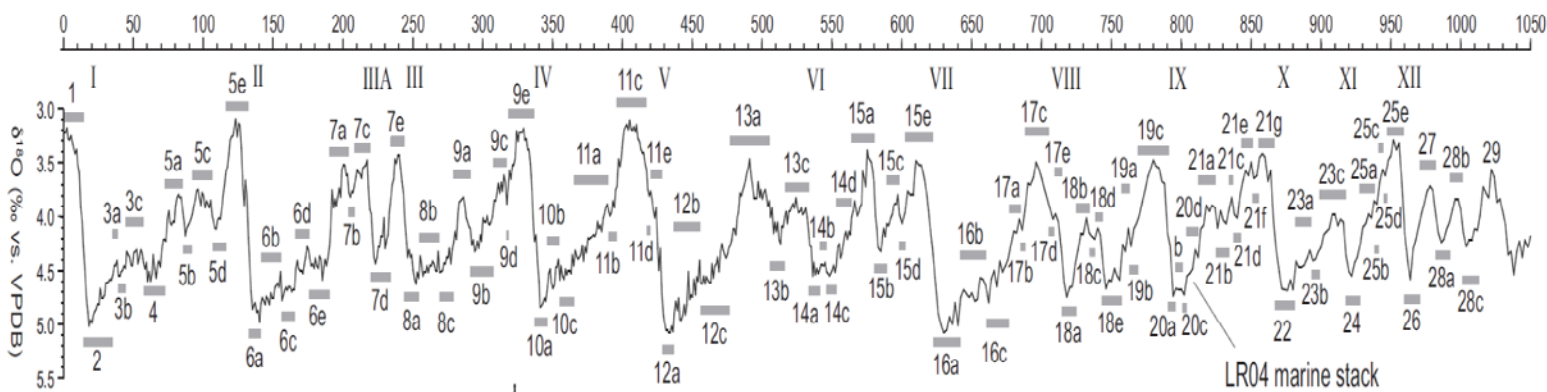
Les variations du niveau marin, alternance de périodes chaudes et de périodes froides, ont été définies et nommées à partir du rapport entre les isotopes stables de l'oxygène 16 et 18 en milieu marin. Ces périodes sont appelées « *Marine Isotope Stages* » (MIS). Les MIS portant des nombres paires (MIS 2, 4, 6...) sont des périodes froides et de bas niveau marin. Par exemple, le dernier maximum glaciaire correspond au MIS 2 (Figure I-22). En revanche les stades impairs correspondent aux périodes chaudes et de haut niveau marin tel que le MIS 1 (période actuelle). La nomenclature utilisée dans les chapitres II-II et II-III (les derniers 500 000 ans et le dernier cycle glaciaire) est celle établie par *Railsback et al.* (2015 ; Figure I-

22).

Figure I- 22: Courbe du $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques de Lisiecki et Raymo (2005) MIS pour le dernier million d'années avec la terminologie de *Railsback et al.* (2015) pour les stades et interstades.. Les terminaisons sont également représentées en chiffres romains. Elles symbolisent la transition entre les périodes glaciaires et interglaciaires

(d) Les flux sédimentaires et la subsidence en Méditerranée occidentale durant le Plio-Quaternaire

Les flux sédimentaires sont le reflet d'événements tectoniques et/ou climatiques à l'échelle régionale et/ou mondiale. La principale source de matériel vient des massifs montagneux qui produisent les éléments terrigènes qui seront par la suite distribués sur le plateau et transportés vers le bassin profond (Figure I-23).



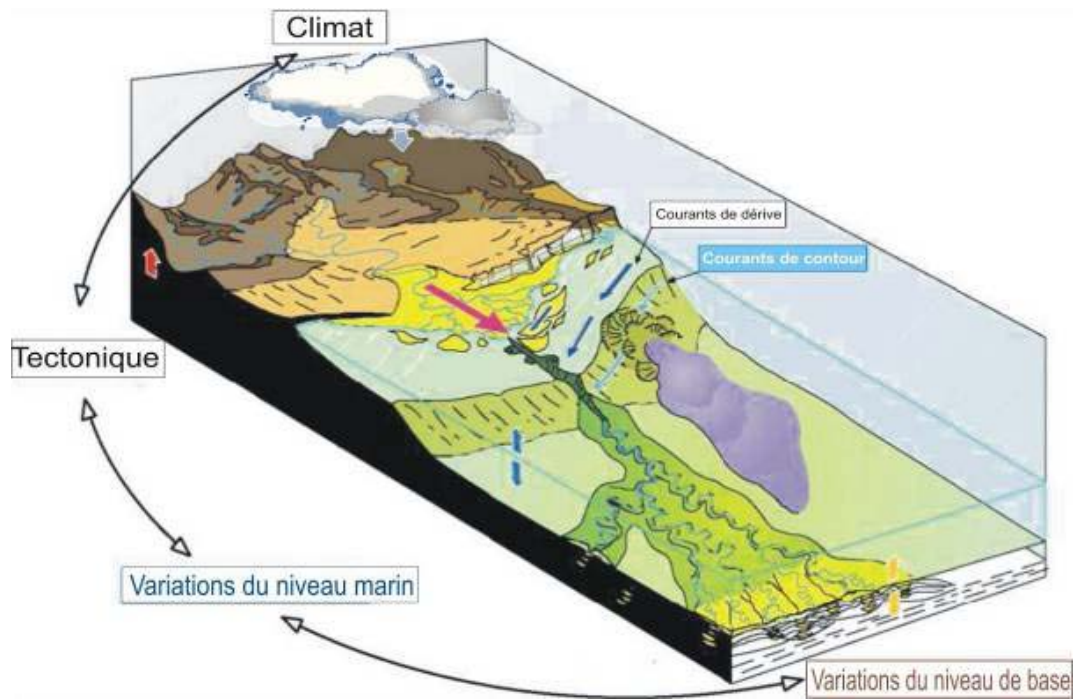


Figure I-23 : Schéma représentant l'action du climat et de la tectonique sur la production de sédiments dans les chaînes de montagnes qui seront ensuite transportés vers le bassin par les fleuves

(<http://www.ifremer.fr/drogm/Activites/Faits-marquants/2009-2011/Environnements-Sedimentaires>)

Les particules, une fois arrachées par l'érosion vont être transportées vers le bassin profond (bassin sédimentaire) grâce aux réseaux fluviaux. L'érosion peut être soit physique ou mécanique en fonction de l'agent d'érosion : le climat, la tectonique, la nature du relief. Dans le contexte tectonique comme celui de la Méditerranée occidentale au Plio-Quaternaire, le climat et les variations du niveau marin associées vont être les facteurs les plus importants dans les flux sédimentaires atteignant le plateau et les canyons du Golfe du Lion et de la marge de l'Ebre. Le climat va influencer plusieurs paramètres primordiaux pour le flux sédimentaire tels que la couverture végétale, les précipitations, les vents. De plus les deux sites d'études sont alimentés par deux fleuves majeurs : le Rhône pour le Golfe du Lion et l'Ebre pour la marge de l'Ebre. Les variations du niveau marin vont, elles, avoir un impact important sur la distribution de ce matériel.

Comparé aux Quaternaire, le Pliocène n'a pas été une période propice à l'érosion et au transport sédimentaire en Méditerranée occidentale (Zhang *et al.*, 2001). D'un point de vue climatique, le Pliocène est une période relativement stable car les oscillations du climat sont peu importantes (Suc, 1984). Ceci facilite entre autre l'installation d'une couverture végétale importante freinant l'érosion des sols. Au Quaternaire, l'amplification du glacio-eustatisme a

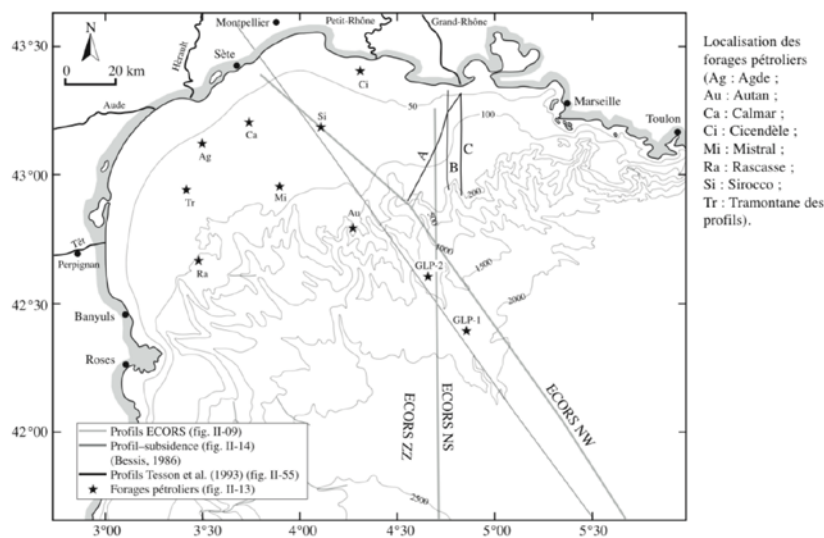
permis une forte érosion, notamment du plateau continental et donc un apport de matériel plus important (Bertoni et Cratwright, 2005; Kertznus et Kneller, 2009; Lofi *et al.*, 2003; Rabineau *et al.*, 1998; Rabineau *et al.*, 2005). Le développement de glaciers dans les Alpes et les Pyrénées est un autre facteur d'accroissement du flux sédimentaire, en particulier durant les terminaisons glaciaires caractérisées par une pluviométrie plus forte et des débâcles glaciaires (Kettner & Syvitski, 2009). Sur les deux sites d'études de cette thèse, les sédiments du Plio-Quaternaire ont été particulièrement bien conservés. C'est grâce à ces archives sédimentaires qu'il est possible de reconstruire les événements passés.

(i) Flux sédimentaire dans le Golfe du Lion

Dans le Golfe du Lion, Rabineau (2001) a calculé grâce à plusieurs forages pétroliers, les épaisseurs et les taux de sédimentation sur le plateau interne, externe et sur le rebord de plate-forme au Pliocène (Tableau I-1). Il est important de noter que la limite Pliocène-Quaternaire utilisée dans le tableau de Rabineau (2001) est différente de la limite utilisée désormais, fixée à 2,58 Ma. Cependant, le taux de sédimentation reste plus important au Pléistocène. Leroux *et al.* (2014), grâce à une modélisation Dionisos, ont constaté que d'une manière générale, la reconstruction de la marge est au plus proche de la réalité lorsque le flux sédimentaire du début de Pliocène est faible puis qu'il augmente à partir du Pliocène inférieur jusqu'au Quaternaire. Le flux a été multiplié par environ 4-5 avec une augmentation considérable à partir de 3,8 Ma (Leroux *et al.*, 2014).

Tableau I-1 : Epaisseurs (en mètre) et taux de sédimentation (cm/ka) de plusieurs forages du Golfe du Lion (localisation sur la carte en dessous du tableau) pour le plateau externe, interne et pour le rebord de plate-forme (modifié de Rabineau, 2001).

Epaisseur en mètres taux sédimentation cm/ka = dam/Ma	Epaisseur/taux de sédimentation Plioquaternaire (5,3 Ma)	Epaisseur/taux de sédimentation Pliocène (3,7 Ma)	Epaisseur/taux de sédimentation Quaternaire (1,6 Ma)
<i>Plate-forme int-moy</i>			
Agde	663/12,5	> 313,0/> 8	< 350/< 22
Calmar	748/14,0	/	/
Tramontane	775/14,5	510/14	263/16
Cicendèle	/	/	/
Sirocco	864/16,3	640/17	221/14
<i>Plate-forme moy-ext</i>			
Mistral	1 241/23,5	1 036/28	205/13
Rascasse	1 984/37,5	1 311/35	673/42
Rascasse recalé	1 690/32	910/24,5	673/42
<i>Plate-forme ext-haut pente</i>			
Autan	2 269/43,0	1 522/41	747/46
Pente			
GLP2 ⁶	2 171/41,0	> 1 600/> 43	< 580/< 36
GLP1 ⁷	> 1 870/> 35,0	> 980/> 26	900/56



(ii) Flux sédimentaire sur la marge de l'Ebre

La Marge de l'Ebre est également nourrie par un grand fleuve : l'Ebre. Son bassin versant de 85 835 km² a déposé durant le Pliocène (sur 3 Ma) une séquence progradante d'environ 400 m d'épaisseur, alors qu'elle atteint 1 km au Pléistocène (Alonso *et al.*, 1990;

Dañobeitia *et al.*, 1990 ; Nelson, 1990). Les sédiments du Pliocène comblent prioritairement les incisions messiniennes situées en amont de la marge, du fait des hauts niveaux marins durant la première moitié du Pliocène (Nelson et Maldonado, 1990). Au Pléistocène, les changements climatiques et les variations du niveau marin (notamment les maximums glaciaires) ont contrôlé l'apport en sédiment sur la marge de l'Ebre. La progradation et l'aggradation intenses de la marge (Farrán et Maldonado, 1990 ; Nelson, 1990 ; Kertznus et Kneller, 2009) témoignent d'un flux beaucoup plus important, notamment en période de bas niveau marin où le sédiment précédemment accumulé en amont est transporté vers le bassin (Farrán et Maldonado, 1990).

Dans le cas du Golfe du Lion ou de la marge de l'Ebre, un paramètre essentiel à l'accumulation sédimentaire et sa préservation est *la subsidence*.

(iii) La subsidence

La subsidence est l'affaissement lent de la lithosphère créant au fur et à mesure de l'espace disponible, l'espace d'accommodation (Jervey, 1988), pouvant ainsi accumuler de plus en plus de sédiment.

Sur la marge de l'Ebre, Farrán et Maldonado (1990) admettent que la subsidence du Quaternaire a compensé les chutes de niveau marin et a donc permis le développement de la marge de l'Ebre. De plus il a été montré que la subsidence est différente entre le nord et le sud de la plate-forme. En effet, la partie nord de la marge de l'Ebre s'est moins affaissée que la partie sud empêchant le dépôt de séquences trop épaisses (Farrán et Maldonado, 1990). L'épaisseur des séquences sédimentaires s'accroît donc vers le sud mais aussi vers le rebord de plate-forme (Farrán et Maldonado, 1990). Kertznus et Kneller (2009), d'après les données du forage FORNAX1 (situé à 50 m de profondeur et à un peu plus de 40 km des côtes), ont calculé et tracé une courbe de la subsidence tectonique (Figure I-24). Depuis le début du Pliocène, la marge de l'Ebre ne cesse de s'enfoncer (3 km du Pliocène à aujourd'hui ; Kertznus et Kneller, 2009). Au Quaternaire, entre 2,58 Ma et aujourd'hui, la marge a subsidé d'environ 1 km donnant un taux de subsidence d'environ 370 m/Ma (Figure I-24).

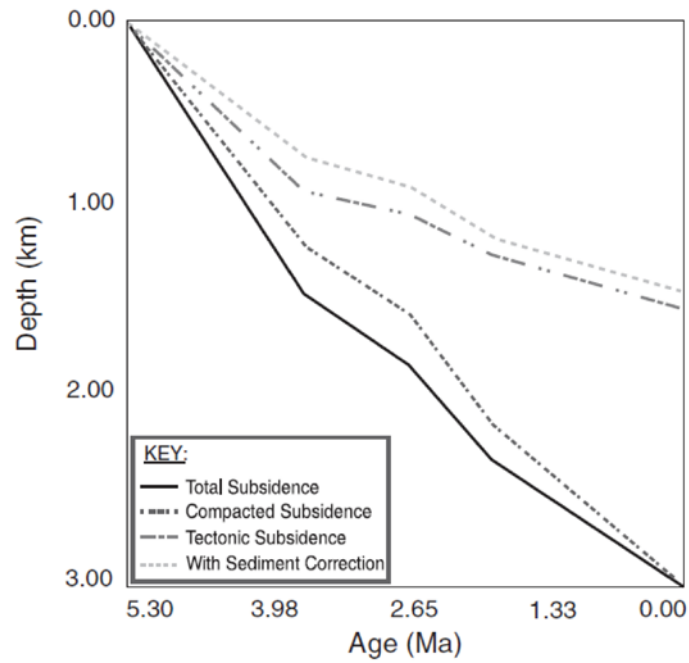


Figure I- 24 : Subsidence tectonique calculée grâce aux données du forage FORNAX1 sur la marge de l'Ebre (d'après Kertzus et Kneller, 2009)

Dans le Golfe du Lion, Rabineau *et al.* (2014) ont estimé la subsidence pour la période Plio-Quaternaire au niveau du rebord de plateforme, à 70 km des côtes actuelles, à 240 m/Ma (± 15 m/Ma). Ces auteurs proposent un modèle de subsidence linéaire augmentant avec la distance à la côte.

Résumé du Chapitre I:

- Les canyons se forment grâce à l'enchaînement de différents processus gravitaires. Les deux principaux sont *les déstabilisations* sur la pente continentale et la connexion avec un fleuve générant *surcharges sédimentaires et des écoulements gravitaires en rebord de plate-forme*.
- On distingue donc (1) des *canyons incisant le plateau* et se connectant à des réseaux fluviaux et (2) des *canyons confinés* à la pente (sans lien avec le plateau).
- Lors la Crise de Salinité Messinienne (CSM), la Méditerranée a subi une chute importante du niveau de la mer engendrant *l'érosion du plateau par les systèmes de réseaux fluviaux*.
- Après la CSM, ces canyons sub-aériens ont été progressivement recouverts par la progradation des marges *méditerranéennes* durant le Plio-Quaternaire.
- Le Plio-Quaternaire est une période d'intensification des *changements climatiques et eustatiques en lien avec les paramètres orbitaux*, particulièrement à partir de la glaciation de l'hémisphère nord vers 2,7 Ma.
- Le passage de cycles climatiques de 41 ka à 100 ka ans entre 1,25 et 0,7 Ma correspond à une augmentation importante de *l'amplitude des oscillations de température et du niveau marin*.
- Au sein même de ces grands cycles, des *changements rapides* d'amplitude et de périodes différentes engendrent des *variations du niveau marin*.

Bibliographie

- Abe-Ouchi, A., Saito, F., Kawamura, K., Raymo, M. E., Okuno, J. i., Takahashi, K., and Blatter, H., 2013. Insolation-driven 100,000-year glacial cycles and hysteresis of ice-sheet volume: *Nature*, v. 500, no. 7461, p. 190-193. 10.1038/nature12374
- Alley, R. B., 1998. Icing the North Atlantic: *Nature*, v. 392, p. 335-337.
- Alonso, B., and Maldonado, A., 1990. The Ebro Continental Margin, Northwestern Mediterranean Sea Late Quaternary sedimentation patterns of the Ebro turbidite systems (northwestern Mediterranean): Two styles of deep-sea deposition: *Marine Geology*, v. 95, no. 3, p. 353-377.
- Amorosi, A., Rossi, V., Sрати, G., and Mattei, R., 2013. Coalescent valley fills from the late Quaternary record of Tuscany (Italy): *Quaternary International*, v. 288, p. 129-138.
- Amundsen, H. B., Laberg, J. S., Vorren, T. O., Haflidason, H., Forwick, M., and Buhl-Mortensen, P., 2015. Late Weichselian–Holocene evolution of the high-latitude Andøya submarine Canyon, North-Norwegian continental margin: *Marine Geology*, v. 363, p. 1-14.
- Arz, H. W., Lamy, F., Ganopolski, A., Nowaczyk, N., and Pätzold, J., 2007. Dominant Northern Hemisphere climate control over millennial-scale glacial sea-level variability: *Quaternary Science Reviews*, v. 26, p. 312-321.
- Augustin, L., Barbante, C., Barnes, P. R., Barnola, J. M., Bigler, M., Castellano, E., Cattani, O., Chappellaz, J., Dahl-Jensen, D., and Delmonte, B., 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core: *Nature*, v. 429, no. 6992, p. 623-628.
- Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., and Klein, B., 2002. Morphology and architecture of the present canyon and channel of the Zaire deep-sea fan: *Marine and Petroleum Geology*, v. 19, p. 445-467.
- Bagnold, R., 1962. Auto-suspension of transported sediment; turbidity currents: *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, p. 315-319.
- Barber, P. M., 1981. Messinian subaerial erosion of the Proto-Nile delta: *Marine Geology*, v. 44, no. 3, p. 253-272.
- Barker, S., Knorr, G., Edwards, R. L., Parrenin, F., Putnam, A. E., Skinner, L. C., Wolff, E., and Ziegler, M., 2011. 800,000 years of abrupt climate variability: *Science*, v. 334, no. 6054, p. 347-351.
- Baztan, J., 2004. Formation et évolution des canyons sous-marins du Golfe du Lion: relation avec les cycles glacio-eustatiques [PhD: Université de Bretagne occidentale, 446 p.
- Baztan, J., Berné, S., Olivet, J. L., Rabineau, M., Aslanian, D., Gaudin, M., Réhault, J. P., and Canals, M., 2005. Axial incision: The key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion): *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, no. 6-7, p. 805-826. 10.1016/j.marpetgeo.2005.03.011:
- Benjamin, U., Huuse, M., and Hodgetts, D., 2015. Canyon-confined pockmarks on the western Niger Delta slope: *Journal of African Earth Sciences*, v. 107, p. 15-27.
- Berger, A., 1978. Long-term variations of caloric insolation resulting from the earth's orbital elements: *Quaternary research*, v. 9, no. 2, p. 139-167.
- Berger, A., 1980. The Milankovitch astronomical theory of paleoclimates: A modern review: *Vistas in Astronomy*, v. 24, p. 103-122.
- Berger, A., Li, X., and Loutre, M.-F., 1999. Modelling northern hemisphere ice volume over the last 3Ma: *Quaternary Science Reviews*, v. 18, no. 1, p. 1-11.

- Berger, A., and Loutre, M. F., 2004. Théorie astronomique des paléoclimats: *Comptes Rendus Geoscience*, v. 336, no. 7, p. 701-709.
- 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*, v. 17, no. 4.
- Bertoni, C., and Cartwright, J. A., 2005. 3D seismic analysis of slope-confined canyons from the Plio-Pleistocene of the Ebro Continental Margin (WesternMediterranean): *Basin Research*, v. 17, p. 43-62.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., and Simet, C., 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period.
- Bourcart, J., 1958. *Problèmes de géologie sous-marine*, Masson.
- Briand, F., The Messinian Salinity Crisis from Mega-Deposits to Microbiology—A Consensus Report, *in* *Proceedings CIESM Workshop Monographs 2008*, Volume 30.
- Broecker, W. S., and Donk, J., 1970. Insolation changes, ice volumes, and the O18 record in deep-sea cores: *Reviews of Geophysics*, v. 8, no. 1, p. 169-198.
- Cacho, I., Grimalt, J. O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F. J., Flores, J. A., and Shackleton, N. J., 1999. Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures: *Paleoceanography*, v. 14, no. 6, p. 698-705.
- Carter, L., Milliman, J., Talling, P., Gavey, R., and Wynn, R., 2012. Near-synchronous and delayed initiation of long runout submarine sediment flows from a record-breaking river flood, offshore Taiwan: *Geophysical Research Letters*, v. 39, no. 12.
- Chappell, J., and Shackleton, N. J., 1986. Oxygen isotopes and sea level: *Nature*, v. 324, p. 137-140.
- Cirac, P., Bourillet, J.-F., Griboulard, R., Normand, A., and Mulder, T., 2001. Le canyon de Capbreton: nouvelles approches morphostructurales et morphosédimentaires. Premiers résultats de la campagne Itsas: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, v. 332, no. 7, p. 447-455.
- Clark, P. U., Archer, D., Pollard, D., Blum, J. D., Rial, J. A., Brovkin, V., Mix, A. C., Pisias, N. G., and Roy, M., 2006. The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO₂: *Quaternary Science Reviews*, v. 25, p. 3150-3184.
- Clauzon, G., 1978. The Messinian Var canyon (Provence, Southern France)—paleogeographic implications: *Marine Geology*, v. 27, no. 3, p. 231-246.
- Clauzon, G., and Cravatte, J., 1985. Révision chronostratigraphique de la série marine pliocène traversée par le sondage Canet 1 (Pyrénées-Orientales): *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, v. 301, no. 19, p. 1351-1354.
- Clauzon, G., Suc, J.-P., Gautier, F., Berger, A., and Loutre, M.-F., 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: Controversy resolved?: *Geology*, v. 24, no. 4, p. 363-366. 10.1130/0091-7613(1996)024<0363:aiotms>2.3.co;2
- Cornée, J.-J., Maillard, A., Conesa, G., Garcia, F., Saint Martin, J.-P., Sage, F., and Münch, P., 2008. Onshore to offshore reconstruction of the Messinian erosion surface in Western Sardinia, Italy: Implications for the Messinian salinity crisis: *Sedimentary Geology*, v. 210, no. 1, p. 48-60.

- Covault, J. A., 2011. Submarine fans and canyon-channel systems: A review of processes, products and models: *Nature Education Knowledge*, v. 3, no. 10, p. 1-18.
- Daigneault, M., 2002. Tectonique, paramètres orbitaux et expansion thermique: Quelques aspects sur les variations des niveaux marins anciens et récents: *Bulletin de l'Union des physiciens*, no. 849, p. 1709-1718.
- Dail, M. B., Reide Corbett, D., and Walsh, J. P., 2007. Assessing the importance of tropical cyclones on continental margin sedimentation in the Mississippi delta region: *Continental Shelf Research*, v. 27, no. 14, p. 1857-1874.
- Daly, R. A., 1936. Origin of submarine canyons: *American Journal of Science*, v. 31, p. 401-420.
- Damuth, J. E., Kolla, V., Flood, R. D., Kowsmann, R. O., Monteiro, M. C., Gorini, M. A., Palma, J. J., and Belderson, R. H., 1983. Distributary channel meandering and bifurcation patterns on the Amazon deep-sea fan as revealed by long-range side-scan sonar (GLORIA): *Geology*, v. 11, no. 2, p. 94-98.
- Dan, G., Sultan, N., and Savoye, B., 2007. The 1979 Nice harbour catastrophe revisited: Trigger mechanism inferred from geotechnical measurements and numerical modelling: *Marine Geology*, v. 245, no. 1, p. 40-64.
- Dañobeitia, J. J., Alonso, B., and Maldonado, A., 1990. Geological framework of the Ebro continental margin and surrounding areas: *Marine Geology*, v. 95, no. 3, p. 265-287.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjornsdottir, A. E., Jouzel, J., and Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record: *Nature*, v. 364, p. 218-220.
- De Madron, X. D., 1994. Hydrography and nepheloid structures in the Grand-Rhône canyon: *Continental Shelf Research*, v. 14, no. 5, p. 457-477.
- 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*, v. 22, no. 6, p. 713-746.
- Doxsee, W. W., 1948. The Grand Banks earthquake of November 18, 1929: *Publications of the Dominion Observatory*, v. 7, no. 3, p. 23-35.
- Droz, L., Marsset, T., Ondras, H., Lopez, M., Savoye, B., and Spy-Anderson, F.-L., 2003. Architecture of an active mud-rich turbidite system: The Zaire Fan (Congo–Angola margin southeast Atlantic): Results from ZaAngo 1 and 2 cruises: *AAPG bulletin*, v. 87, no. 7, p. 1145-1168.
- Ducassou, E., Mulder, T., Migeon, S., Gonthier, E., Murat, A., Revel, M., Capotondi, L., Bernasconi, S. M., Mascle, J., and Zaragosi, S., 2008. Nile floods recorded in deep Mediterranean sediments: *Quaternary research*, v. 70, no. 3, p. 382-391.
- Emery, K. O., 1980. Continental margins - classification and petroleum prospects: *American Association of petroleum geologists Bulletin*, v. 64, p. 297-315.
- Farran, M., and Maldonado, A., 1990. The Ebro continental shelf: Quaternary seismic stratigraphy and growth patterns: *Marine Geology*, v. 95, p. 289-312.
- Farre, J. A., McGregor, B. A., Ryan, W. B. F., and Robb, J. M., 1983. Breaching the shelfbreak: passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution, *in* G.T., S. D. J. a. M., ed., *The shelfbreak: critical interface on continental margins*, SEPM, p. 25-39.

- Froidefond, J., Castaing, P., and Weber, O., 1983. Evolution morpho-sédimentaire de la tête du Canyon de Capbreton d'après les cartes de 1860 à 1963, utilisation des méthodes informatiques: *Bulletin de la société Géologique de France*, no. 5, p. 705-714.
- García-Castellanos, D., Estrada, F., Jiménez-Munt, I., Gorini, C., Fernández, M., Vergés, J., and De Vicente, R., 2009. Catastrophic flood of the Mediterranean after the Messinian salinity crisis: *Nature*, v. 462, no. 7274, p. 778-781.
- Gargani, J., 2004. Modelling of the erosion in the Rhone valley during the Messinian crisis (France): *Quaternary International*, v. 121, no. 1, p. 13-22.
- Gargani, J., and Rigollet, C., 2007. Mediterranean Sea level variations during the Messinian salinity crisis: *Geophysical Research Letters*, v. 34, no. 10.
- Gaudin, M., Berné, S., Jouanneau, J. M., Palanques, A., Puig, P., Mulder, T., Cirac, P., Rabineau, M., and Imbert, P., 2006. Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea): *Marine Geology*, v. 234, no. 1-4, p. 111-128. 10.1016/j.margeo.2006.09.020:
- Genesseeux, M., Guibout, P., and Lacombe, H., 1971. Enregistrement de courants de turbidité dans la vallée sous-marine du Var (Alpes-Maritimes): *CR Acad. Sci. Paris*, v. 273, p. 2456-2459.
- Genesseeux, M., Mauffret, A., and Pautot, G., 1980. Les glissements sous-marins de la pente continentale niçoise et la rupture de câbles en mer Ligure (Méditerranée occidentale): *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, v. 290, no. 14, p. 959-962.
- Gerber, T. P., Amblas, D., Wolinsky, M. A., Pratson, L. F., and Canals, M., 2009. A model for the long-profile shape of submarine canyons: *Journal of geophysical research*, v. 114.
- 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*, v. 164, no. 3, p. 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*, v. 22, no. 6, p. 695-712.
- Grant, K. M., Rohling, E. J., Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Medina-Elizalde, M., Ramsey, C. B., Satow, C., and Roberts, A. P., 2012. Rapid coupling between ice volume and polar temperature over the past 150,000 years: *Nature*, v. 491, no. 7426, p. 744-747.
- Greene, H. G., Maher, N. M., and Paull, C. K., 2002. Physiography of the Monterey Bay National Marine Sanctuary and implications about continental margin development: *Marine Geology*, v. 181, no. 1-3, p. 55-82.
- Guennoc, P., Bache, F., Gorini, C., Clauzon, G., Rubino, J. L., Dos Reis, A. T., Mauffret, A., Duvail, C., Roure, S., Le Strat, P., Rabineau, M., Aslanian, D., Olivet, J. L., Lofi, J., and Ambert, P., Physiographie messinienne de la marge du Golfe du Lion, nouvelle synthèse, *in* Proceedings Colloque GDR Marges, Paris, 2006.
- Harris, P., and Whiteway, T., 2011. Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins: *Marine Geology*, v. 285, p. 69-86.

- Hasiotis, T., Papatheodorou, G., and Ferentinos, G., 2005. A high resolution approach in the recent sedimentation processes at the head of Zakynthos Canyon, western Greece: *Marine Geology*, v. 214, no. 1-3, p. 49-73.
- Haug, G. H., and Tiedemann, R., 1998. Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation: *Nature*, v. 393, no. 6686, p. 673-676.
- Hays, J. D., Imbrie, J., and Shackleton, N. J., Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages 1976, American Association for the Advancement of Science.
- Heezen, B. C., Ericson, D., and Ewing, M., 1954. Further evidence for a turbidity current following the 1929 Grand Banks earthquake: *Deep Sea Research (1953)*, v. 1, no. 4, p. 193-202.
- Heezen, B. C., and Ewing, M., 1952. Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake: *Am. J. Sci.*, v. 250, no. 12, p. 849-873.
- Heinrich, H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years: *Quaternary research*, v. 29, no. 2, p. 142-152.
- Hsü, K. J., Cita, M. B., and Ryan, W. B. F., 1973. The origin of the Mediterranean evaporites, initial reports of the Deep Sea Drilling Project
- Imbrie, J., Berger, A., Boyle, W., Clemens, S., Duffy, A., and Howard, W., 1993. On the structure and origins of major glaciation cycles. 2. the 100,000-year cycle: *Paleoceanography*, v. 8, no. 6, p. 699-735.
- Imbrie, J., Boyle, E. A., Clemens, S. C., Duffy, A., Howard, W. R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Molfino, B., Morley, J. J., Peterson, L. C., Pisias, N. G., Prell, W. L., Raymo, M. E., Shackleton, N. J., and Toggweiler, J. R., 1992. On the Structure and Origin of Major Glaciation Cycles 1. Linear Responses to Milankovitch Forcing: *Paleoceanography*, v. 7, no. 6, p. 701-738.
- Inman, D. L., Nordstrom, C. E., and Flick, R. E., 1976. Currents in submarine canyons: an air-sea-land interaction: *Annual Review of Fluid Mechanics*, v. 8, no. 1, p. 275-310.
- Jervey, M., 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression.
- Jobe, Z. R., Lowe, D. R., and Uchytel, S. J., 2011. Two fundamentally different types of submarine canyons along the continental margin of Equatorial Guinea: *Marine and Petroleum Geology*, v. 28, no. 3, p. 843-860.
- Jouzel, J., Lorius, C., Johnsen, S., and Grootes, P., 1994. Climates instabilities: Greenland and Antarctic records: *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, v. 319, no. 1, p. 65-77.
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J.-M., and Chappellaz, J., 2007. Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years: *Science*, v. 317, no. 5839, p. 793-796.
- Kao, S.-J., Dai, M., Selvaraj, K., Zhai, W., Cai, P., Chen, S.-N., Yang, J., Liu, J., Liu, C., and Syvitski, J. P., 2010. Cyclone-driven deep sea injection of freshwater and heat by hyperpycnal flow in the subtropics: *Geophysical Research Letters*, v. 37, no. 21.
- Kertznus, V., and Kneller, B. C., 2009. Clinoforment quantification for assessing the effects of external forcing on continental margin development: *Basin Research*, v. 21, p. 738-758.
- Kettner, A. J., and Syvitski, J. P. M., 2009. Fluvial response to environmental perturbations in the Northern Mediterranean since the Last Glacial Maximum: *Quaternary Science Reviews*, v. 28, p. 2386-2397.

- Khripounoff, A., Crassous, P., Lo Bue, N., Dennielou, B., and Silva Jacinto, R., 2012. Different types of sediment gravity flows detected in the Var submarine canyon (northwestern Mediterranean Sea): *Progress in Oceanography*, v. 106, p. 138-153.
- Khripounoff, A., Vangriesheim, A., Crassous, P., and Etoubleau, J., 2009. High frequency of sediment gravity flow events in the Var submarine canyon (Mediterranean Sea): *Marine Geology*, v. 263, p. 1 - 6.
- Krijgsman, W., Langereis, C. G., Zachariasse, W. J., Boccaletti, M., Moratti, G., Gelati, R., Iaccarino, S., Papani, G., and Villa, G., 1999. Late Neogene evolution of the Taza–Guercif Basin (Rifian Corridor, Morocco) and implications for the Messinian salinity crisis: *Marine Geology*, v. 153, no. 1–4, p. 147-160.
- Labeyrie, L. D., Duplessy, J. C., and Blanc, P. L., 1987. Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125,000 years: *Nature*, v. 327, no. 6122, p. 477-482.
- Lambeck, K., Esat, T. M., and Potter, E.-K., 2002. Links between climate and sea levels for the past three million years: *Nature*, v. 419, no. 6903, p. 199-206.
- Lea, D. W., Martin, P. A., Pak, D. K., and Spero, H. J., 2002. Reconstructing a 350 ky history of sea level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core: *Quaternary Science Reviews*, v. 21, no. 1–3, p. 283-293.
- Leroux, E., Rabineau, M., Aslanian, D., Granjeon, D., Droz, L., and Gorini, C., 2014. Stratigraphic simulations of the shelf of the Gulf of Lions: testing subsidence rates and sealevel curves during the Pliocene and Quaternary: *Terra Nova*, v. 26, no. 3, p. 230-238.
- Lisiecki, L. E., and Raymo, M. E., 2005. A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records: *Paleoceanography*, v. 20, no. 1.
- Lisiecki, L. E., and Raymo, M. E., 2007. Plio–Pleistocene climate evolution: trends and transitions in glacial cycle dynamics: *Quaternary Science Reviews*, v. 26, p. 56-69.
- Liu, J. T., Wang, Y. H., Yang, R. J., Hsu, R. T., Kao, S. J., Lin, H. L., and Kuo, F. H., 2012. Cyclone-induced hyperpycnal turbidity currents in a submarine canyon: *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, v. 117, no. C4.
- Lofi, J., 2002. La crise de salinité messinienne: conséquences directes et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du golfe du Lion [PhD: Université de Lille, 287 p.
- Lofi, J., Deverchère, J., Gaullier, V., Gillet, H., Gorini, C., Guennoc, P., Loncke, L., Maillard, A., Sage, F., and Thinon, I., The Messinian Salinity Crisis in the offshore domain: an overview of our knowledge through seismic profile interpretation and multi-site approach, *in Proceedings CIESM Workshop Monographs2008*, Volume 33, p. 83-90.
- Lofi, J., Gorini, C., Berné, S., Clauzon, G., Dos Reis, A. T., Ryan, W. B., 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*, v. 217, no. 1, p. 1-30.
- Lofi, J., Rabineau, M., Gorini, C., Berné, S., Clauzon, G., De Clarens, P., Tadeu Dos Reis, A., 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*, v. 198, p. 289-317.

- Loget, N., Davy, P., and Van Den Driessche, J., 2006. Mesoscale fluvial erosion parameters deduced from modeling the Mediterranean sea level drop during the Messinian (late Miocene): *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* (2003–2012), v. 111, no. F3.
- Lowe, D. R., 1982. Sediment gravity flows: II Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents: *Journal of Sedimentary Research*, v. 52, no. 1.
- Lowe, D. R., and LoPiccolo, R. D., 1974. The characteristics and origins of dish and pillar structures: *Journal of Sedimentary Research*, v. 44, no. 2.
- Manzi, V., Lugli, S., Lucchi, F. R., and Roveri, M., 2005. Deep clastic evaporites deposition in the Messinian Adriatic foredeep (northern Apennines, Italy): did the Mediterranean ever dry out?: *Sedimentology*, v. 52, no. 4, p. 875-902.
- Martinsen, O. J., 1989. Styles of soft-sediment deformation on a Namurian (Carboniferous) delta slope, Western Irish Namurian Basin, Ireland: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 41, no. 1, p. 167-177.:
- Mas, V., Mulder, T., Dennielou, B., Schmidt, S., Khripounoff, A., and Savoye, B., 2010. Multiscale spatio-temporal variability of sedimentary deposits in the Var turbidite system (North-Western Mediterranean Sea): *Marine Geology*, v. 275, no. 1–4, p. 37-52.
- Maslin, M., Haug, G., Sarnthein, M., and Tiedemann, R., 1996. The progressive intensification of northern hemisphere glaciation as seen from the North Pacific: *Geologische Rundschau*, v. 85, no. 3, p. 452-465.
- Maslin, M., Li, X., Loutre, M.-F., and Berger, A., 1998. The contribution of orbital forcing to the progressive intensification of Northern Hemisphere glaciation: *Quaternary Science Reviews*, v. 17, no. 4-5, p. 411-426.
- McAdoo, B. G., Orange, D. L., Screatton, E., Lee, H., and Kayen, R., 1997. Slope basins, headless canyons, and submarine palaeoseismology of the Cascadia accretionary complex: *Basin Research*, v. 9, no. 4, p. 313-324.
- McGregor, B., Stubblefield, W. L., Ryan, W. B., and Twichell, D. C., 1982. Wilmington submarine canyon: a marine fluvial-like system: *Geology*, v. 10, no. 1, p. 27-30.
- Micallef, A., Mountjoy, J. J., Barnes, P. M., Canals, M., and Lastras, G., 2014. Geomorphic response of submarine canyons to tectonic activity: Insights from the Cook Strait canyon system, New Zealand: *Geosphere*, v. 10, no. 5, p. 905-929.
- Middleton, G. V., and Hampton, M. A., 1973. Part I. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition.
- Mix, A. C., and Ruddiman, W. F., 1984. Oxygen-isotope analyses and Pleistocene ice volumes: *Quaternary research*, v. 21, no. 1, p. 1-20.
- Mountain, G. S., Damuth, J. E., McHugh, C. M. G., Lorenzo, J. M., and Fulthorpe, C. S., 1996. Origin, reburial, and significance of a middle Miocene canyon, New Jersey continental slope: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v. 150, p. 1-10.
- Mountjoy, J. J., Barnes, P. M., and Pettinga, J. R., 2009. Morphostructure and evolution of submarine canyons across an active margin: Cook Strait sector of the Hikurangi Margin, New Zealand: *Marine Geology*, v. 260, no. 1, p. 45-68.
- Mudelsee, M., and Raymo, M. E., 2005. Slow dynamics of the Northern Hemisphere glaciation: *Paleoceanography*, v. 20, p. 1-14.

- Mudelsee, M., and Schulz, M., 1997. The Mid-Pleistocene climate transition: onset of 100 ka cycle lags ice volume build-up by 280 ka: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 151, p. 117-123.
- Mulder, T., 2011. Gravity processes and deposits on continental slope, rise and abyssal plains: Deep-sea sediments, p. 25-148.
- Mulder, T., and Alexander, J., 2001. Abrupt change in slope causes variation in the deposit thickness of concentrated particle-driven density currents: *Marine Geology*, v. 175, no. 1, p. 221-235.
- Mulder, T., and Cochonat, P., 1996. Classification of offshore mass movements: *Journal of Sedimentary Research*, v. 66, no. 1.
- Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B., and Faugères, J.-C., 2001. Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents?: *Geo-marine Letters*, v. 21, no. 2, p. 86-93.
- Mulder, T., Savoye, B., Piper, D. J. W., and Syvitski, J. P. M., 1998. The Var submarine sedimentary system: understanding Holocene sediment delivery processes and their importance to the geological record: Geological Society, London, Special Publications, v. 129, no. 1, p. 145-166.
- Mulder, T., Savoye, B., Syvitski, J. P. M., and Parize, O., 1997. Des courants hyperpycnaux dans la tête du canyon du Var ? Données hydrologiques et de terrain: *Oceanologica Acta*, v. 20, no. 4, p. 607-626.
- Mulder, T., and Syvitski, J. P., 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans: *The journal of Geology*, p. 285-299.
- Mulder, T., Zaragosi, S., Garlan, T., Mavel, J., Cremer, M., Sottolichio, A., Sénéchal, N., and Schmidt, S., 2012. Present deep-submarine canyons activity in the Bay of Biscay (NE Atlantic): *Marine Geology*, v. 295-298, p. 113-127.
- Nakajima, T., Kakuwa, Y., Yasudomi, Y., Itaki, T., Motoyama, I., Tomiyama, T., Machiyama, H., Katayama, H., Okitsu, O., Morita, S., Tanahashi, M., and Matsumoto, R., 2014. Formation of pockmarks and submarine canyons associated with dissociation of gas hydrates on the Joetsu Knoll, eastern margin of the Sea of Japan: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 90, p. 228-242.
- Nelson, C. H., 1990. Estimated post-Messinian sediment supply and sedimentation rates on the Ebro continental margin, Spain: *Marine Geology*, v. 95, p. 395-418.
- Nittrouer, C. A., and Wright, L. D., 1994. Transport of particles across continental shelves: *Reviews of Geophysics*, v. 32, no. 1, p. 85-113.
- O'connell, S., Ryan, W. B., and Normark, W., 1987. Modes of development of slope canyons and their relation to channel and levee features on the Ebro sediment apron, off-shore northeastern Spain: *Marine and Petroleum Geology*, v. 4, no. 4, p. 308-319.
- Okey, T. A., 1997. Sediment flushing observations, earthquake slumping, and benthic community changes in Monterey Canyon head: *Continental Shelf Research*, v. 17, no. 8, p. 877-897.
- Orange, D. L., Anderson, R. S., and Breen, N. A., 1994. Regular canyon spacing in the submarine environment: the link between hydrology and geomorphology: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 4, p. 29-39.
- Orange, D. L., and Breen, N. A., 1992. The Effects of Fluid Escape on Accretionary Wedges. 2. Seepage Force, Slope Failure, Headless Submarine Canyons, and Vents: *Journal of geophysical research*, v. 97, no. B6, p. 9277 - 9295.

- Orange, D. L., McAdoo, B. G., Casey Moore, J., Tobin, H., Scream, E., Chezar, H., Lee, H., Reid, M., and Vail, R., 1997. Headless submarine canyons and fluid flow on the toe of the Cascadia accretionary complex: *Basin Research*, v. 9, no. 4, p. 303-312.
- Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Puig, P., Fabres, J., Guillén, 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*, v. 234, no. 1-4, p. 43-61.
- Palanques, A., Guillén, J., Puig, P., and Durrieu de Madron, X., 2008. Storm-driven shelf-to-canyon suspended sediment transport at the southwestern Gulf of Lions: *Continental Shelf Research*, v. 28, no. 15, p. 1947-1956.
- Paull, C. K., Ussler, W., Greene, H. G., Keaten, R., Mitts, P., and Barry, J., 2002. Caught in the act: the 20 December 2001 gravity flow event in Monterey Canyon: *Geo-marine Letters*, v. 22, no. 4, p. 227-232.
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E., and Stievenard, M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica: *Nature*, v. 399, p. 429-436.
- Pierre, C., Rouchy, J.-M., and Blanc-Valleron, M.-M., Sedimentological and stable isotope changes at the Messinian/Pliocene boundary in the Eastern Mediterranean (Holes 968A, 969A, and 969B), *in* Proceedings Ocean Drilling Program. Scientific Results 1998, National Science Foundation, p. 3-8.
- Piper, D. J., and Savoye, B., 1993. Processes of late Quaternary turbidity current flow and deposition on the Var deep-sea fan, north-west Mediterranean Sea: *Sedimentology*, v. 40, no. 3, p. 557-582.
- Plass, G. N., 1956. Effect of carbon dioxide variations on climate: *American Journal of Physics*, v. 24, no. 5, p. 376-387.
- Popescu, I., Lericolais, G., Panin, N., Normand, A., Dinu, C., and Le Drezen, E., 2004. The Danube submarine canyon (Black Sea): morphology and sedimentary processes: *Marine Geology*, v. 206, no. 1, p. 249-265.
- Posamentier, H. W., and Vail, P. R., 1988. Sequences, systems tracts, and eustatic cycles: American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK
- Pratson, L. F., and Coakley, B. J., 1996. A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows: *Geological Society of American Bulletin*, v. 108, no. 2, p. 225-234.
- Pratson, L. F., Ryan, W. B. F., Mountain, G. S., and Twichell, D. C., 1994. Submarine canyon initiation by downslope-eroding sediment flows: Evidence in late Cenozoic strata on the New Jersey continental slope: *Geological Society of American Bulletin*, v. 106, p. 395-412.
- Puga-Bernabéu, Á., Webster, J. M., Beaman, R. J., and Guilbaud, V., 2011. Morphology and controls on the evolution of a mixed carbonate-siliciclastic submarine canyon system, Great Barrier Reef margin, north-eastern Australia: *Marine Geology*, v. 289, no. 1, p. 100-116.
- Puig, P., Canals, M., Company, J. B., Martín, J., Amblas, D., Lastras, G., Palanques, A., and Calafat, A. M., 2012. Ploughing the deep sea floor: *Nature*, v. 489, no. 7415, p. 286-289.

- Puig, P., Ogston, A., Mullenbach, B., Nittrouer, C., and Sternberg, R., 2003. Shelf-to-canyon sediment-transport processes on the Eel continental margin (northern California): *Marine Geology*, v. 193, no. 1, p. 129-149.
- Rabineau, M., 2001. Un modèle géométrique et stratigraphique des séquences de dépôts quaternaires sur la marge du Golfe du Lion: enregistrement des cycles climatiques de 100 000 ans: Université de Rennes1.
- Rabineau, M., Berné, 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*, v. 22, no. 6-7, p. 775-804.
- Rabineau, M., Berné, S., Ledrezen, 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 Lion, France: *Marine and Petroleum Geology*, v. 15, no. 5, p. 439-452.
- Rabineau, M., Leroux, E., Aslanian, D., Bache, F., Gorini, C., Moulin, M., Molliex, S., Droz, L., Dos Reis, A. T., Rubino, J. L., Guillocheau, F., and Olivet, J. L., 2014. Quantifying subsidence and isostatic readjustment using sedimentary paleomarkers, example from the Gulf of Lion: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 388, p. 353-366.
- Rahmstorf, S., 2002. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years: *Nature*, v. 419, no. 6903, p. 207-214.
- Railsback, L. B., Gibbard, P. L., Head, M. J., Voarintsoa, N. R. G., and Toucanne, S., 2015. An optimized scheme of lettered marine isotopic substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotopic stages and substages: *Quaternary Science Reviews*, v. 111, p. 94-106.
- Raymo, M., 1997. The timing of major climate terminations: *Paleoceanography*, v. 12, no. 4, p. 577-585.
- Raymo, M. E., and Nisancioglu, K., 2003. The 41 kyr world: Milankovitch's other unsolved mystery: *Paleoceanography*, v. 18, no. 1, p. 1-6. 10.1029/2002PA000791:
- Revelle, R., and Shepard, F., 1939. Sediments Off the California Coast: Part 4. Near-Shore Sediments--Hemipelagic Deposits.
- Ridente, D., Fogliini, F., Minisini, D., Trincardi, F., and Verdicchio, G., 2007. Shelf-edge erosion, sediment failure and inception of Bari canyon on the southwestern Adriatic margin (central Mediterranean): *Marine Geology*, v. 246, p. 193-207.
- Rohling, E., Foster, G., Grant, K., Marino, G., Roberts, A., Tamisiea, M., and Williams, F., 2014. Sea-level and deep-sea-temperature variability over the past 5.3 million years: *Nature*, v. 508, no. 7497, p. 477-482.
- Rohling, E., Grant, K., Bolshaw, M., Roberts, A., Siddall, M., Hemleben, C., and Kucera, M., 2009. Antarctic temperature and global sea level closely coupled over the past five glacial cycles: *Nature Geoscience*, v. 2, no. 7, p. 500-504.
- Ross, C. B., Gardner, W. D., Richardson, M. J., and Asper, V. L., 2009. Currents and sediment transport in the Mississippi Canyon and effects of Hurricane Georges: *Continental Shelf Research*, v. 29, no. 11-12, p. 1384-1396.
- Roveri, M., Manzi, V., Bergamasco, A., Falcieri, F., Gennari, R., Lugli, S., and Schreiber, B., 2014. Dense shelf water cascading and Messinian canyons: a new scenario for the Mediterranean salinity crisis: *American Journal of Science*, v. 314, no. 3, p. 751-784.

- Roveri, M., Lugli, S., Manzi, V., and Schreiber, B. C., 2008. The Messinian Sicilian stratigraphy revisited: new insights for the Messinian salinity crisis: *Terra Nova*, v. 20, no. 6, p. 483-488.
- Ruddiman, W., Raymo, M., Lamb, H., and Andrews, J., 1988. Northern hemisphere climate regimes during the past 3 Ma: possible tectonic connections [and discussion]: *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, v. 318, no. 1191, p. 411-430.
- Sanchez-Vidal, A., Canals, M., Calafat, A. M., Lastras, G., Pedrosa-Pàmies, R., Menéndez, M., Medina, R., Hereu, B., Romero, J., and Alcoverro, T., 2012. Impacts on the deep-sea ecosystem by a severe coastal storm: *PLoS One*, v. 7, no. 1, p. e30395.
- Savoie, B., and Piper, D. J., 1991. The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, southern France: *Marine Geology*, v. 97, no. 3, p. 279-304.
- Shackleton, N., Pliocene stable isotope stratigraphy of Site 846, *in* *Proceedings Proc. ODP, Sci. Results 1995*, Volume 138, College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 337-355.
- Shackleton, N. J., 2000. The 100,000-year Ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity: *Science*, v. 289, p. 1897-1902.
- Shackleton, N. J., Backman, J., Zimmerman, H., Kent, D. V., Hall, M., Roberts, D. G., Schnitker, D., Baldauf, J., Desprairies, A., and Homrighausen, R., 1984. Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region: *Nature*, v. 307, no. 5952, p. 620-623.
- Shackleton, N. J., and Opdyke, N. D., 1973. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10 5 year and 10 6 year scale: *Quaternary research*, v. 3, no. 1, p. 39-55.
- Shakun, J. D., Lea, D. W., Lisiecki, L. E., and Raymo, M. E., 2015. An 800-kyr record of global surface ocean and implications for ice volume-temperature coupling: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 426, p. 58-68.
- Shanmugam, G., 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s—1990s): deep-water processes and facies models—a critical perspective: *Marine and Petroleum Geology*, v. 17, no. 2, p. 285-342.
- Shanmugam, G., 2003. Deep-marine tidal bottom currents and their reworked sands in modern and ancient submarine canyons: *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, no. 5, p. 471-491.
- Shepard, F. P., 1979. Currents in submarine canyons and other types of seavalleys.
- Shepard, F. P., and Marshall, N. F., 1973. Currents along floors of submarine canyons: *AAPG bulletin*, v. 57, no. 2, p. 244-264.
- Shepard, F. P., McLoughlin, P. A., Marshall, N. F., and Sullivan, G. G., 1977. Current-meter recordings of low-speed turbidity currents: *Geology*, v. 5, no. 5, p. 297-301.
- Spencer, J. W., 1903. Submarine valleys off the American coast and in the north Atlantic: *Geological Society of America Bulletin*, v. 14, no. 1, p. 207-226.
- Stow, D., 1986. Deep clastic seas, *in* Reading, H., ed., *Sedimentary environments and facies*: Oxford, Blackwell scientific publications, p. 398-444.
- Stow, D., Reading, H., and Collinson, J., 1996. Deep seas: Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy, v. 3, p. 395-453.
- Stow, D. A., and Mayall, M., 2000. Deep-water sedimentary systems: new models for the 21st century: *Marine and Petroleum Geology*, v. 17, no. 2, p. 125-135.

- Suc, J.-P., and Drivaliari, A., 1991. Transport of bisaccate coniferous fossil pollen grains to coastal sediments: an example from the earliest Pliocene Orb Ria (Languedoc, Southern France): Review of palaeobotany and palynology, v. 70, no. 3, p. 247-253.
- Suc, J. P., 1984. Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe: *Nature*, v. 307, no. 5950, p. 429-432.
- Twichell, D. C., and Roberts, D. G., 1982. Morphology, distribution, and development of submarine canyons on the United States Atlantic continental slope between Hudson and Baltimore Canyons: *Geology*, v. 10, p. 408-412.
- Uchupi, E., and Emery, K., 1991. Pangaeon divergent margins: historical perspective: *Marine Geology*, v. 102, no. 1, p. 1-28.
- Urgeles, R., Camerlenghi, A., Garcia-Castellanos, D., De Mol, B., Garces, M., Verges, J., Haslam, I., and Hardman, M., 2011. New constraints on the Messinian sea level drawdown from 3D seismic data of the Ebro Margin, western Mediterranean: *Basin Research*, v. 23, no. 123-145.
- Willeit, M., Ganopolski, A., Calov, R., Robinson, A., and Maslin, M., 2015. The role of CO₂ decline for the onset of Northern Hemisphere glaciation: *Quaternary Science Reviews*, v. 119, p. 22-34.
- Wollin, G., Ericson, D. B., Ryan, W. B., and Foster, J. H., 1971. Magnetism of the earth and climatic changes: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 12, no. 2, p. 175-183.
- Wright, L., Wiseman, W., Yang, Z.-S., Bornhold, B., Keller, G., Prior, D., and Suhayda, J., 1990. Processes of marine dispersal and deposition of suspended silts off the modern mouth of the Huanghe (Yellow River): *Continental Shelf Research*, v. 10, no. 1, p. 1-40.
- Xu, J., Noble, M., Eittrich, S. L., Rosenfeld, L. K., Schwing, F. B., and Pilska, C. H., 2002. Distribution and transport of suspended particulate matter in Monterey Canyon, California: *Marine Geology*, v. 181, no. 1, p. 215-234.
- Zhang, P., Molnar, P., and Downs, W. R., 2001. Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4[thinsp]Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates: *Nature*, v. 410, no. 6831, p. 891-897.
- Zhang, X., Lohmann, G., Knorr, G., and Purcell, C., 2014. Abrupt glacial climate shifts controlled by ice sheet changes: *Nature*, v. 512, no. 7514, p. 290-294.

Partie I

Synthèse Bibliographique

Chapitre II

Cadre géologique et physiographique et base de données

Ce second chapitre de la première partie de cette thèse va permettre l'introduction des deux sites d'études analysés ces trois dernières années. Ces marges voisines diffèrent légèrement par leur formation mais elles ont certaines caractéristiques communes importantes telles l'alimentation par un grand fleuve ou la physiographie actuelle présentant un plateau large incisé de nombreux canyons. De plus, ces deux sites d'étude permettent l'accès à une base de données très importante à différentes résolutions.

Chapitre II : Cadre géologique et physiographique et base de données

A. Formation de la Méditerranée occidentale

D'une manière générale, le Golfe du Lion et la marge de l'Ebre ont une origine commune liée à l'ouverture de la Méditerranée occidentale.

La Méditerranée occidentale, la partie la plus jeune du bassin méditerranéen (Le Pichon *et al.*, 1971), se trouve à la frontière tectonique entre l'Europe et l'Afrique. Ce sont principalement les mouvements de ces 2 plaques qui ont permis la formation des différents bassins : la mer d'Alboran, le bassin Algéro-provençal, le bassin de Valence, la mer de Ligurie et la mer Tyrrhénienne (Figure II-1). Ces bassins sont des bassins arrière-arc formés durant l'Oligocène (à partir d'environ 34 Ma ; Rehault *et al.*, 1984; Ricou *et al.*, 1986; Gueguen *et al.*, 1995 dans Gueguen *et al.*, 1998; Rosenbaum *et al.*, 2002). Nous ne nous focaliserons que sur les bassins de Valence et Liguro-Provençal qui accueillent les sites d'études de cette thèse.

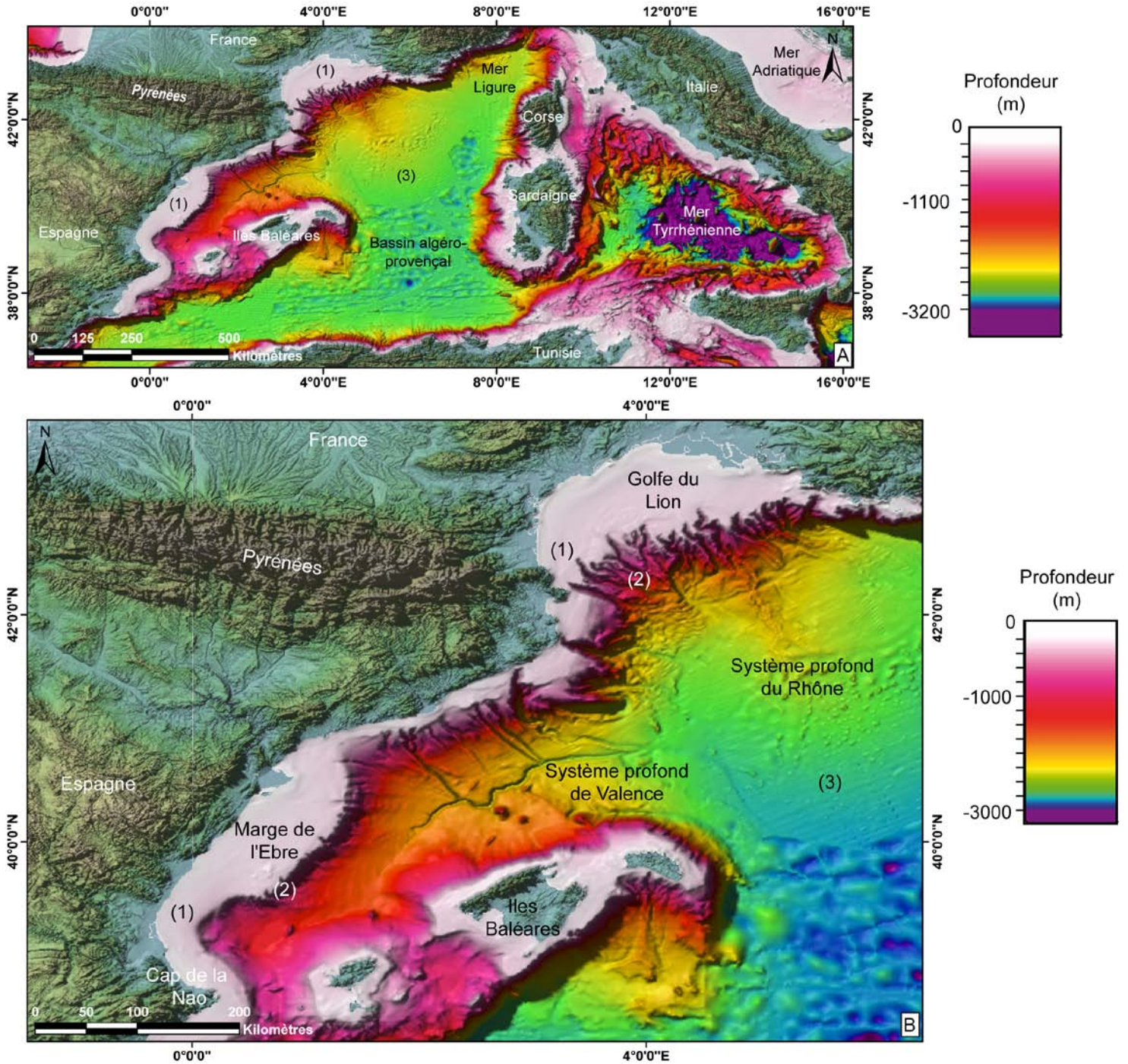
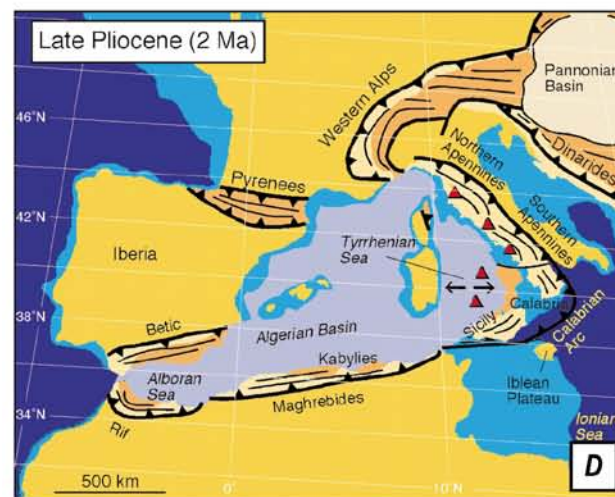
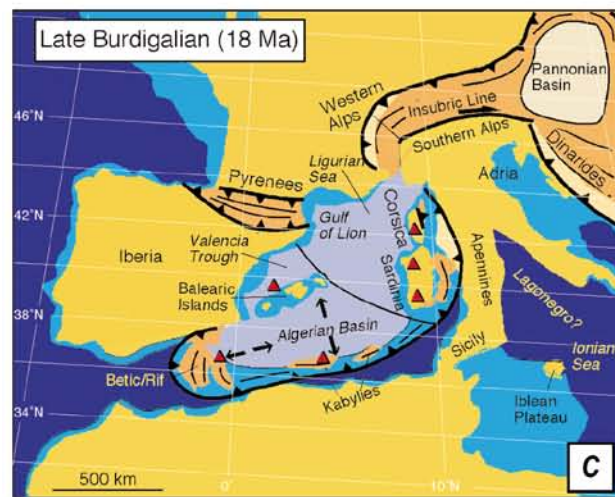
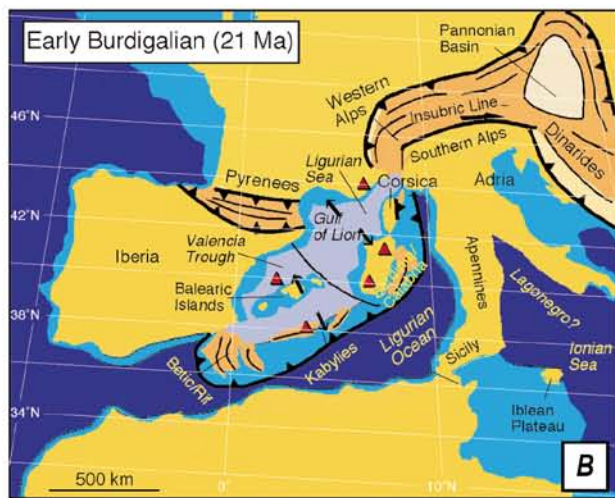
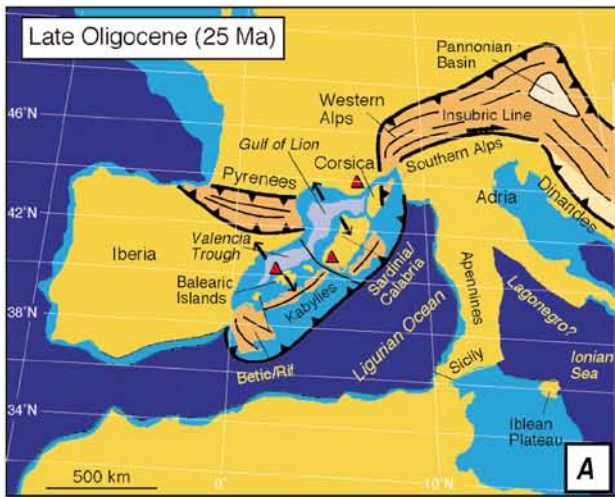


Figure II-1 : A : Carte morpho-bathymétrique de la Méditerranée occidentale et B : zoom sur le Golfe du Lion et la marge de l'Ebre (données EMODnet). (1) le plateau continental, (2) la pente continentale et (3) la plaine abyssale. Les différents bassins de la Méditerranée occidentale sont également cités.

C'est la convergence entre l'Afrique et l'Europe qui a permis l'extension du bassin méditerranéen occidental. L'expansion du bassin est contemporaine à l'orogénèse des chaînes de montagnes : les Alpes, la chaîne rifo-bétique, les Apennins, les Dinarides (Faccenna *et al.*,



2001; Frizon de Lamotte *et al.*, 2000; Malinverno and Ryan, 1986; Tricart *et al.*, 1994). Dans beaucoup de modèles de reconstruction tectonique, la formation de ces bassins d'arrière-arc a engendré également la dérive et la rotation de blocs continentaux (Dewey *et al.*, 1973 ; Alvarez *et al.*, 1974 Biju-Duval *et al.*, 1977 dans Rosenbaum *et al.*, 2002). Le rifting commence au début de l'Oligocène (~30 Ma, Séranne, 1999) dans le Golfe du Lion, puis dans le bassin de Valence (Figure II-2) vers 25 Ma (Roca *et al.*, 1999). Le Golfe de Lion et le bassin de Valence seront séparés par la zone de transfert Baléaire nord (« North Balearic Transfer Zone » ; Séranne, 1999). Au début du Miocène, le bloc corso-sarde ainsi que les îles Baléares vont se détacher et se déplacer, décrivant une rotation antihoraire ($\approx 30^\circ$, Figure II-1, Rehault *et al.*, 1984; Rosenbaum *et al.*, 2002). L'extension du bassin de Valence se terminera au Burdigalien (20-21 Ma; Figure II-2) et l'activité tectonique du Golfe du Lion cessera un peu plus tard (20-18 Ma, Figure II-2, Rosenbaum *et al.*, 2002 ; Rehault *et al.*, 1984).

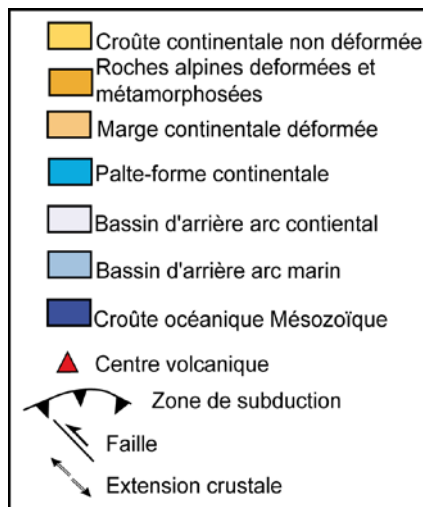


Figure II-2 : Les étapes de développement du Golfe du Lion et de la marge de l'Ebre. D : dernière étape de formation de la Méditerranée occidentale (Rosenbaum *et al.*, 2002).

La Méditerranée occidentale peut être divisée en 3 domaines physiographiques distincts (Figure II-1; Rehault, 1984) :

- ❖ La plaine abyssale avec une profondeur supérieure à -2700 m (maximum ≈ 3000 m).
- ❖ Le glacis continental et les systèmes profonds (entre -2000 et -2700 m de profondeur) notamment ceux du Rhône, du Var et la ride de Valence. La couverture sédimentaire est composée en particulier de diapirs de sel.
- ❖ La pente et le plateau continental. Ils sont assez étroits sur le pourtour de la Méditerranée occidentale sauf pour le Golfe du Lion, le plateau d'Ibiza, la Sardaigne occidentale et le sud de Minorque (Rehault *et al.*, 1984). La majorité des plateaux continentaux du bassin méditerranéen occidental sont formés par des séquences progradantes du Pliocène et du Quaternaire, déposées sur la surface d'érosion messinienne (Rehault *et al.*, 1984; Lofi *et al.*, 2003; Kerznus et Kneller, 2009; Bertoni et Cartwright, 2005). Le Rhône et l'Ebre alimentent ces marges, plus larges dans le Golfe du Lion et le Golfe de Valence (Bertoni and Cartwright, 2005; Evans and Arche, 2002; Nelson, 1990). La profondeur du rebord du plateau varie entre 100 et 125 m (marge corse, algérienne, provençale, Golfe du Lion, marge de l'Ebre, Gervais *et al.*, 2006; Gervais *et al.*, 2004 ; Kertznus et Kneller, 2009; Evans et Arche, 2002; Rehault *et al.*, 1984) et peut atteindre jusqu'à 200 à 235 m (marge ouest de la Sardaigne, Fanucci *et al.*, 1976 dans Rehault *et al.*, 1984). Les pentes continentales sont abruptes, de 6 à 10° pour la majorité des marges (Rehault *et al.*, 1984). Cependant, les marges de l'Ebre et du Golfe du Lion ont des pentes plus douces, respectivement $<0,5^\circ$ et $1,5^\circ$ (Figure II-1 ; Amblas *et al.*, 2006; Baztan *et al.*, 2005). Les pentes continentales de Méditerranée occidentale sont entaillées par de nombreux canyons sous marins.

B. Le Golfe du Lion

1. Présentation générale Golfe du Lion

Le Golfe du Lion s'est formé par le détachement du bloc Corso-Sarde durant l'Oligocène. Durant la phase de rifting, le substratum antérieur au rift s'est découpé en blocs, basculés pour la majorité, conférant au Golfe du Lion une organisation en horst et grabens avec une orientation NE-SO (Figure II-3 ; Arthaud *et al.*, 1981 dans Jouet, 2007).

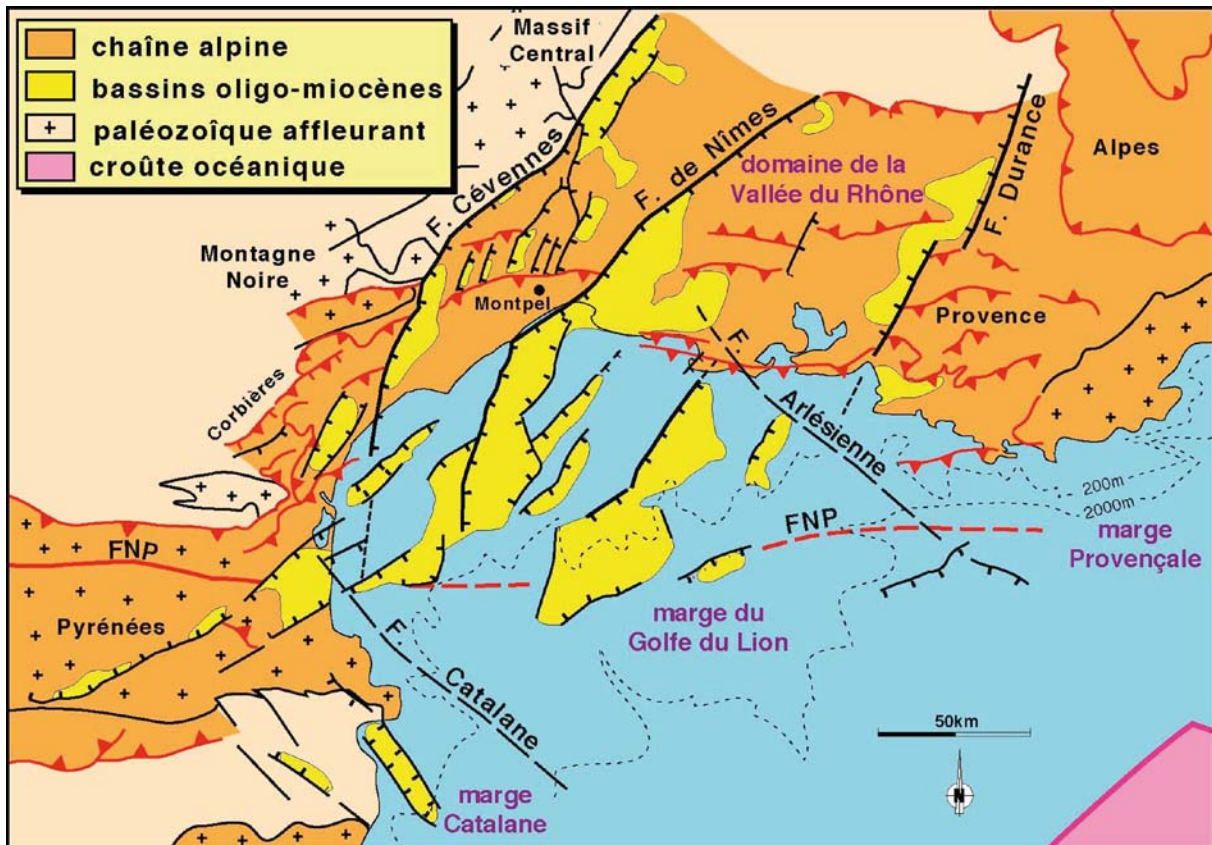


Figure II- 3 : Carte structurale du Golfe du Lion modifiée par Séranne (2007) d'après Seranne *et al.*, 1995.

Cette marge passive et progradante sera ensuite soumise à la subsidence thermique qui façonnera son architecture (Gorini *et al.*, 1993). Pour le Quaternaire, Rabineau *et al.* (2014) estiment le taux de subsidence du Golfe du Lion à 240m/Ma à environ 70 km des côtes au niveau du canyon Bourcart (Figure II-4).

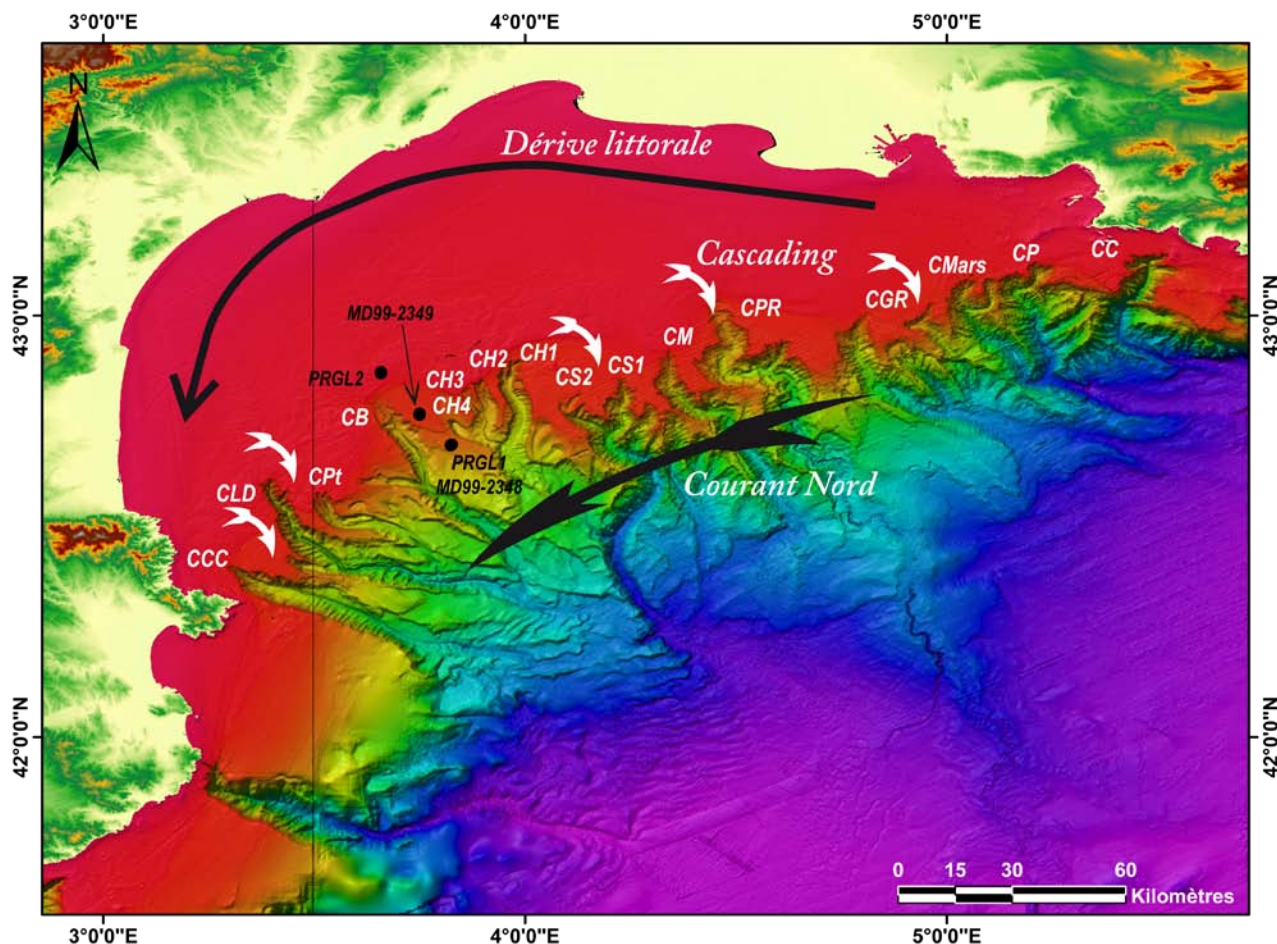


Figure II-4: Carte morpho-bathymétrique du Golfe du Lion (données EMODnet). *CC*: Canyon de Cassidaigne, *CP*: Canyon du Planier, *CMars*: Canyon de Marseille, *CGR*: Canyon du Grand Rhône, *CPR*: Canyon du Petit Rhône, *CM*: Canyon Marti, *CS1* et *CS2*: Canyons de Sète, *CH1* à *CH4*: Canyons de l'Hérault, *CB*: Canyon Bourcart, *CPt*: Canyon de Pruvot, *CLD*: Canyon de Lacaze-Duthiers et *CCC*: Canyon du Cap Creus. Les deux forages PRGL1 et PRGL2 ainsi que les deux carottes MD99-2348 et MD99-2349 sont également présentés. Les deux principaux courants, le courant Nord et la dérive littorale ainsi que le processus de « cascading » sont également mentionnés.

Le Golfe du Lion est bordé par plusieurs massifs montagneux : à l'ouest, les Pyrénées, au nord-ouest le Massif Central et au nord est, les Alpes. Il décrit un large arc de cercle sur 270 km du Sud Ouest au Nord Est, de Cap de Creus à Cap Sicié. La largeur maximale du plateau est de 70 km, dont le rebord est orienté NE-SO, et varie de 120 à 180 m de profondeur (Figure II-4). La pente continentale du Golfe du Lion est incisée par de nombreux canyons entaillant les séries sédimentaires du Plio-Quaternaire (Berné *et al.*, 1999; Berné *et al.*, 2004b; Lofi *et al.*, 2003; Rabineau *et al.*, 2005). Les canyons sont séparés par des interfluves étroits témoins d'une sédimentation héli-pélagique (Baztan, 2004; Amblas *et al.*, 2012).

Le régime hydrodynamique actuel du Golfe du Lion est complexe car il met en jeu des processus très variables et d'intensité importante agissant simultanément (Millot, 1990). La circulation générale, les plongées d'eaux denses et les phénomènes météorologiques de forte énergie composent ce régime.

- ❖ Sur le plateau continental : l'action dominante des vagues associées aux vents de sud peut engendrer des vagues d'une hauteur atteignant 8 m (Palanques *et al.*, 2006). Ceci conduit, à la côte, à la formation d'une dérive littorale de sud ouest (Palanques *et al.*, 2006). Sur le plateau, les conditions hydrodynamiques varient en fonction des saisons (Millot, 1990 ; Estournel *et al.*, 2003).
- ❖ Sur la pente, la circulation générale est gouvernée par le courant Nord ou courant Liguro-Provençal, qui fait partie de la circulation cyclonique de la Méditerranée occidentale (Millot, 1990). Ce courant composé d'eaux de l'Atlantique, circule vers le sud ouest à une vitesse moyenne de l'ordre de 50 cm/s en surface à quelques cm/s à quelques centaines de mètres en profondeur (Monaco *et al.*, 1990). La morphologie des fonds marins peut localement dévier la trajectoire du courant Liguro-Provençal, créant des gyres anticycloniques au niveau de la tête des canyons sous-marins et balayant les interfluves (Durrieu de Madron, 1992).
- ❖ Les plongées d'eaux dense ou « cascading » sont liées aux événements de tempêtes hivernales de secteur NW (Canals *et al.*, 2006; Gaudin *et al.*, 2006a; Palanques *et al.*, 2006). Les vents froids et secs (Tramontane, Mistral) engendrent une diminution de la température des masses d'eau de surface et leur évaporation, ce qui engendre un contraste de densité par rapport aux eaux plus profondes (Ivanov *et al.*, 2004). Ces eaux de surface froides et denses formées sur le plateau plongent vers le bassin profond, transportant le sédiment par suspension et parfois remobilisant les sédiments du plateau vers les canyons (Palanques *et al.*, 2006; Canals *et al.*, 2006). Dans les canyons sous-marins, même ceux soumis à une hydrodynamique « modérée » comme le canyon Bourcart, des niveaux sableux condensés (d'épaisseur métrique) enregistrant, depuis le début de l'Holocène, le passage successif de ces

événements de cascades, sont décrits dans les carottes sédimentaires (les « cascadites » de Gaudin *et al.*, 2006).

Les forts coups de vent de SE qui affectent le Golfe du Lion en hiver peuvent aussi avoir un effet sur le transport sédimentaire en provoquant des courants induits d'intensité suffisante pour remobiliser les sables reliques de rebord de plate-forme (Bassetti *et al.*, 2006). Ce phénomène explique la présence de dunes sableuses sur le rebord de plate-forme (*ibid.*). Une partie de ce sédiment est probablement aussi entraînée dans les canyons sous-marins durant ces événements extrêmes.

La principale source de sédiments détritiques du Golfe du Lion est le Rhône, qui a un bassin versant de $\approx 100\ 000\ \text{km}^2$ (Tableau II-1) et une contribution de l'ordre de 80% du budget sédimentaire total de la plateforme (Pont *et al.*, 2002). Basé sur des observations modernes, le débit liquide du Rhône est estimé entre 400 et 11 000 m^3/s (Aloisi, 1986 dans Jouet, 2007). La majorité des sédiments provient du massif alpin mais il ne faut pas négliger les apports de plus petits bassins tels que ceux des Pyrénées et du Massif Central (Tableau I-II-1).

Tableau II-1 : Tableau récapitulatif des caractéristiques des principales rivières alimentant le Golfe du Lion (Labaune, 2005).

Rivière	Superficie du bassin versant (km ²)	Nature des terrains traversés	Longueur (km)	Débit moyen (m ³ /s)	Charge solide moyenne (fraction grossière)
Le Rhône	97800	roches cristallines, métamorphiques et sédimentaires	812	1701	7,39 × 10 ⁶ t/an (Pont et al., 2002)
L'hérault	2250	calcaires, marnes et molasses et quelques roches cristallines et métamorphiques	1335	52	0,12 × 10 ⁶ t/an (Aloisi et al., 1977)
L'Orb	1437	calcaires, marnes et molasses et quelques roches cristallines et métamorphiques	115	22,8	0,07 × 10 ⁶ t/an (Aloisi et al., 1977)
L'Aude	4830	calcaires, marnes et molasses et quelques roches cristallines et métamorphiques	150	45,6	0,18 × 10 ⁶ t/an (Aloisi et al., 1977)
L'Agly	1045	roches carbonatées, schistes et granitoïdes	80	6,7	41,5 × 10 ³ t/an
La Têt	1380	roches cristallines, métamorphiques et sédimentaires	114	12,1	53,546 × 10 ³ t/an
Le Tech	726	roches cristallines et métamorphiques	82	9	?

Le devenir des sédiments à l'embouchure des fleuves est contrôlé par les courants et les gradients de température et de salinité. Aloisi *et al.*, (1979) ont montré qu'il pouvait se former 3 couches différentes au débouché du Rhône :

- ❖ Le panache de surface, de quelques centimètres d'épaisseur. Le diamètre des grains (5 µm) diminue en s'éloignant des côtes et la charge solide varie de 1 à quelques milligrammes par litre à l'embouchure (Aloisi *et al.*, 1979). Ce panache est majoritairement emporté vers le sud ouest par la dérive littorale (Figure II-5 et 6).

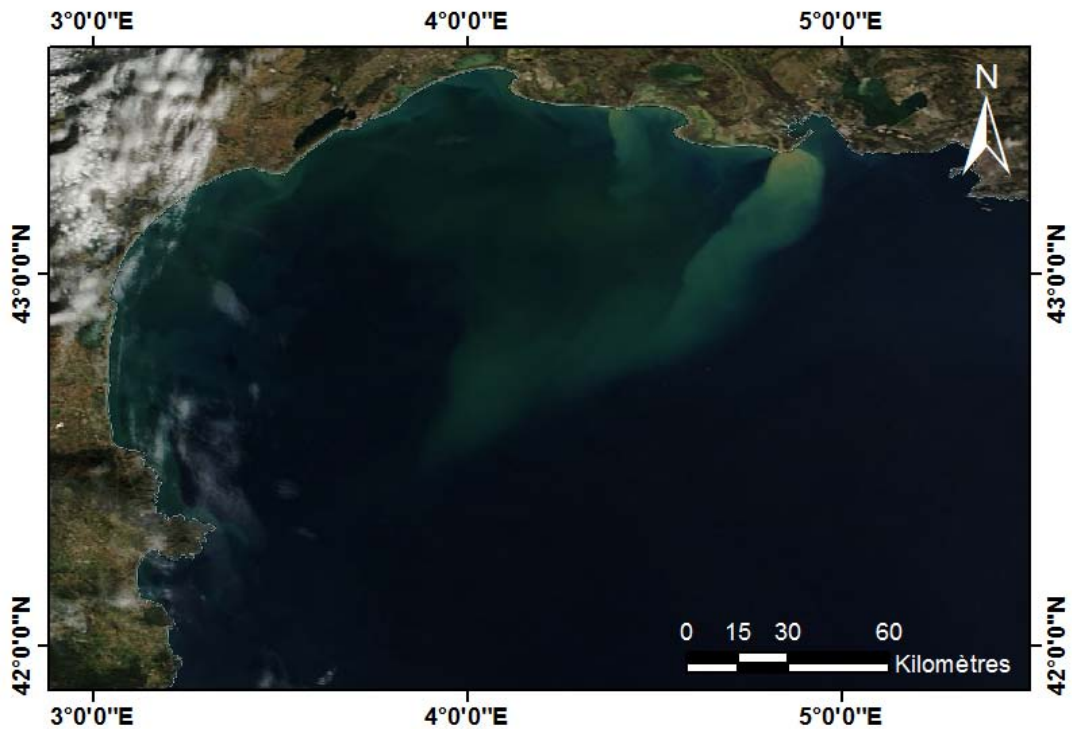


Figure II-5 : Photo de la NASA prise après une crue du Rhône (20 Février 2014) montrant le panache turbide dévié vers l'ouest par les courants induits par le vent (<https://earthdata.nasa.gov/labs/worldview>).

- ❖ La couche néphéloïde intermédiaire peut atteindre quelques mètres d'épaisseur et est issue de la décantation de la couche superficielle (Figure II-6 ; Aloisi *et al.*, 1979).
- ❖ La couche néphéloïde de fond, plus épaisse, peut atteindre 20 m (Figure II-6). Dès l'embouchure, cette couche plonge et s'étale sur tout le plateau continental (Aloisi *et al.*, 1979). La taille des grains qui la composent oscille entre 5 et 15 μm (Aloisi *et al.*, 1979) . C'est donc cette dernière couche, la plus profonde, qui transporte et répartit principalement le sédiment du Rhône vers la plateau du Golfe du Lion, grâce à la circulation générale (Aloisi *et al.*, 1979). Quant aux sédiments du panache de surface, ils subiront une répartition contrôlée principalement par les vents dominants et le courant Liguro-Provençal, vers l'ouest (Got and Aloisi, 1990).

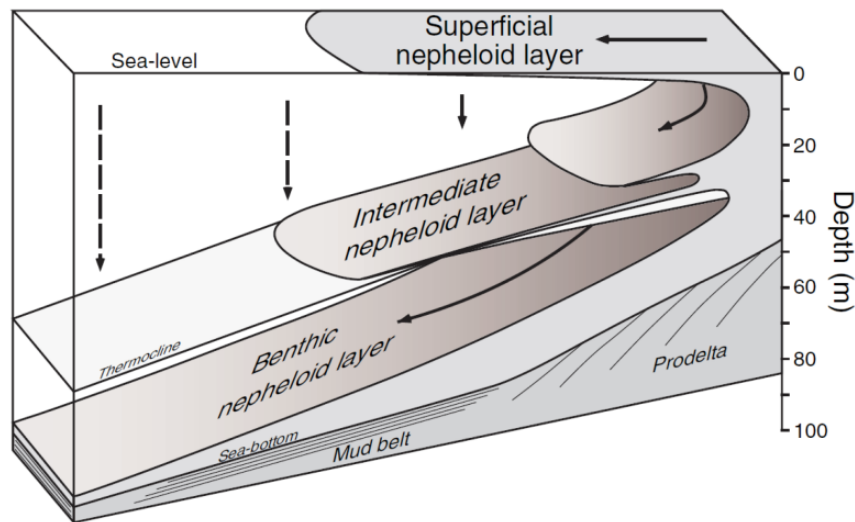


Figure II-6 : Schéma représentant la dispersion de sédiments à l'embouchure d'un fleuve en différentes couches néphéloïdes (d'après Aloisi *et al.*, 1979 redessiné par Torres, 1995)

2. La stratigraphie de la marge

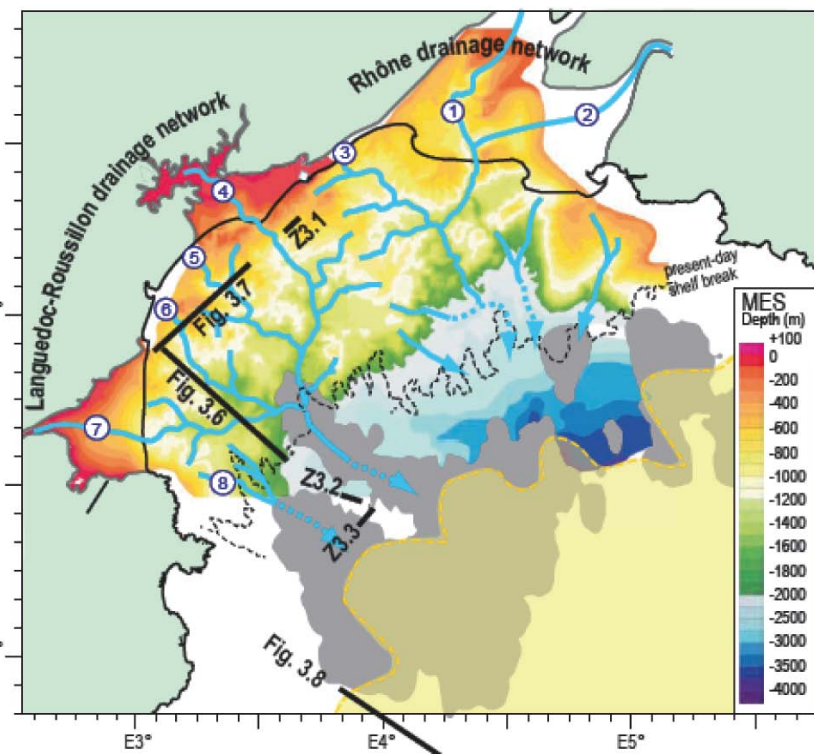


Figure II-7 : Isobathe de la surface d'érosion messinienne (en dégradé de couleurs) superposée au contour actuel du Golfe du Lion (en noir) et des têtes de canyons (en noir pointillé). A noter les 2 systèmes fluviaux principaux du Messinien : le système du Languedoc-Roussillon et le système du Rhône (Atlas sismique, Lofi *et al.*, 2011).

Dans cette thèse, le cadre temporel définit étant le Plio-Quaternaire, la description stratigraphique de la marge se fera donc à partir de la surface d'érosion messinienne (MES). Cette discordance due à la chute de l'ordre de 1500 m du niveau marin lors de la CSM se retrouve sur tout le pourtour méditerranéen. Sur le plateau du Golfe du Lion, la surface d'érosion messinienne a creusé deux réseaux fluviaux principaux : le système du

Languedoc Roussillon à l'ouest et le système du Rhône à l'est (Figure II-7, Lofi *et al.*, 2009).

La MES est recouverte par la méga-séquence du Plio-Quaternaire,

qui montre une progradation de l'ordre de 70 km en 5 Ma (Figure II-8 ; Lofi *et al.*, 2003). Les cliniformes du Plio-Quaternaire présentent deux phases : tout d'abord une forte progradation avec une avancée du rebord de plateforme de 35 km en 1,5 Ma puis une diminution avec une progradation de 26 km en 3,8 Ma (Lofi *et al.*, 2003). Lors de cette deuxième phase apparaissent également des canyons sous-marins de plus grande taille (Lofi *et al.*, 2003).

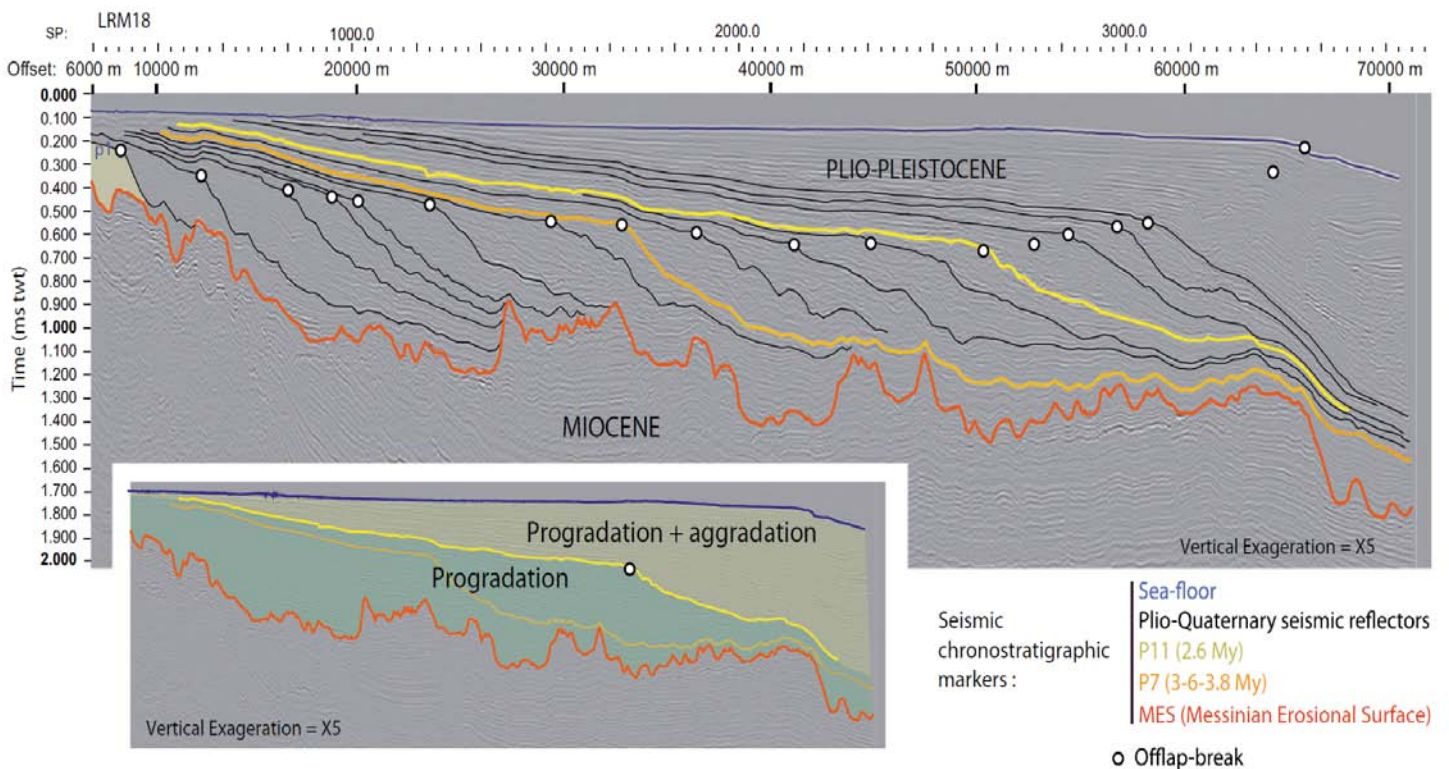


Figure II-8 : Profil LMR18 interprété montrant la surface d'érosion messinienne (MES en orange) et différents réflecteurs du Plio-Quaternaire dont P7 à 3,6-3,8 Ma (en orange clair) et P11 à 2,6 Ma. La progression du rebord du plateau est indiquée par les points blancs faisant ainsi ressortir le caractère progradant puis progradant-aggradant de la marge du Golfe du Lion (d'après Leroux *et al.*, 2014).

La stratigraphie détaillée de la marge à la fin du Quaternaire est mieux connue, grâce aux travaux de Rabineau *et al.* (2005) et Jouet *et al.* (2006). Il a été mis en évidence 5 séquences de dépôts (de S5 à S1 ; Figure II-8) sur les derniers 550 000 ans délimitées par des discontinuités majeures (surfaces d'érosion). Ces surfaces correspondent aux limites de séquence des cycles de 100 ka, formées par érosion continentale ou sous-marine pendant les périodes de bas niveau marin (Rabineau *et al.*, 2005) (Figure II-9). Les dépôts régressifs constituent la majeure partie de ces séquences, alors que les dépôts transgressifs sont limités à une fine couche de sédiments remaniés (Bassetti *et al.*, 2006; Berne *et al.*, 1998). Chacune de

ces séquences est constituée d'un couple de prismes, PI et PII (Figure II-9) respectivement caractérisés par des cliniformes de faible et de forte pente (Rabineau, 2001). Ce motif présent dans chacune des séquences de dépôt est considéré comme un dépôt de régression forcée (Rabineau *et al.*, 2005). Les forages du programme européen PROMESS ont confirmé que ces prismes correspondaient à l'enregistrement de cycles glacio-eustatiques de 100 000 ans (Bassetti *et al.*, 2008), et non à des cycles de 20 ka comme proposé par Tesson *et al.* (1993).

Rabineau *et al.* (2005) proposent, pour le dernier cycle glaciaire un scénario de dépôt des ces prismes. Le prisme PI (le plus en amont, au milieu du plateau) correspond aux cliniformes préservés (non érodés) durant la chute progressive du niveau marin (jusqu'au MIS3 ; Figure II-8). Le prisme PII (en aval, entre 40 et 70 km des côtes actuelles) s'est déposé lors de la fin de la chute de niveau marin jusqu'au Dernier Maximum Glaciaire (Figure II-8; Rabineau *et al.*, 2005). Bassetti *et al.* (2008) montrent qu'au sein de cette unité de régression forcée formée entre le MIS3 et le MIS2, des discontinuités internes forment des « paraséquences régressives » liées à la chute pulsée du niveau marin, en phase avec les cycles de Bond.

Malgré la très bonne préservation sédimentaire des cycles glacio-eustatiques dans notre zone d'étude, une partie des apports atteignant le rebord de plate-forme a été transférée sur la pente continentale (Lofi *et al.*, 2003), dans l'éventail profond du Petit Rhône (Droz and Bellaiche, 1985) et dans la ride Pyrénéo-Languedocienne (Berné *et al.*, 1999) via les canyons sous-marins.

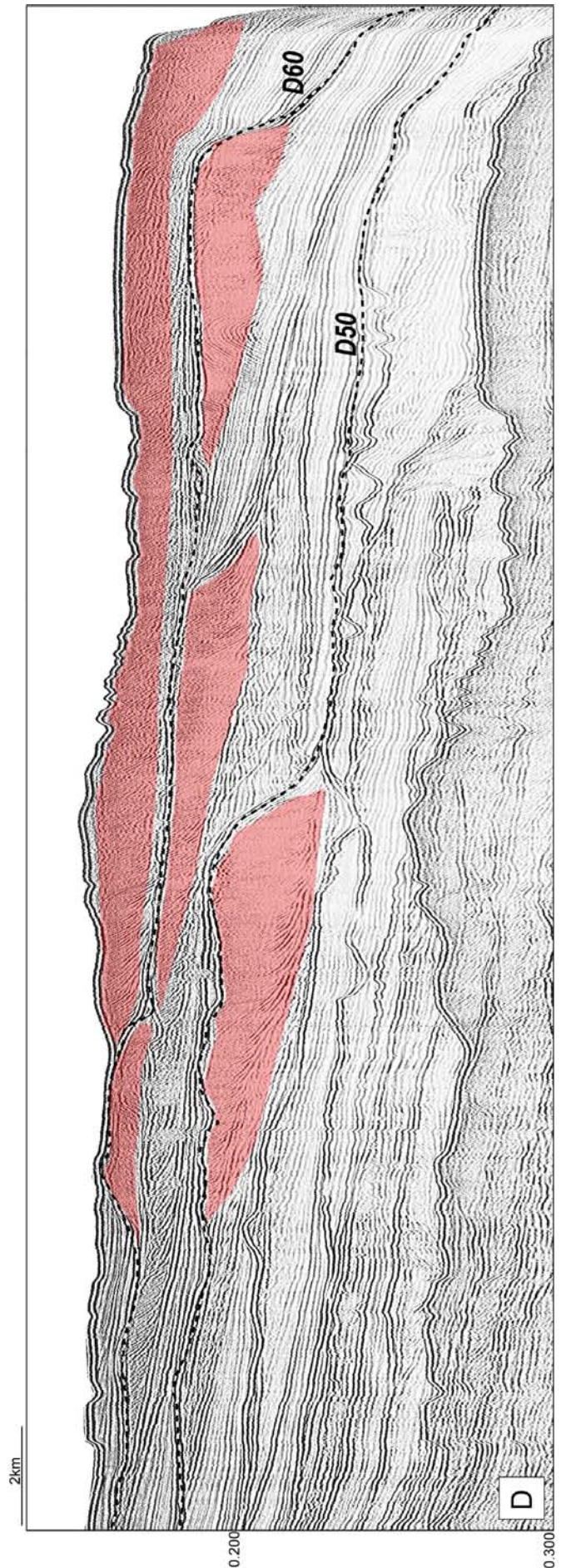
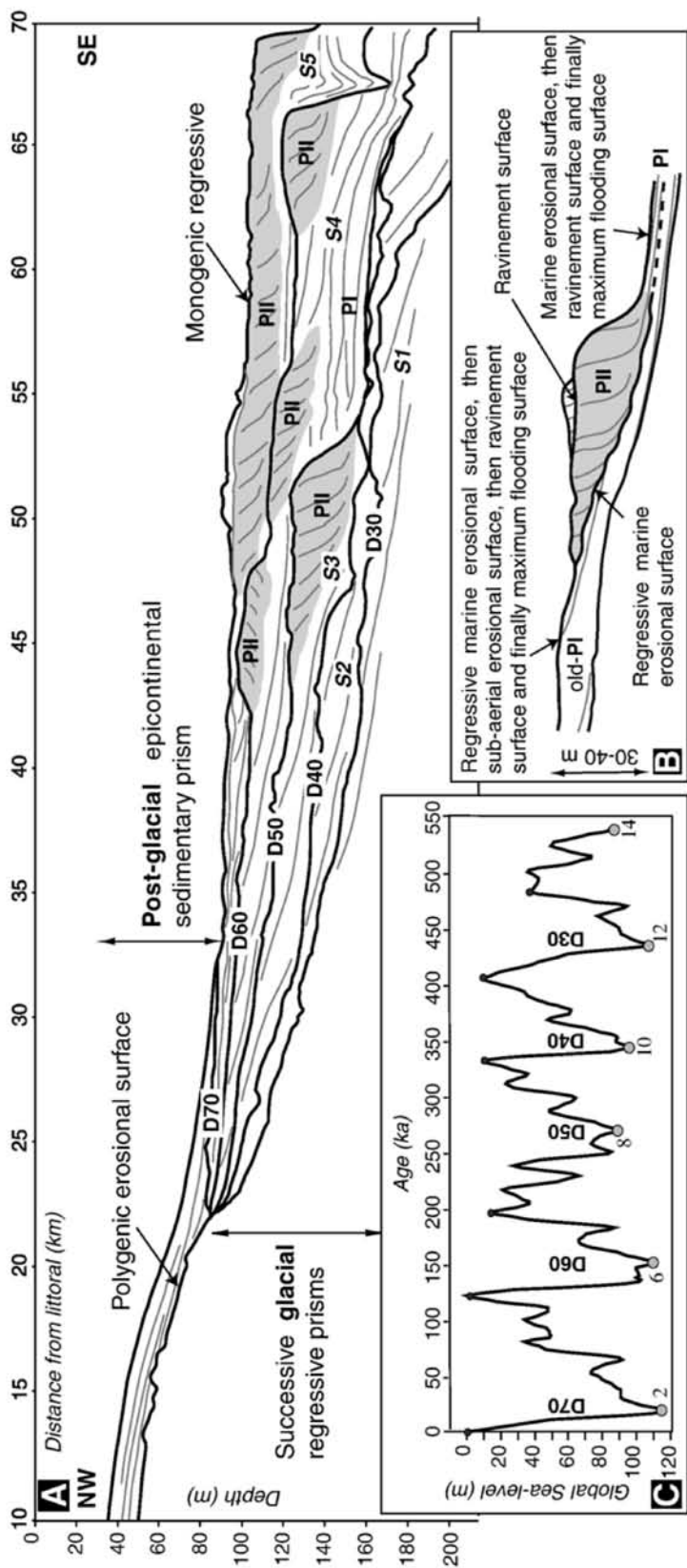


Figure II-9 : A) Coupe transversale de la marge du Golfe du Lion présentant les séquences de dépôt définies par Rabineau *et al.* (2005). B) Des clinofformes ou prismes sont présents dans chacune des séquences et sont associés à différentes étapes au cours de la chute progressive du niveau marin lors du dernier cycle glaciaire (Rabineau *et al.*, 2005). En effet, ces séquences sont associées aux variations glacio-eustatiques des derniers 500 ka (C). Figure dans Jouet *et al.* (2006). D : Profil Sparker de la campagne Basar 1 (Basar 1046) présentant les prismes PII en rouge et deux surfaces (D60 (MIS 6.a) et D50 ((MIS 8.a) en exemple.

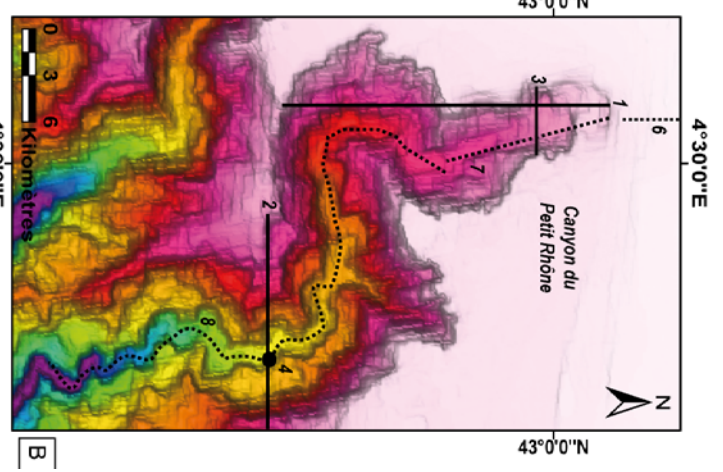
3. Les canyons sous marins du Golfe du Lion

Le rebord de plateforme du Golfe du Lion est largement entaillé par de profonds canyons. Après la CSM, la transgression zancléenne est marquée par le début du comblement des morphologies à partir de 5.3 Ma (Clauzon, 1989; Lofi, 2002; Lofi *et al.*, 2003). Les sédiments ont été successivement piégés dans les creusements messiniens se trouvant à terre (rias pliocènes), puis sur l'actuel plateau continental. Par la suite, à partir de 3,8 Ma, lors d'une seconde phase, la marge continue de se reconstruire. C'est également une étape de transition entre une marge sans incision importante et l'apparition de nombreux (et larges) canyons (Lofi *et al.*, 2003). En effet, la troisième phase dans l'évolution de la marge du Golfe du Lion est une période marquée par l'augmentation de l'aggradation et le développement de canyons sous-marins et l'augmentation de la subsidence du plateau externe (Lofi *et al.*, 2003).

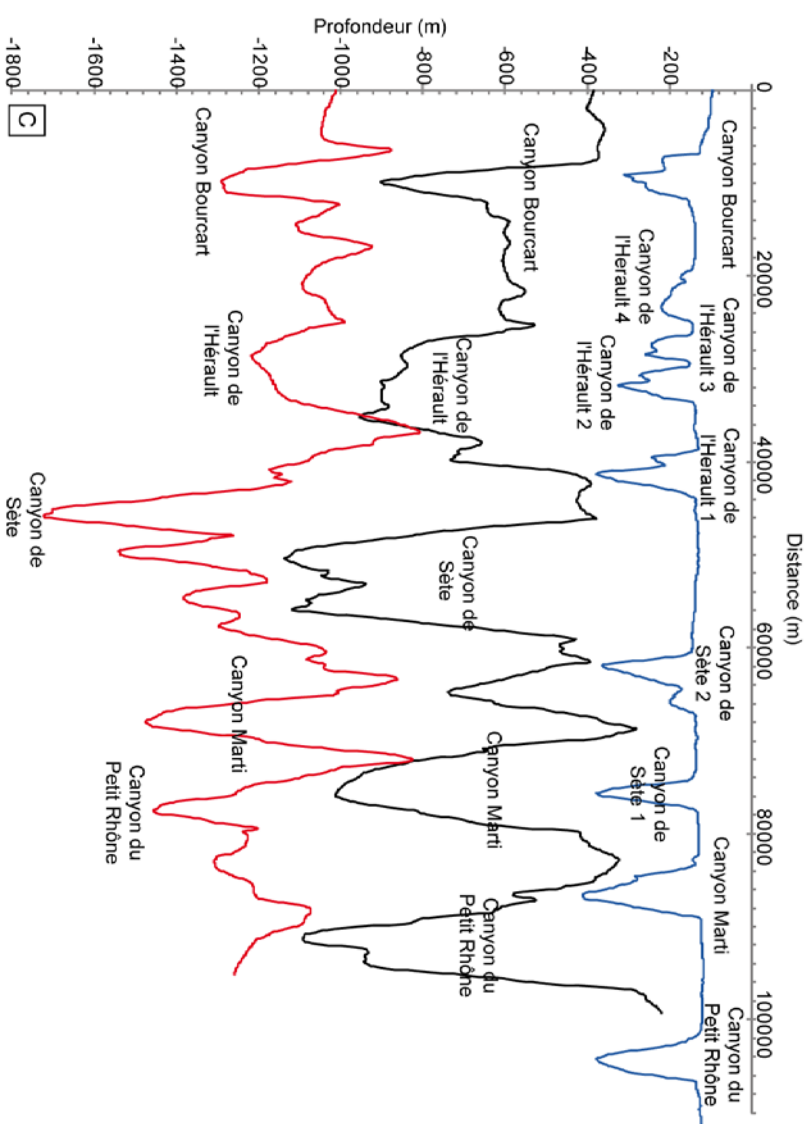
La plupart des canyons incisent le plateau (Figure II-10). Ainsi, la tête du canyon du Petit Rhône s'étend sur 24 km sur le plateau. Un cas particulier concerne le canyon de Cassidaigne dont l'incision marquée du plateau continental serait liée à une résurgence karstique (Tassy, 2012). Dans cette étude, seuls 5 canyons vont être étudiés. Deux de ces canyons comportent plusieurs branches (le canyon de Sète et le canyon de l'Hérault, Figure II-4 et 10). Leurs caractéristiques sont résumées dans le Figure II-10. Devant chaque canyon, la pente du plateau continental oscille entre 0,04 et 0,11° (0,07° en moyenne) et augmente fortement en tête des canyons, étant comprise entre 1,2 et 3,22° (2,11° en moyenne). Du corps des canyons et jusqu'à leur embouchure, la pente diminue progressivement passant en moyenne respectivement à 1,33° puis 0,56°. Les vallées des canyons s'approfondissent entre la tête de canyons sur le plateau continental jusqu'aux corps situés sur la pente continentale. Certains canyons se rejoignent en milieu de pente (comme le canyon de l'Hérault ou le canyon de Sète). Au niveau de l'embouchure des canyons, les vallées sont moins creusées (Figure II-10).

Canyons	1. Longueur sur le plateau continental (km)	2. Largeur au niveau du rebord de plateau (km)	3. Largeur de la tête du canyon (km)	4. Profondeur du fond du canyon au niveau du rebord de plateau (km)	5. Sinuosité dans la tête du canyon	6. Pente sur le plateau (avant la tête de canyon)	7. Pente dans la tête de canyon	8. Pente dans le corps du canyon	9. Pente de l'embouchure du canyon
Petit Rhône	24	11	4	520	1,28	0,08	1,53	1,04	0,41
Marti	16	6,7	2,5	600	1,1	0,08	2,1	1,72	0,92
Sète 1	12,5	5	1,4	560	1	0,11	3,22	1,8	0,46
Sète 2	11	4,8	2,6	610	1,3	0,1	4	1,98	0,46
Hérault 1	18	4,3	1,4	500	1,08	0,07	1,8	1,08	0,46
Hérault 2	8	3,3	1,5	240	1,08	0,04	1,43	1,08	0,46
Hérault 3	6,8	2,1	1,3	140	1,1	0,04	1,59	1,08	0,46
Hérault 4	9,90	5,2	4,4	240	1	0,05	1,2	1,08	0,46
Bourcart	16	6,4	1,5	390	1,8	0,06	2,08	1,15	0,94
Moyenne	13,6	5,4	2,3	422,2	1,2	0,07	2,11	1,33	0,56

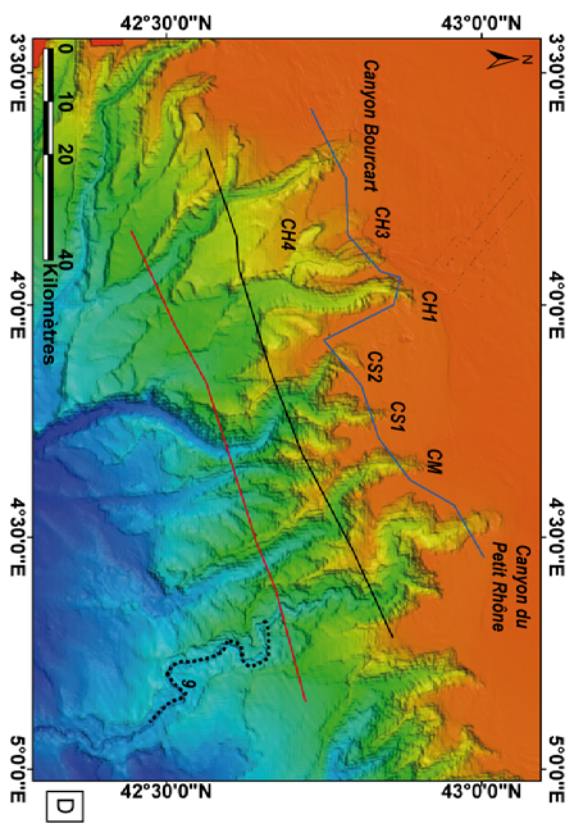
A



B



C



D

Figure II-10 : Planche présentant les caractéristiques morphologiques des canyons sous-marins du Golfe du Lion du canyon du Petit Rhône à l'est jusqu'au canyon Bourcart à l'ouest (A et D). B : localisation de la prise des mesures pour A. C : Profil morphologiques parallèles à la marge au niveau de la tête, du corps puis proche de l'embouchure.

4. Les données

(a) Les données morpho-bathymétriques

De nombreuses campagnes sismiques, de différentes résolutions, ont été utilisées (Tableau II-2).

Tableau II- 2 : Récapitulatif des campagnes en mer et des acquisitions sismiques et bathymétriques utilisées dans cette thèse (modifié d'après Jouet, 2007).

Nom des campagnes en mer	Années	Zone d'étude	Données utilisées
Escomed	1992	Plateau (prodelta du Rhône; canyon de l'Hérault)	Sparker
Basar 1	1994	Plateau (large de Sète)	Sparker
Basar 2	1995	Plateau et pente (canyon Lacaze-Duthiers; large de Sète)	Sparker et EM 950
Calmar-97	1997	Pente (ouest de Golfe du Lion)	Sparker, EM12D et EM950
Basar 3	1998	Plateau (prodelta du Rhône; canyon du Petit Rhône)	Sparker et EM 1000
Calmar-99	1999	Plateau et pente (ouest du GdL et canyon Bourcart)	Sparker et EM 1000
Marion	2000	Plateau et pente du Golfe du Lion	2D HR 24tr et EM 300
Strataform	2002	Plateforme et pente (prodelta du Rhône et interfluve canyon Bourcart/canyon de l'Hérault)	Chirp, 2,5 kHz, Sparker, EM 300 et EM 1000
Promess-1	2004	Plateau et pente (interfluve Bourcart/Hérault)	Forage et carottage
Beachmed	2004	Plateau et pente (prodelta du Rhône et large de Sète)	Chirp, Sparker et EM1000
Calimero-1	2004	Plateau et pente (prodelta du Rhône et interfluve Bourcart/Hérault)	SBP120 et EM 1002s
Image-5	2004	Interfluve Bourcart/Hérault	Forage et carottage
Rhosos	2008	Plateau (prodelta du Rhône et canyon du Petit Rhône) et pente (canyon du Petit Rhône)	Chirp, Sparker, EM 300 et EM 1000

Les différents types de résolution/pénétration des sources utilisées pour ces différentes campagnes permettent la visualisation des séquences relativement profondes grâce aux données multi-traces, et l'analyse des événements rapides durant la dernière période glaciaire grâce à la sismique très haute résolution de type Chirp (Figure II-11). En définitive, c'est l'analyse de plus de 6 000 km de profils sismiques sur le plateau et la pente du Golfe du Lion qui a été réalisée pour cette thèse (Figure II-12).

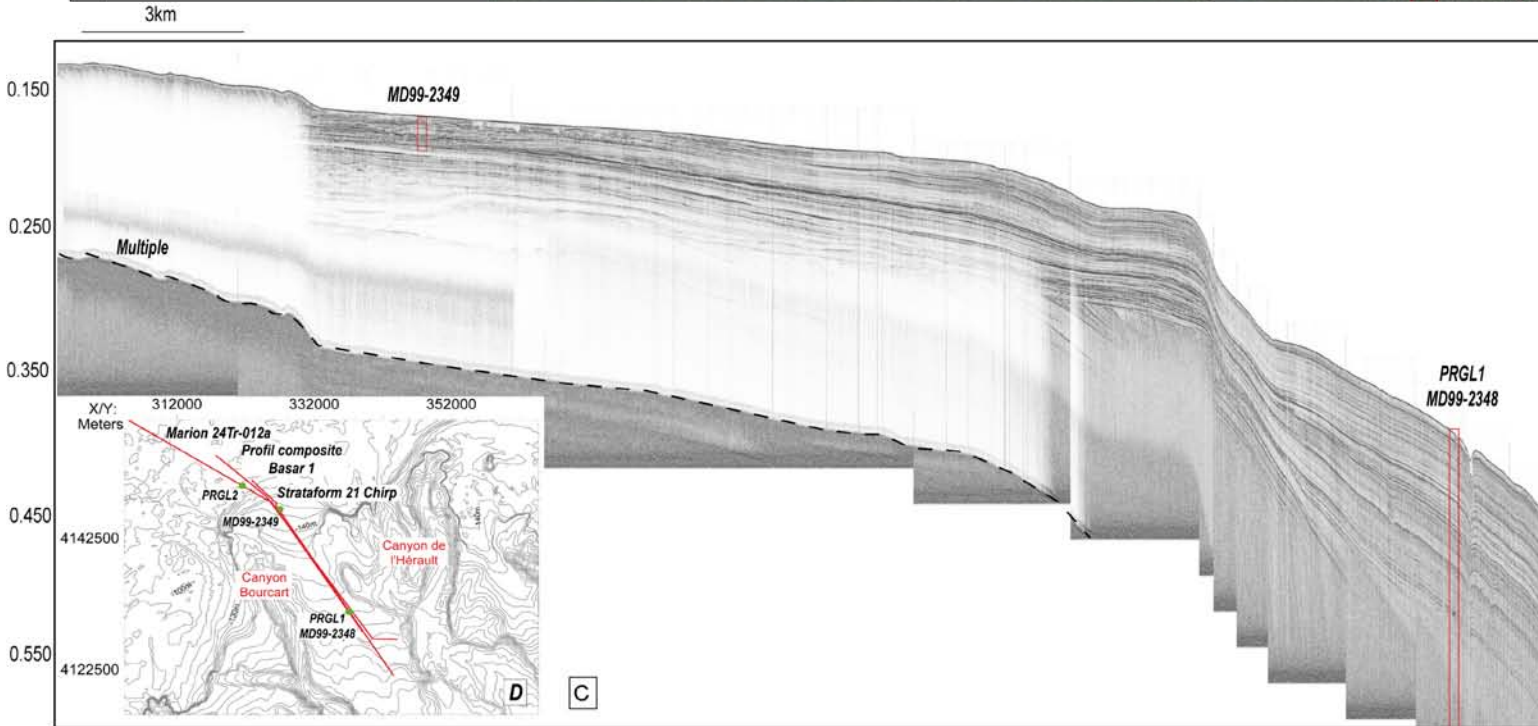
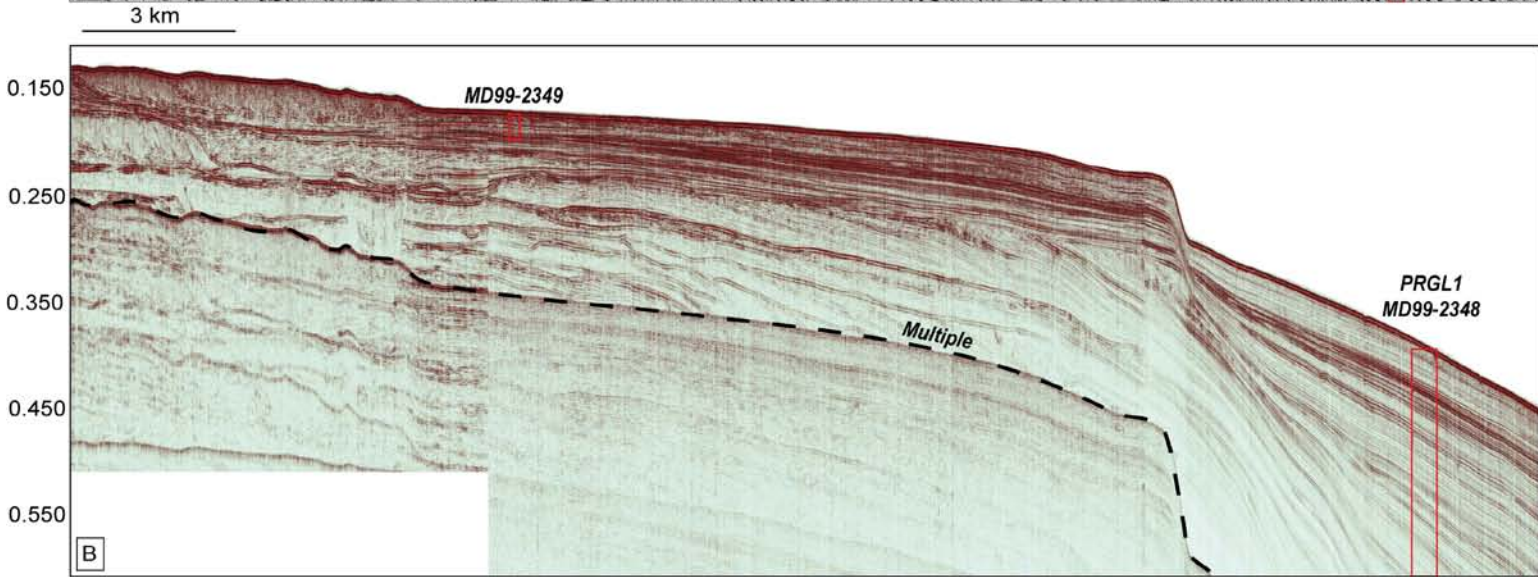
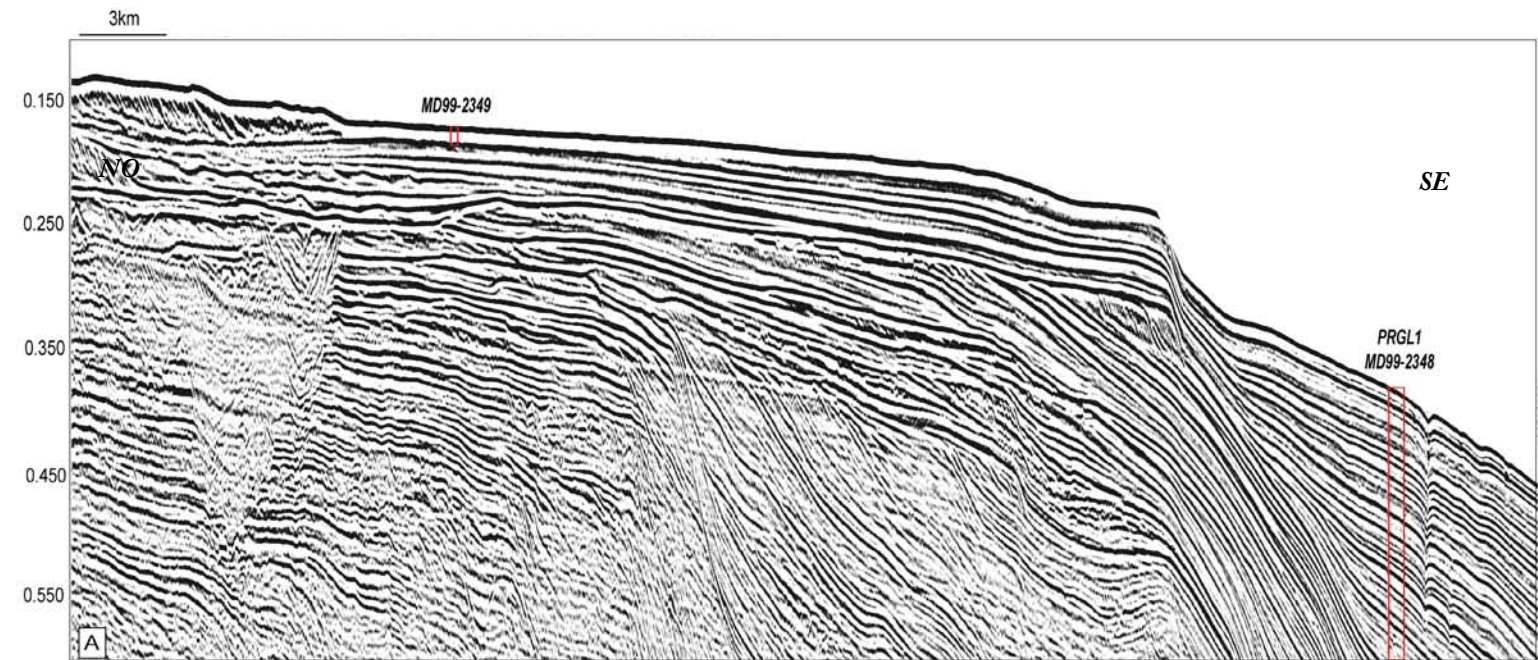


Figure II-11 : Comparaison entre différentes données sismiques : A) Marion 24Tr-012a, B) Strataform Sparker 21 et C) Strataform Chirp 20. Ces trois profils sont au même endroit, sur l'interfluve entre le canyon Bourcart et le canyon de l'Hérault (D). Les trois profils passent également sur la carottes MD99-2349 du plateau et sur le forage PRGL1.

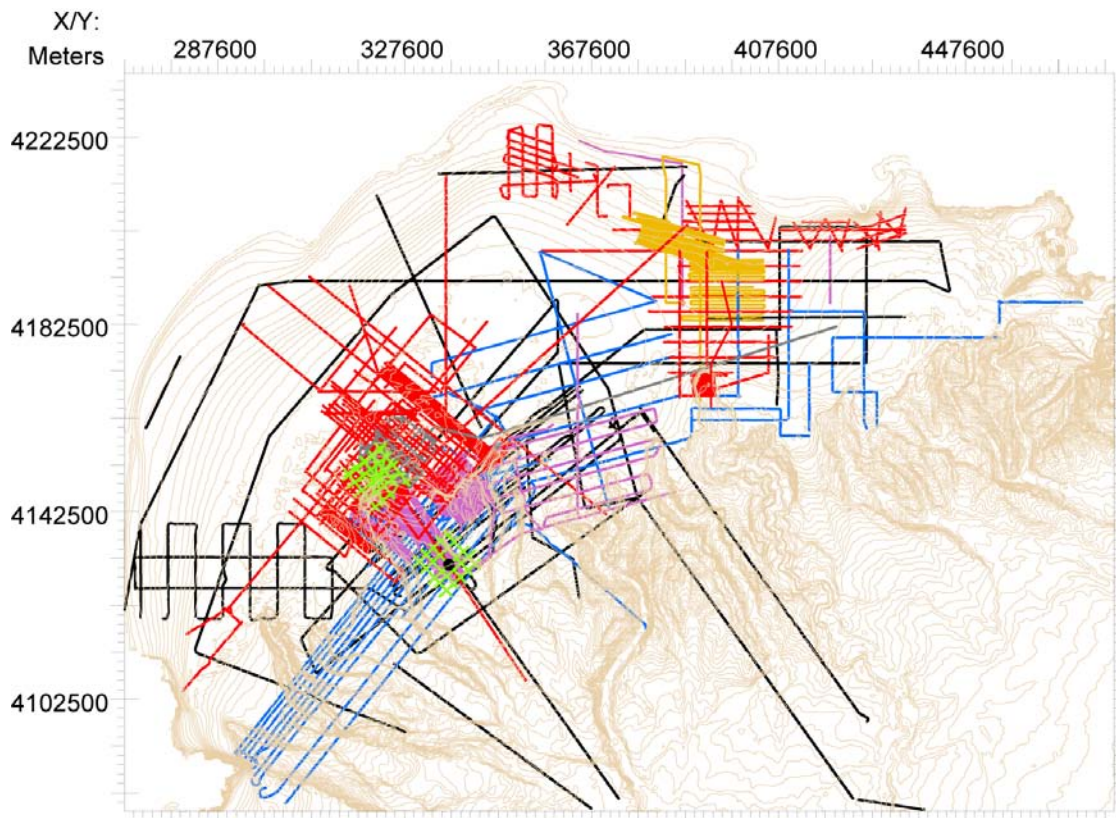


Figure II-12 : Contours bathymétriques du Golfe du Lion avec, différenciées par des couleurs, les différentes campagnes sismiques utilisées pour ce travail. En rouge : les campagnes Basar (1, 2 et 3), en noir : Marion, en vert : Calimero, en bleu : Calmar, en gris : Escomed et en jaune : Rhosos.

Pour l'interprétation de ces données sismiques, le logiciel *Kingdom Suite SMT* a été utilisé. Il a permis de « propager » des horizons/surfaces correspondant à des réflecteurs particuliers à chaque étude, ayant été datés et caractérisés grâce aux données des forages et carottes (sous chapitre suivant). Ensuite, il a été possible de créer des grilles interpolées (algorithme « Flex gridding ») à partir du pointé de ces surfaces, qui permettent de reconstituer des cartes paléo-géographiques et d'établir des cartes isopaques.

Les données bathymétriques utilisées proviennent de la compilation réalisée par Berné *et al.* (2004a; 2002) à partir des données du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) pour le plateau continental et des données multi-faisceau de l'Ifremer pour la pente continentale. Un modèle numérique de terrain au pas de 100 m a été utilisé. L'incorporation de données des sondeurs multi-faisceau EM300 et EM100 de l'Ifremer et EM1002s du SHOM a permis de mettre en valeur, dans certaines zones du Golfe du Lion, des particularités morphologiques intéressantes (Figure II- 13).

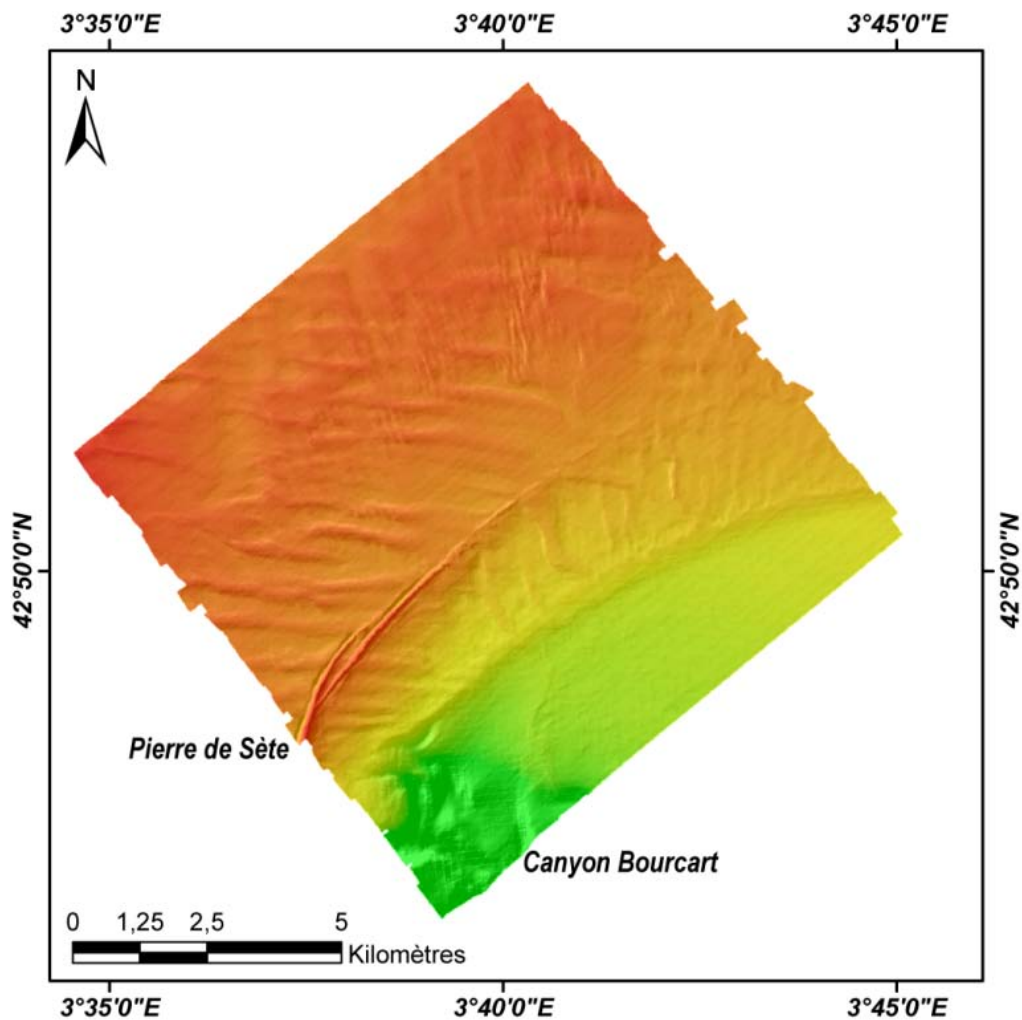


Figure II-13 : Carte morpho-bathymétrique sur le plateau continental, au nord est de la tête du canyon Bourcart acquise par le SHOM grâce au sondeur multifaisceaux EM 1002s.

(b) Les données bibliographiques issues des carottes et forages

Les calages chrono-stratigraphiques ont été basés sur deux carottes sédimentaires et deux forages (Figure II-4; Jouet *et al.*, 2006; Sierro *et al.*, 2009). Ces quatre archives sédimentaires se situent à proximité du canyon Bourcart et le long de l'interfluve le séparant du canyon de l'Hérault (Figure II-4).

Les carottes MD99-2348 et MD99-2349

MD99-2348 et MD99-2349 ont été prélevées respectivement à 296 et 128 m de profondeur sur l'interfluve canyon Bourcart/canyon de l'Hérault avec le carottier à piston Calypso du Marion Dufresne durant la campagne Images 5. Elles mesurent respectivement 22,77 et 18,62 m. MD99-2349 a été utilisée notamment pour l'analyse fine de la chronologie du remplissage du canyon Bourcart durant le dernier cycle glaciaire (Chapitre V ; Tableau II-3; Jouet, 2007). La carotte MD99-2348, prélevée à la même localisation que le forage PRGL1, a permis à Sierro *et al.* (2009) d'affiner un modèle d'âge calculé à partir de ce forage.

Tableau II-3 : Tableau des échantillonnages et datations réalisés sur les carottes MD99-2348 et MD99-2349 (d'après Jouet 2007)

Carotte	Profondeur de l'échantillon (cm)	Poids de l'échantillon (mg)	Matériels datés	Numéro de l'échantillon	Méthode de datation	Age ¹⁴ C (ans BP)
MD99-2349	110	2083	Bivalves	Poz-7850	AMS	19550 ± 80
	253	71,5	<i>Nucula</i> sp., Ostracodes	Poz-7982	AMS	20240 ± 100
	397	13,7	Foraminifères et ostracodes	Poz-7851	AMS	17740 ± 90
	533-538	nc	<i>Cyprina</i> sp., <i>C. islandica</i>	LY-11900	CONV.	19635 ± 150
	902	11	Foraminifères et ostracodes	Poz-7984	AMS	21230 ± 110
	902	10,1	<i>Cyclchna</i> sp.	Poz-7852	AMS	209701 ± 100
	1074	46	<i>Varicorbula ibba</i>	LLNL-96163	AMS	21150 ± 70
	1218	157	<i>Nucula</i> sp.	Poz-7854	AMS	21590 ± 100
	1440-1442	17,4	Micro coquilles	Poz-14903	AMS	24300 ± 140
	1458	8039	<i>Chlamys islandica</i>	LY-11899	CONV.	19910 ± 480
	1543	42	<i>Nucula</i> sp.	Poz-7855	AMS	44000 ± 1500
	1600	200	<i>B. humphreysianum</i>	LLNL-96164	AMS	52400 ± 2900
	1650-1652	13,9	Micro coquilles	Poz-14904	AMS	>50 000
	1662	1234	Coquilles: <i>Astarte sulcata</i>	Poz-14905	AMS	>54 000
	1736-1738	15,6	Foraminifères planctoniques	LLNL-96165	AMS	35900 ± 800
	1760	973	<i>Chlamys islandica</i>	LLNL-96166	AMS	>54000
1760	35	<i>Nuculas</i> sp.	Poz-7856	AMS	>52000	
MD99-2348	25	nc	nc	Université de Salamanque	AMS	13020 ± 60
	80	nc	Foraminifères	LLNL-108110	AMS	14350 ± 60
	190	nc	Foraminifères	LLNL-108111	AMS	14640 ± 60
	300	nc	Foraminifères	LLNL-108112	AMS	15380 ± 70
	360	nc	Foraminifères	LLNL-108113	AMS	14960 ± 70
	518	nc	Foraminifères	LLNL-108114	AMS	15890 ± 70
	1018	nc	Foraminifères	LLNL-108115	AMS	17910 ± 80
	1231	nc	Foraminifères	Université de Salamanque	AMS	18060 ± 90
	1498	nc	Foraminifères	LLNL-108016	AMS	19750 ± 90
	1680-1681	11	Foraminifères	LLNL-77703	AMS	20560 ± 80
	2058	nc	Foraminifères	LLNL-108017	AMS	21240 ± 110
	2218	nc	Foraminifères	LLNL-108018	AMS	21150 ± 120

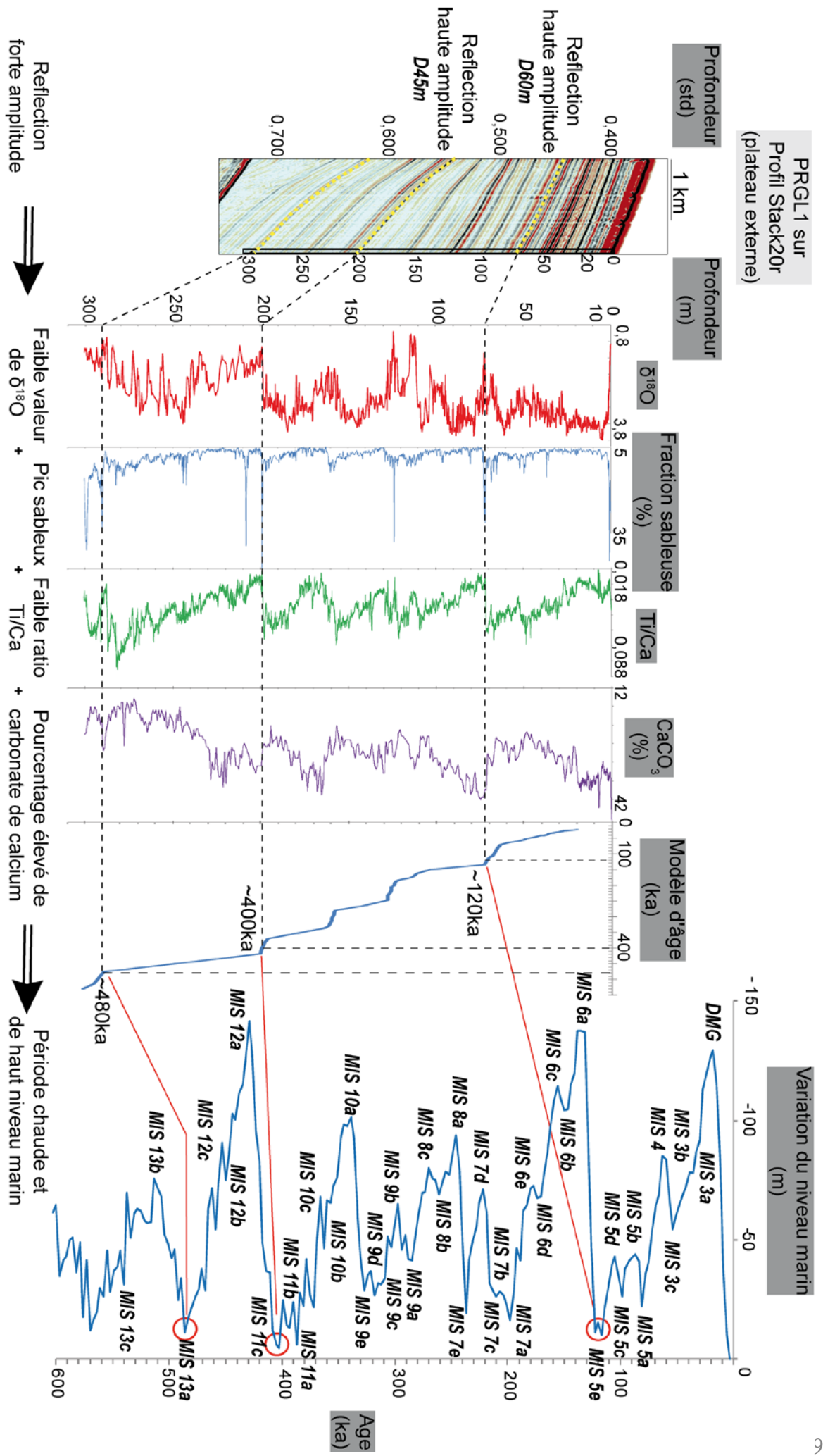
Les forages PRGL1 et PRGL2

PRGL1 et *PRGL2* sont deux forages réalisés durant la campagne PROMESS 1 en 2004 à bord du Bavenit. Ces deux forages sont situés respectivement à 103 et 298 m de profondeur. Ils ont permis de réaliser un certain nombre de mesures in situ et des carottes de très bonne qualité, atteignant des profondeurs respectives de 100 mbsf (meter below sea floor), et 300,2 mbsf (Berné *et al.*, 2006). Le forage *PRGL2* comme la carotte *MD99-2349* a été utilisé surtout dans cette thèse comme point de contrôle lors de la propagation de surfaces sismiques.

Pour définir un cadre chronologique à toutes les surfaces sismiques propagées dans cette thèse, nous avons principalement utilisé le modèle d'âge établi par Sierro *et al.* (2009) sur le forage *PRGL1*. Ce modèle d'âge est basé sur les contraintes chrono- et bio-stratigraphiques, mais également sur la stratigraphie isotopique de l'oxygène, l'analyse semi-quantitative des éléments majeurs par fluorescence X continu (XRF) et la paléo-écologie. Ces auteurs montrent également que les paramètres granulométriques, en particulier le pourcentage de la fraction sableuse, fournissent un « proxy » indépendant des changements climato-eustatiques à l'échelle des cycles de 100 000 ans, mais aussi à celle des événements rapides (Fig. I-II-14). Ces auteurs montrent enfin que les surfaces sismiques que nous observons sur l'interfluve Bourcart-Hérault correspondent à des niveaux condensés (faibles taux de sédimentation, fraction sableuse plus importante) formés durant les interglaciaires et les interstades en raison de l'éloignement des sources sédimentaires et du vannage par les courants. Originellement concentré sur les derniers 300 ka par Sierro *et al.* (2009), l'analyse a été ensuite complétée à l'échelle de tout le forage, c'est à dire 500 ka, par Frigola *et al.* (2012).

Figure II-14 : Logs (dans l'ordre : $\delta^{18}\text{O}$, fraction sableuse, rapport Ti/Ca et le pourcentage de CaCO_3) associés au forage PRGL1 (Sierro *et al.*, 2009). Le forage est placé sur un profil sismique Sparker, 2 horizons à forte amplitude sont présentés comme exemple d'interprétation de surfaces sismiques. Les 2 surfaces sont représentées sur chaque graphique de proxy puis sur la courbe de modèle d'âge (Sierro *et al.*, 2009). Pour mieux comprendre la signification des surfaces, celles-ci ont été reportées sur une courbe de niveau marin présentant les stages isotopiques (Shakun *et al.*, 2015 ; Railsback *et al.*, 2014)

PRGL 1 sur
Profil Stack20r
(plateau externe)



C. La marge de l'Ebre, Catalogne

1. Présentation générale, formation de la marge de l'Ebre

La marge de l'Ebre présente, d'un point de vue physiographique, de nombreuses analogies avec le Golfe du Lion. Elle décrit un arc de cercle atteignant 246 km du nord au sud. De nombreux canyons entaillent également la marge sans inciser autant le plateau que les canyons du Golfe du Lion tels que les canyons de Petit Rhône ou Bourcart (Figure II-4 et 14). Le canyon d'Orpesa est certainement le plus gros canyon de la marge de l'Ebre. Sa tête de forme pointue incise le plateau sur 7 km et est large de moins de 5 km au niveau du rebord de plateforme (Figure II-15). Contrairement au Golfe du Lion, les canyons au large du delta de l'Ebre ne portent pas tous de nom. Seuls quatre canyons, Orpesa, Hirtas et Vinaros et le grand canyon des Colombrètes (Figure II-15), sont mentionnés ou étudiés et alimentent le système profond de Valence (Amblas *et al.*, 2011; 2012; Kertznus et Kneller, 2009).

La marge de l'Ebre est une marge passive située entre la péninsule ibérique et le

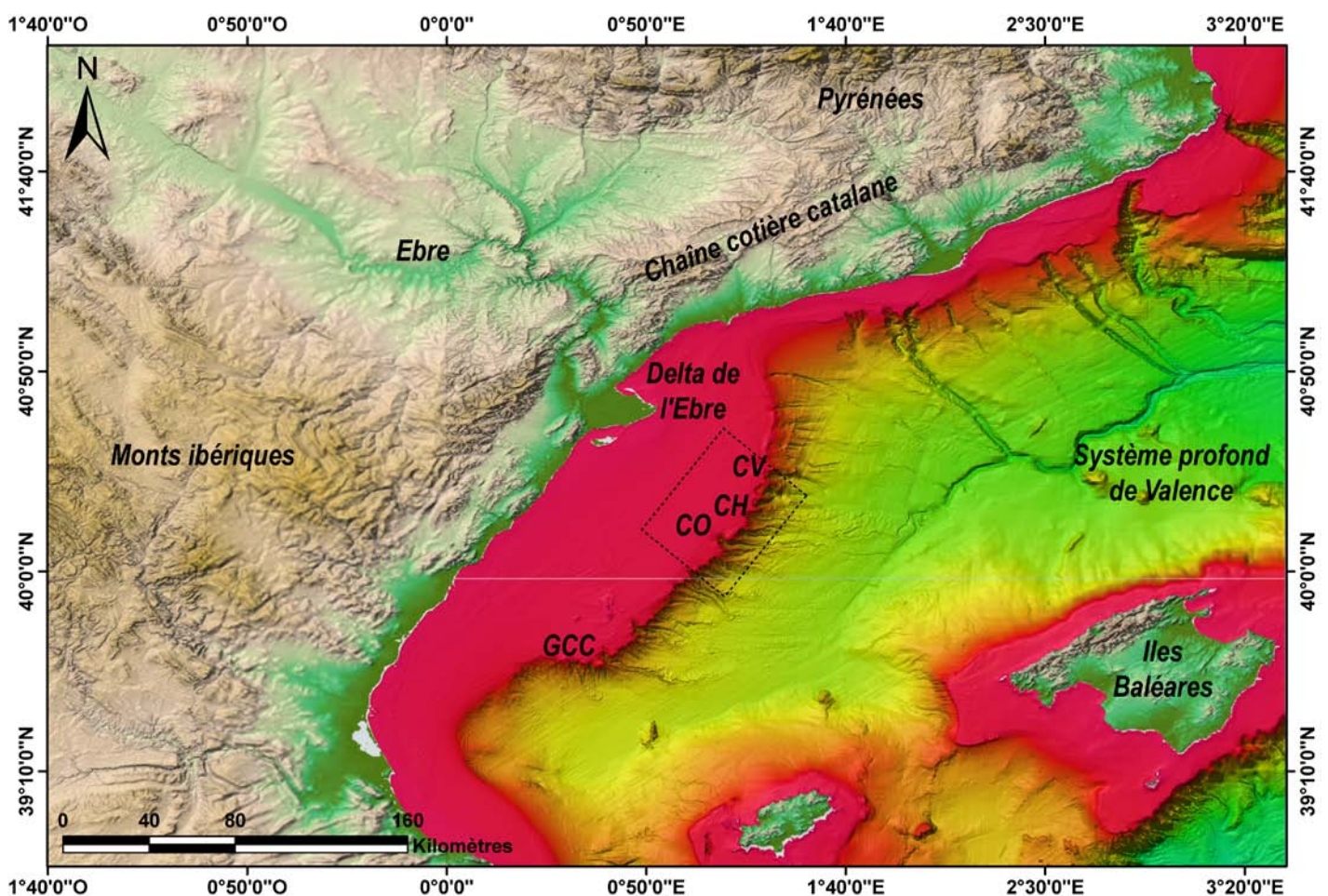


Figure II- 15 : Carte morpho-bathymétrique de la marge de l'Ebre (données GeoMapApp et EMODnet). GCC : grand canyon des Colombrètes, CO : canyon d'Orpesa ; CH : canyon de Hirta et CV : canyon de Vinaros. Le rectangle en pointillé noir matérialise le bloc sismique 3D étudié.

promontoire des Baléares dans le bassin de Valence. Jusqu'au milieu du Miocène, la marge de l'Ebre se développe comme un bassin de failles en extension orienté NE-SO (Roca *et al.*, 1999; Sabat *et al.*, 1997). C'est à partir du Langhien (environ 16 Ma) que l'activité tectonique s'atténue sur la marge de l'Ebre et que commence une sédimentation intense qui remplira l'espace disponible et conduira à une progradation de la marge (Nelson and Maldonado, 1990; Roca *et al.*, 1999 ; Kertznus et Kneller, 2009). Ces conditions particulières ont permis la formation de deux méga-séquences séparées par la surface d'érosion messinienne (Bertoni and Cartwright, 2005; Evans and Arche, 2002; Kertznus and Kneller, 2009). La forte progradation de la marge est liée aux apports sédimentaires de l'Ebre, qui prend sa source à 450 km au NW de l'Espagne et dont le bassin versant s'étend sur environ 85 820 km, soit presque autant que le Rhône. La surface totale du delta actuel de l'Ebre est de 2170 km² dont 320 km² sont subaériens (Amblas *et al.*, 2004).

2. La stratigraphie de la marge

Tout comme le Golfe du Lion, la marge de l'Ebre a été fortement incisée pendant la Crise de Salinité Messinienne (Figure II-16; Urgelles *et al.*, 2011). Urgelles *et al.* (2011) ont pointé cette surface sur un bloc 3D au large du delta de l'Ebre (même base de données que celle utilisée dans le Chapitre II-I). Ce travail montre une importante érosion fluviale par l'Ebre et de nombreux tributaires, ainsi que des terrasses et des méandres (Figure II-16) (Urgelles *et al.*, 2011). Comme dans le cas du Golfe du Lion, les incisions messiniennes n'ont cependant aucun lien avec les canyons actuels (Urgelles *et al.*, 2011).

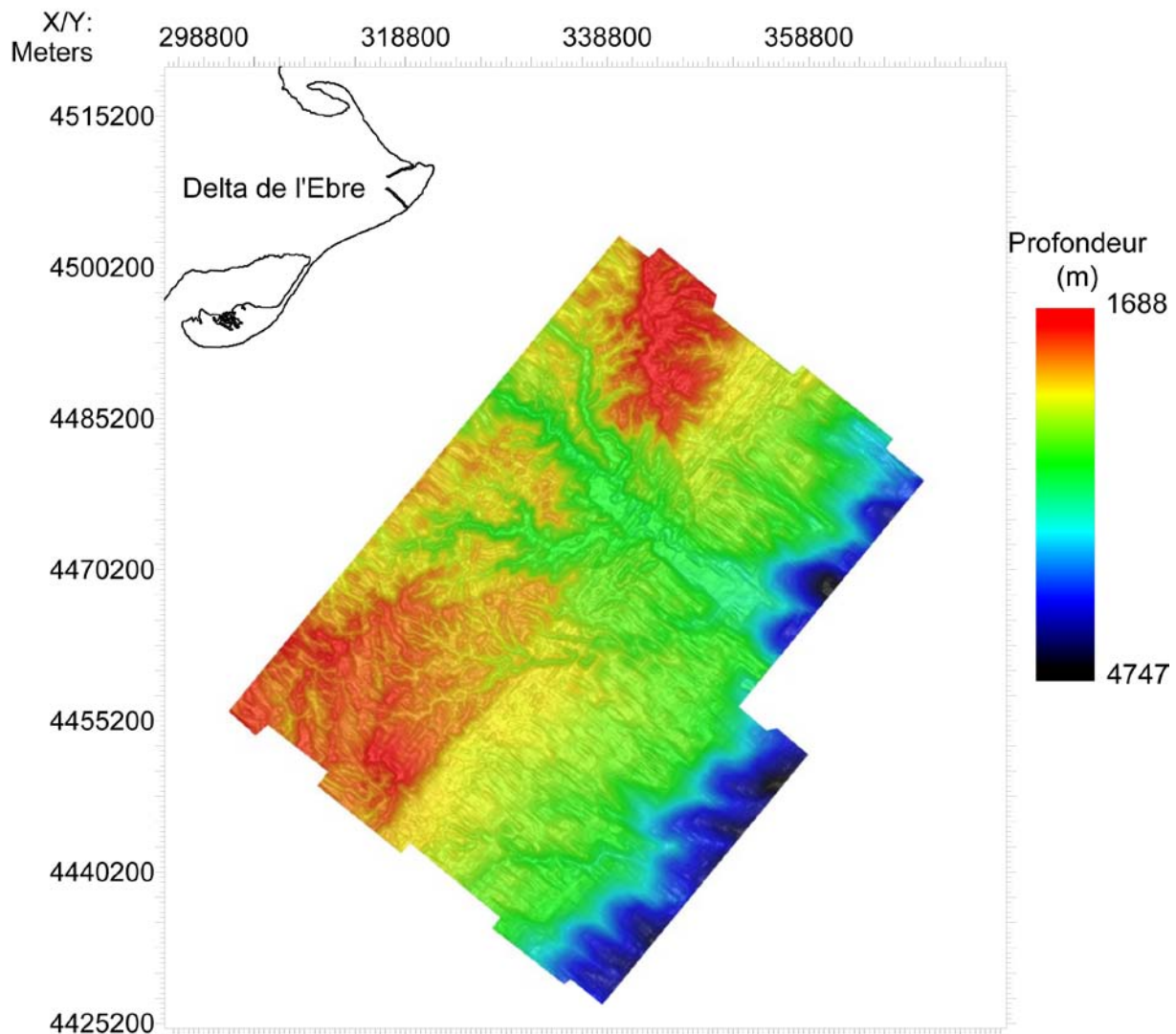


Figure II-16 : Surface d'érosion messinienne sur le bloc 3D de la marge de l'Ebre. Cette carte générée sur Kingdom Suite SMT a été réalisée grâce au pointé d'Urgelès *et al.* (2011). La localisation du bloc sismique 3D se trouve dans la Figure II-14.

Les études antérieures permettent de distinguer, au dessus du substrat paléozoïque et mésozoïque, 2 méga-séquences (ou « groupes ») séparées par la surface d'érosion messinienne (Figure II-17) :

- Le « Groupe Castellon » d'âge serravallien (13,82 Ma) à messinien, atteignant jusqu'à 1000 m d'épaisseur (Evans et Arche, 2002).
- Le « Groupe de l'Ebre » se caractérise par une forte progradation d'épais dépôts marins plio-quadernaires (Bertoni et Cartwright, 2005; Kertznus et Kneller, 2009).

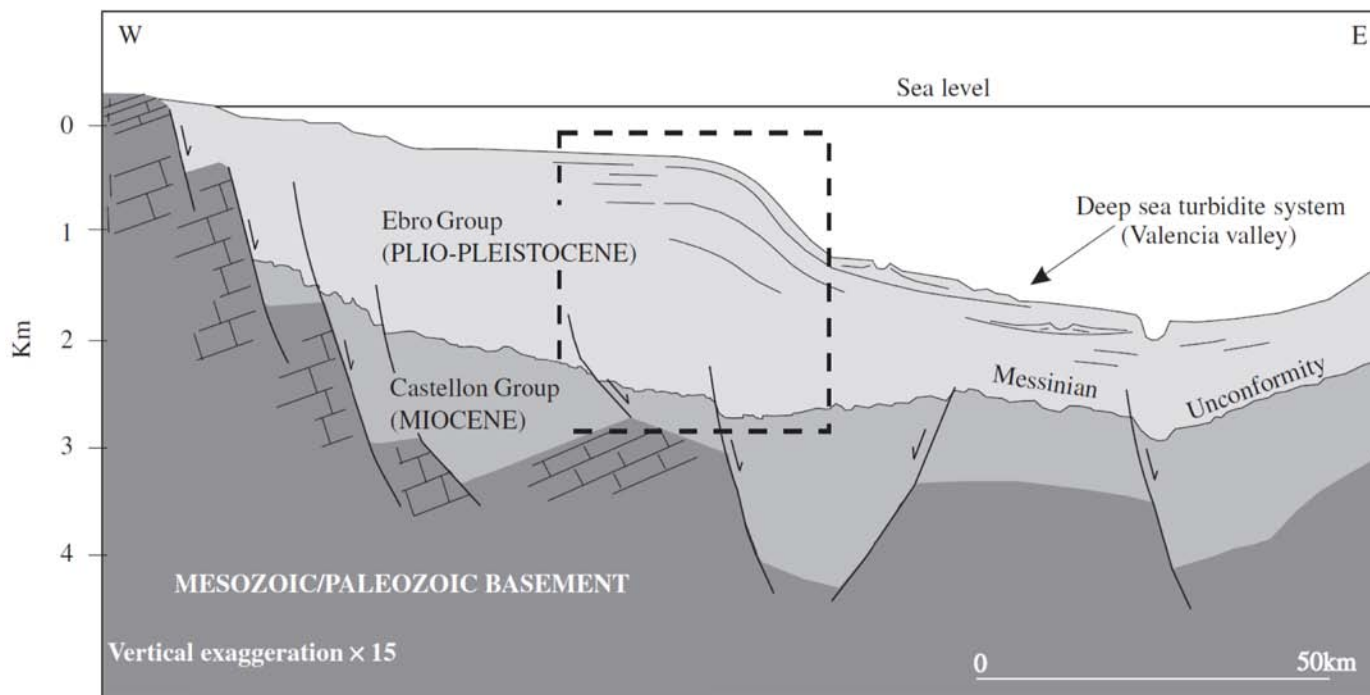


Figure II- 17 : Coupe schématique de la marge de l'Ebre montrant les 2 méga-séquences séparées par la surface d'érosion du Messinien. Le carré en pointillé noir montre la localisation de la zone d'étude (d'après Bertoni et Cartwright, 2005).

3. Les canyons sous-marins de la marge de l'Ebre

La marge de l'Ebre actuelle compte de nombreux canyons incisant la pente continentale vers le bassin profond (Figure II-15 et 18). Comparativement au Golfe du Lion, peu d'entre-eux incisent la plateforme, à l'exception du canyon des Colombretes et du canyon d'Orpesa, qui entaillent le plateau sur 5 et 7 km. En revanche, les canyons de Hirta et Vinaros atteignent juste le rebord du plateau. La période de formation de ces canyons, attribuée à l'augmentation du glacio-eustatisme durant le Plio-Quaternaire, est mal contrainte (Amblas *et al.*, 2004; 2012; Kertznus et Kneller, 2009). Plus au Nord, Bertoni et Cartwright (2005) ont également attribué un âge plio-quaternaire aux canyons confinés sur la pente qu'ils décrivent.

Grâce à une analyse morphologique de profils longitudinaux sur le canyon d'Orpesa, Amblas *et al.* (2012) concluent que la morphologie des canyons actuels est similaire à celle des canyons du milieu du Pléistocène. Les canyons de la marge de l'Ebre se seraient donc maintenus au cours du temps. Une légère migration des canyons vers le NE est tout de même à constater sur l'ensemble de la marge (Field and Gardner, 1990; Kertznus et Kneller, 2009). D'une manière générale, pendant le Plio-Quaternaire, les canyons se seraient également espacés (et seraient donc moins nombreux avec le temps) (Kertznus et Kneller, 2009; Amblas *et al.*, 2012).

4. Les données

Les données sismiques et sédimentaires utilisées ont été acquises en 2002 et 2005 par le Groupe British Gas. La zone d'étude (2760 km²) forme un bloc 3D de 60×46 km. Ces données ont été couplées à l'analyse bio-stratigraphique d'un forage de 2400 m de profondeur réalisé au centre du bloc sismique (Figure II-18).

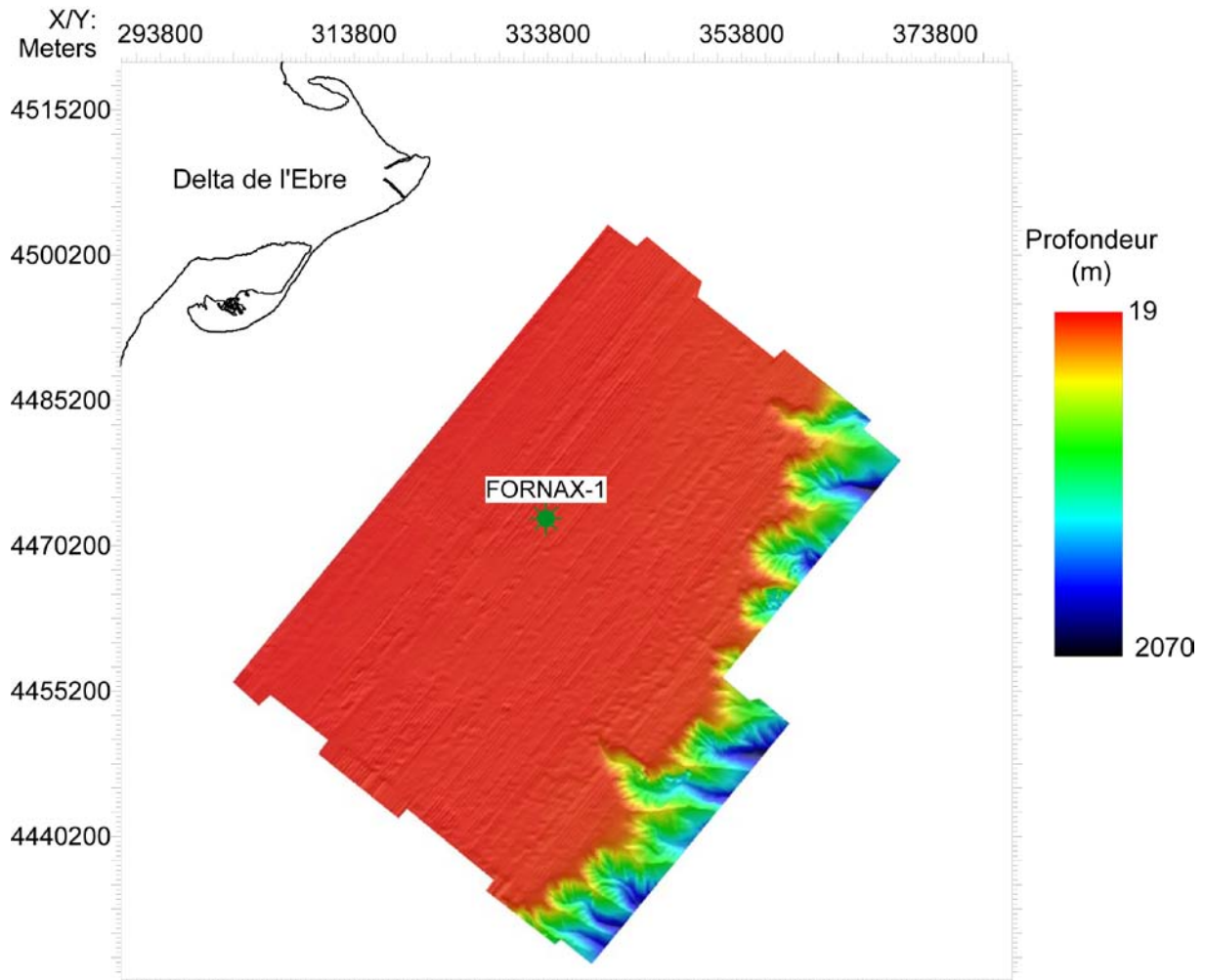


Figure II- 18 : Carte morpho-bathymétrique du bloc 3D directement dérivé du pointé du fond marin sous Kingdom Suite SMT. Le forage FORNAX1 est situé sur le plateau à environ 55 m de profondeur et est long de 2470 m.

(a) Les données sismiques

La boîte 3D a une résolution verticale de 12,5 × 12,5m. Acquisée par Petroleum Geo Services, les données ont ensuite été traitées par Veritas DGC pour le groupe BG en 2002. Deux sources (de type Bolt, LLX1900 Turbo) et huit câbles de 324 récepteurs ont permis une acquisition de ligne tous les 25 m. Pour la section du Plio-Quaternaire, la résolution verticale

sur les profils sismiques est de 10 à 15 m. Pour convertir les enregistrements en secondes temps double en mètres, la formule empirique établie par Urgelès *et al.* (2011) a été utilisée :

$$D=1135,13T^{1,3643}$$

D est la profondeur exprimée en mètre, et T la profondeur en secondes temps double.

Le logiciel *Kingdom Suite SMT 8.8* a été utilisé, comme pour les études sur le Golfe du Lion (version 8.7; Chapitre IV et V), pour analyser et interpréter les données 3D de la marge de l'Ebre. Grâce à la sismique 3D, il a été possible d'extraire plus d'*attributs* pour mettre en évidence des structures géologiques (Figure II-19). Deux attributs ont été utilisés :

- L'**amplitude** du signal : Cet attribut a permis de mettre en évidence des variations latérales de l'amplitude sur toute la zone d'étude. L'amplitude est souvent utilisée pour le repérage des *bright spots* ou points brillants souvent liés au gaz (Taner *et al.*, 1979). Ces zones ayant une très forte amplitude sont détectées et mises en valeur par le contraste d'amplitude et sont ensuite utilisées pour la détection d'hydrocarbures (Taner *et al.*, 1979). Dans le cadre de cette thèse, les variations d'amplitude ont permis de mettre en évidence, sur le plateau continental essentiellement, les fortes signatures fluviales (Figure II-19 A et B). En effet, les chenaux fluviales incisant le plateau laissent une trace à forte énergie due à leur remplissage par des sédiments grossiers (Kneller, 2003; Stoker *et al.*, 1997).
- La **cohérence** est un attribut de similarité (Drissi, 2010). Il permet au sein d'un cube sismique de calculer la ressemblance entre les traces (voisines) et prend également en compte le pendage des réflecteurs. La cohérence a été utilisée pour mettre en évidence des discontinuités entre les traces au niveau des incisions. Cet attribut varie entre 0 et 1 car il est normalisé. Sur le plateau, dans des zones non incisées, les traces sont cohérentes et se ressemblent. La carte de cohérence qui en découlera paraîtra « lisse » avec une cohérence égale (ou proche) à 0. En revanche, dans des zones d'incisions, la cohérence entre les traces varie en raison de la morphologie irrégulière de l'incision (Figure II-19

C et D). Il en va de même pour les failles qui seront également caractérisées par des valeurs aux alentours de 1.

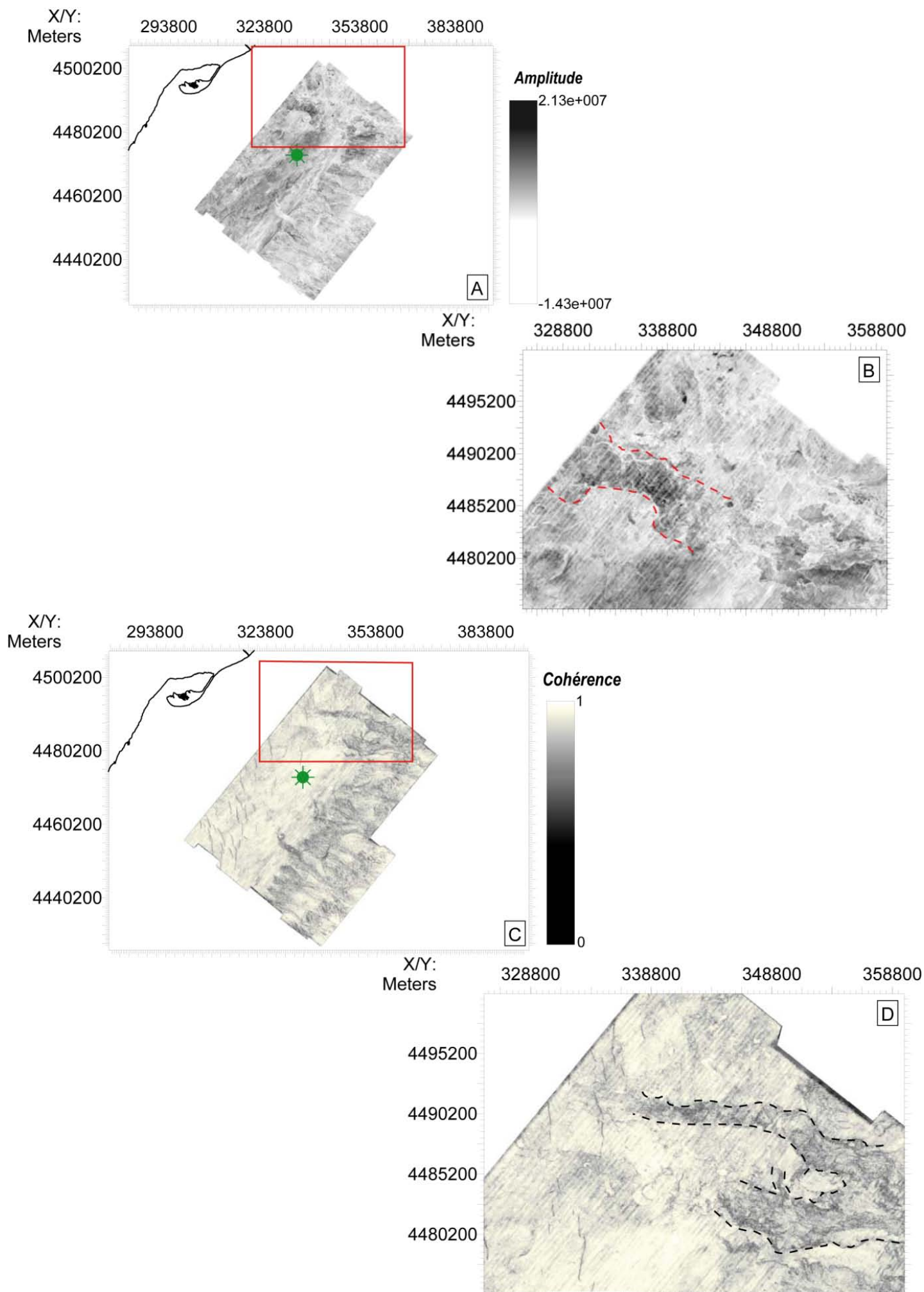


Figure II- 19 : Exemple d'une surface pointée sur le bloc 3D de l'Ebre en amplitude (A) et en cohérence (C). Deux zooms sur la même zone sont présentés en amplitude et cohérence (B et D). Il est possible de voir ressortir des structures particulières telles qu'un réseau fluvial ancien (B) ou un canyon ancien (D)

(b) Les données litho-stratigraphiques :

Le forage FORNAX-1 (Figure II-20), acquis en 2005 par le groupe British Gas, offre une contrainte chronologique. Il est situé à moins de 40 km du delta de l'Ebre, à une profondeur d'environ 60 m (Figure II-18). L'analyse bio-stratigraphique d'échantillons prélevés tous les 10 m entre 790 et 2410 m de profondeur sur le forage a permis de définir les âges du Zancéen au Calabrien (de 5,33 à 0,781 Ma ; Bailey *et al.*, 2008). Cependant, aucun échantillon n'a été récupéré et analysé dans le Quaternaire supérieur (Figure II-20).

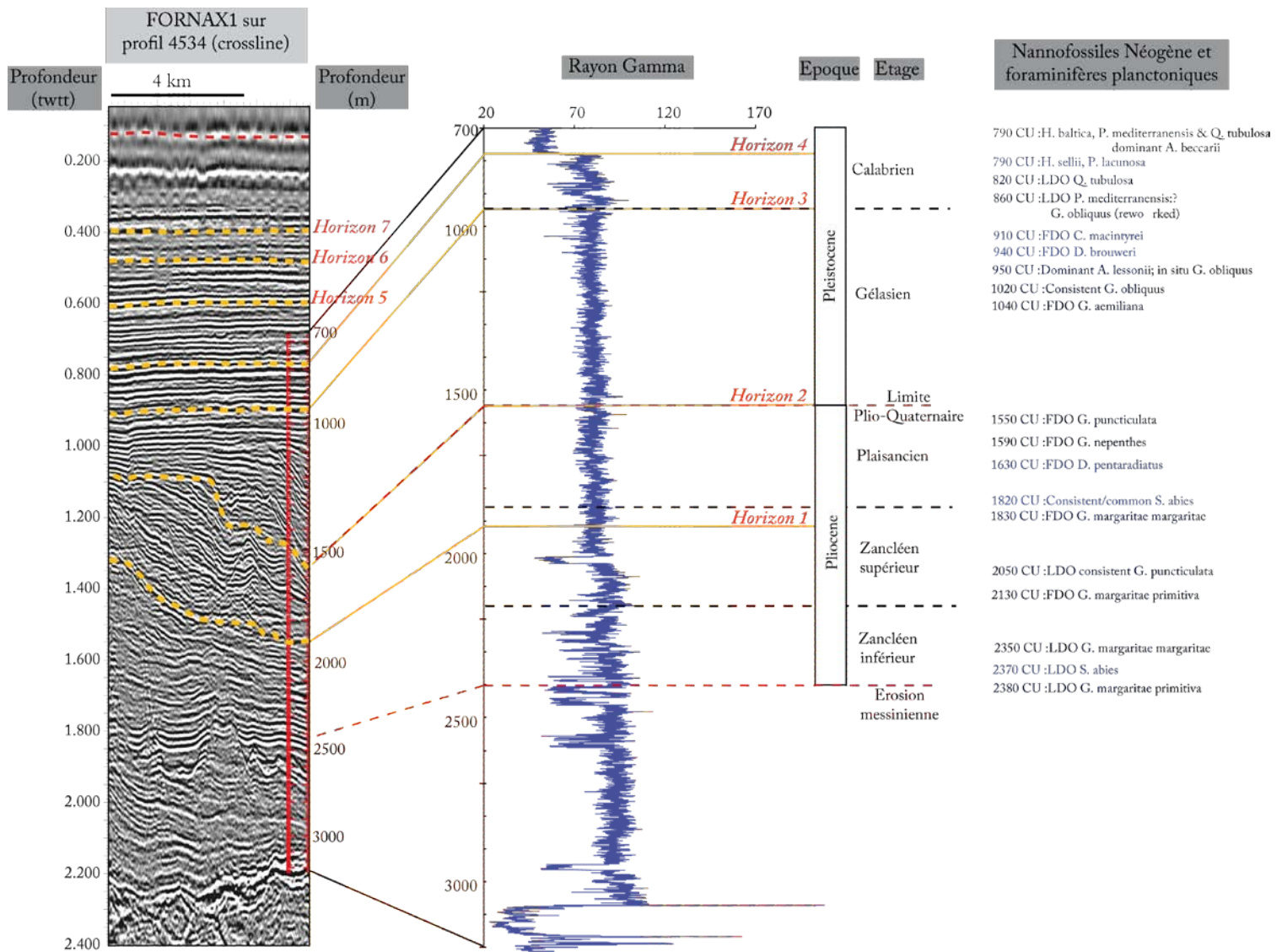


Figure II-20 : Profil 4534 du bloc 3D de l'Ebre et log rayon gamma du forage FORNAX1. Les étages géologiques ont été placés d'après Bailey *et al.* (2008) ainsi que les nannofossiles et foraminifères planctoniques utilisés pour la bio-stratigraphie par Bailey *et al.* (2008).

5. Méthodologie : la stratigraphie séquentielle

Tout au long de ce travail, les principes de la stratigraphie sismique (Mitchum et Vail, 1977) et de la stratigraphie séquentielle ont été utilisés pour la description et l'interprétation des données sismiques.

La formation des cortèges de dépôt (systems tracts) est fonction de l'interaction entre les variations du niveau marin, la subsidence et le flux sédimentaire (Vail *et al.*, 1987 ; Jervey, 1988, Posamentier *et al.*, 1988 ; Van Wagoner *et al.*, 1988). Une séquence de dépôt est une succession de strates délimitée à sa base et au sommet par des **discontinuités** (« unconformity ») et leurs **concordantes** (« correlative conformity »). Ce sont des limites de séquence. Sur la sismique du Golfe du Lion et de la marge de l'Ebre, les surfaces sismiques pointées sur le logiciel *KingdomSuite* puis analysées et interprétées sont toutes des limites de séquence. Au Plio-Quaternaire, on peut les assimiler aux phases glaciaires de bas niveau marin générant de l'érosion sur le plateau et au delà du rebord de plateau (cas des limites de séquence de type 1). Ce sont donc des **surfaces d'érosion**.

Chaque séquence peut être divisée en plusieurs cortèges de dépôt définis grâce aux motifs d'emboîtement des paraséquences. Ces dernières sont délimitées cette fois par des **surfaces d'inondation** (« marine flooding surface ») qui marquent l'approfondissement du milieu de dépôt (van Wagoner, 1991). Ces surfaces sont les témoins de changements dans le mode de dépôt dus aux variations de l'hydrodynamique, dans la sédimentation ou l'accommodation.

Les surfaces d'érosion et les surfaces d'inondation se repèrent grâce aux terminaisons des réflecteurs (Toplap, Onlap et Downlap ; Figure II-21).

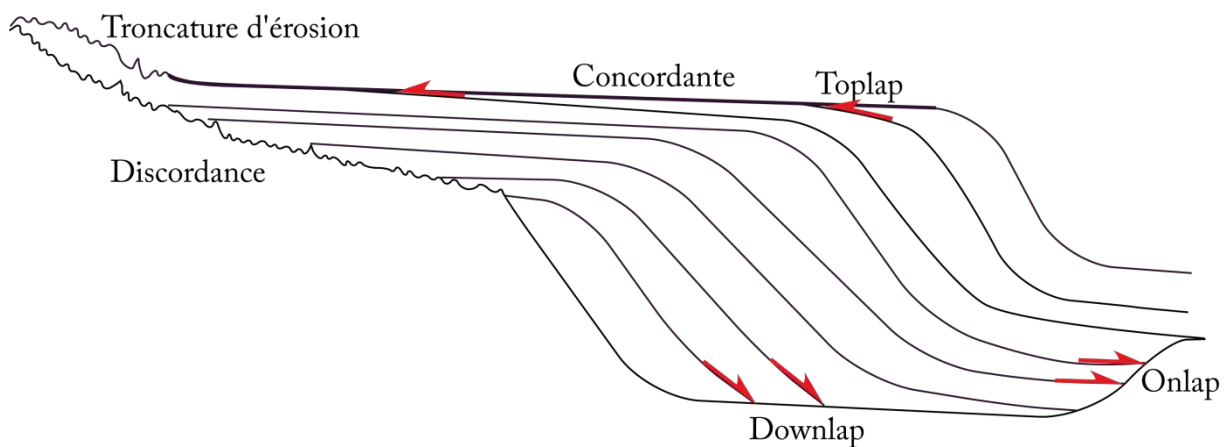


Figure II-21: Représentation des différentes terminaisons sismiques au sein d'un cortège de dépôt ainsi que les limites de séquences définissant les limites de ce cortège.

Les *toplaps* sont principalement le résultat d'un non dépôt de sédiment (bypass) avec possibilité d'érosion mineure (Mitchum, 1977). Les *onlaps* peuvent être de 3 types : marins et être associés à un épisode de transgression ; côtiers également définis comme une surface de ravinement ou fluviaux caractérisant une montée de niveau marin et un aggradation au niveau de l'embouchure d'un fleuve (régression normale et transgression). Les *downslaps* se forment par la progradation des cliniformes et sont donc des terminaisons marines.

Au sein des séquences peuvent être identifiés *les faciès sismiques* permettant une analyse sur les conditions de sédimentation. Les faciès *lités* témoignent d'un environnement de dépôt stable et un taux uniforme de sédimentation sur une marge ayant un taux de subsidence uniforme également (Figure II-22A). En revanche, les réflexions sismiques *divergentes* sont la preuve d'une variation latérale du dépôt des sédiments ou d'un basculement de la surface de dépôt (Figure II-22A ; Mitchum et Vail, 1977). La forme des cliniformes est également témoin des conditions de dépôt (Figure II-22B). Ainsi les cliniformes parallèles sans « topsets » sont le résultat de l'action érosive des vagues et sont donc les témoins d'un environnement peu profond. En revanche les cliniformes sigmoïdes correspondent à un motif de dépôt de montée du niveau marin (progradation et aggradation).

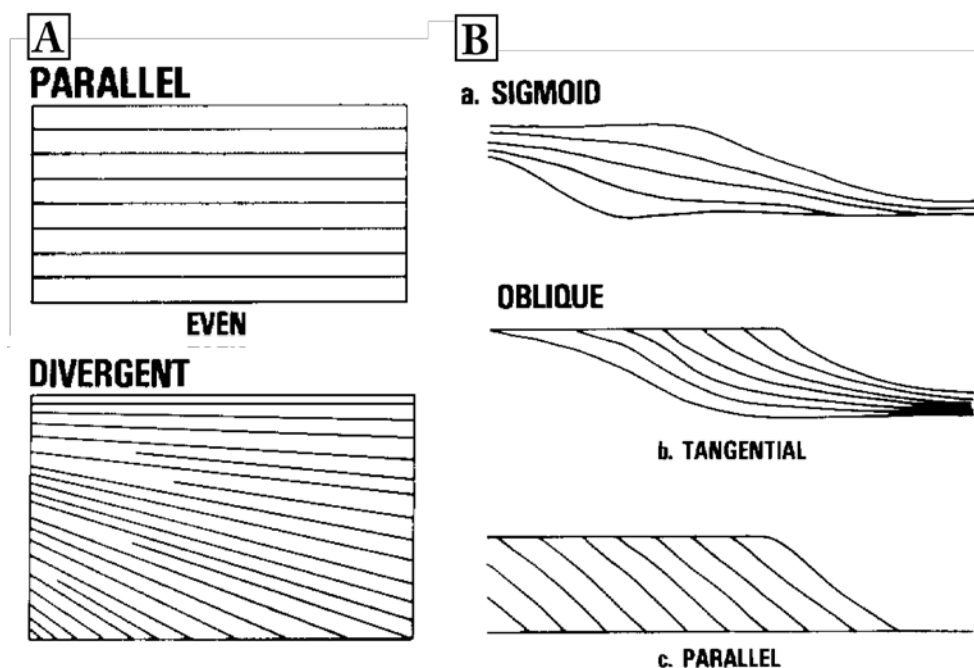


Figure II-22: Exemple de motifs de faciès sismiques d'après Mitchum *et al.* (1977). A: Réflexions sismiques parallèles et divergentes. B: Réflexions sismiques de cliniformes progradants.

(a) Le modèle conceptuel de stratigraphie séquentielle d'Exxon

Le modèle de dépôt est constitué d'une succession de trois cortèges sédimentaires (ou « systems tracts » ; Figure II-23). Lors d'un cycle complet de variations de niveau marin, 3 cortèges peuvent être observés et délimités par 3 principaux types de surfaces stratigraphiques (Vail *et al.*, 1977). Cet ensemble, ou séquence, a été proposée et décrite par Vail *et al.* (1977). Ce modèle est couramment appelé la « limace de Vail ».

(i) Définition des surfaces stratigraphiques :

- **La limite de séquence** marque une érosion liée à une chute du niveau marin relatif. Cette surface tronque les dépôts sous-jacents et se trouve à la base du prisme de bas niveau marin (« *Lowstand Systems Tract* ») construit lors de la baisse du niveau marin et le plus bas niveau marin relatif.
- **La surface de transgression** est la première surface d'inondation, elle correspond à une migration vers l'amont de la ligne de rivage. Elle se situe au dessus du cortège de bas niveau et marque la mise en place du cortège transgressif (« *Transgressive Systems Tract* »).
- **La surface d'inondation maximale** lorsque la transgression est à son maximum (passage de la rétrogradation à la progradation) et marque la base du prisme de haut niveau marin (« *Highbstand Systems Tract* »).

(ii) Les cortèges sédimentaires

Dans la définition d'EXXON, trois cortèges existent :

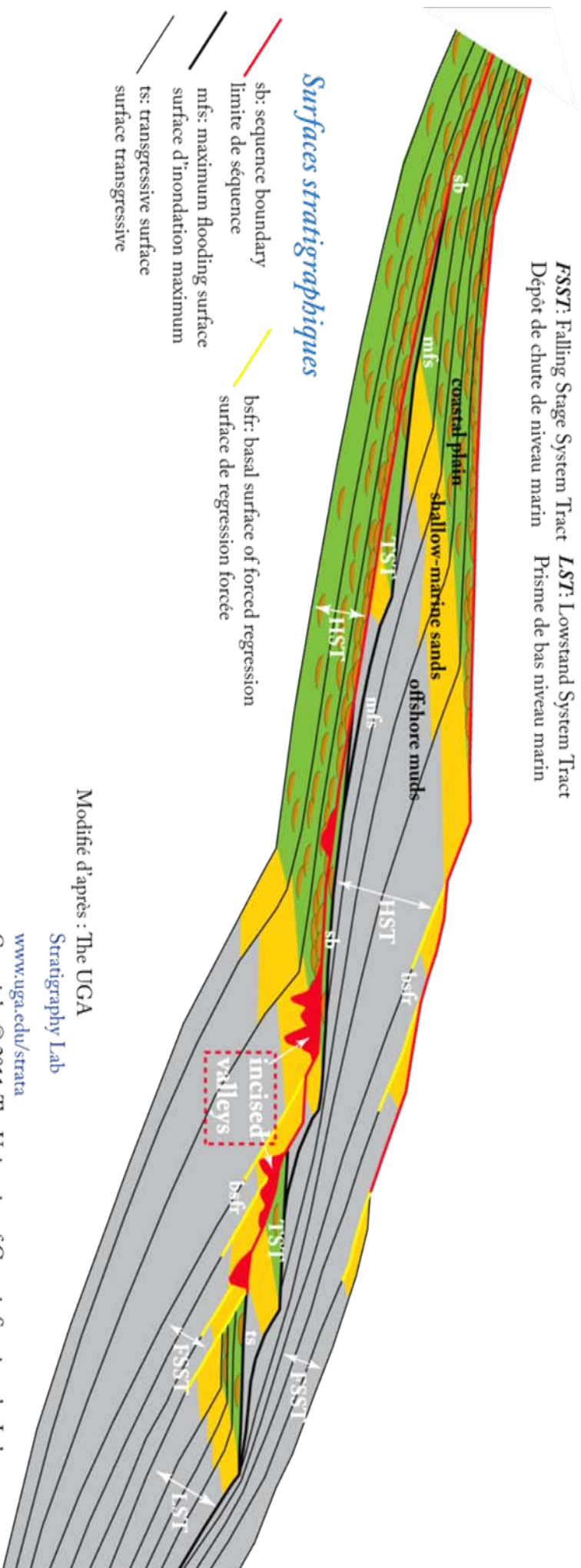
- Le « *Lowstand Systems tract* » (LST) comprend les dépôts formés durant la chute du niveau marin (basin floor fan) et de début de remontée (lowstand wedge). Il est limité à la base par la limite de séquence, et au sommet par la surface de transgression.
- Le « *Transgressive Systems Tract* » (TST) est l'intervalle compris entre la phase de début de transgression et le maximum de transgression. Il est délimité par la surface de transgression et la surface d'inondation maximum.
- Le « *Highbstand Systems Tract* » (HST) est le produit de la progradation lorsque le flux sédimentaire excède l'espace disponible. Il est délimité par la MFS et la limite de séquence du cycle suivant.

De nombreux auteurs (i.e. Hunt et Tucker, 1992) ont proposé par la suite de définir un quatrième cortège de dépôt :

- Le « *Falling Stage Systems Tract* » (FSST) correspond aux dépôts de régression forcée (régression liée à une chute du niveau marin relatif) qui constituaient la première phase du LST dans la définition originale. Il est délimité, pour la plupart des auteurs, par une surface basale de régression forcée, et au sommet par la limite de séquence.

Cortèges de dépôt

- HST:** Highstrand System Tract
Prisme de haut niveau marin
- TST:** Transgressive System Tract
Dépôt de transgression
- FSSST:** Falling Stage System Tract
Dépôt de chute de niveau marin
- LST:** Lowstrand System Tract
Prisme de bas niveau marin



(b) Les surfaces sismiques analysées dans cette thèse

Comme mentionné précédemment, les surfaces sismiques utilisées et analysées dans cette thèse sont des surfaces d'érosion reflétant les périodes de chute de niveau marin. Ces surfaces vont permettre dans les chapitres I et II des résultats de mettre en évidence le rôle des grandes variations de niveau marin notamment l'impact des maximums glaciaires des cycles de 100 ka. Afin de comprendre l'impact des variations à plus haute fréquence (chapitre III), telles que les événements de Heinrich, sur l'architecture des canyons sous-marins, il est nécessaire d'utiliser également les surfaces d'inondation. Le forage Promess montre que celles-ci correspondent, en haut de pente, à des niveaux condensés plus sableux (Sierro *et al.*, 2009). Ces surfaces bien visibles en sismique dans le remplissage de la tête du canyon fournissent, en particulier pour le dernier cycle glaciaire, une chronologie détaillée, complémentaire des surfaces d'érosion visibles surtout sur le plateau et son rebord.

Résumé du Chapitre II :

- Les deux sites d'études de ce travail de thèse ont une histoire commune et de nombreux points communs (ex : surface d'érosion messinienne, remplissage Plio-Quaternaire important, canyons incisant toute la largeur de la marge...),
- Différents types de *résolution sismique* permettant la mise en évidence d'objets géologiques ou de systèmes différents,
- Des *contraintes temporelles* variées allant de l'époque Pliocène aux détails du dernier cycle glaciaire

Bibliographie

- Aloïsi, J.-C., Millot, C., Monaco, A., and Pauc, H., 1979. Dynamique des suspensions et mécanismes sédimentogénétiques sur le plateau continental du Golfe du Lion: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris Serie D, v. 289, p. 879-882.
- Ambblas, D., Canals, M., Lastras, G., Berné, S., and Loubrieu, B., 2004. Imaging the Seascapes: Oceanography, v. 17, no. 4, p. 144.
- Ambblas, D., Canals, M., Urgeles, R., Lastras, G., Liqueste, C., Hughes-Clarkes, J. E., Casamor, J. L., and Calafat, A. M., 2006. Morphogenetic mesoscale analysis of the northeastern Iberian margin, NW Mediterranean Basin: Marine Geology, v. 234, p. 3-20.
- Ambblas, D., Gerber, T. P., Canals, M., Pratson, L. F., Urgeles, R., Lastras, G., and Calafat, A. M., 2011. Transient erosion in the Valencia Trough turbidite systems, NW Mediterranean Basin: Geomorphology, v. 130, p. 173-184.
- Ambblas, D., Gerber, T. P., De Mol, B., Urgeles, R., Garcia-Castellanos, D., Canals, M., Pratson, L. F., Robb, N., and Canning, J. C., 2012. Survival of a submarine canyon during long-term outbuilding of a continental margin: Geology, v. 40, no. 6, p. 543-546.
- Bailey, H. W., Gallagher, L., and Woodhouse, B., 2008. Biostratigraphy of the Well Fornax-1, Offshore Spain, 12 pp. Unpublished biostratigraphic report.
- Bassetti, M. A., Berné, S., Jouet, G., Taviani, M., Dennielou, B., Flores, J. A., Gaillot, A., Gelfort, R., Lafuerza, S., and Sultan, N., 2008. The 100-ka and rapid sea level changes recorded by prograding shelf sand bodies in the Gulf of Lions (western Mediterranean Sea): Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 9, no. 11.
- Bassetti, M. A., Jouet, G., Dufois, F., Berné, 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, v. 234, no. 1-4, p. 93-109.
- Baztan, J., 2004. Formation et évolution des canyons sous-marins du Golfe du Lion: relation avec les cycles glacio-eustatiques [PhD: Université de Bretagne occidentale, 446 p.
- Baztan, J., Berné, S., Olivet, J. L., Rabineau, M., Aslanian, D., Gaudin, M., Réhault, J. P., and Canals, M., 2005. Axial incision: The key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion): Marine and Petroleum Geology, v. 22, no. 6-7, p. 805-826.
- Berné, S., Bassetti, M. A., and party, S. s., 2006. PROMESS1 - PROfiles across Mediterranean Sedimentary Systems. Part1. Final Report
- Berné, S., Carré, B., Loubrieu, B., Mazé, J. P., Morvan, L., and Normand, A., 2004a. Carte morpho-bathymétrique du Golfe du Lion au 1/250000: Ifremer, scale Berne.
- Berne, S., Lericolais, G., Marsset, T., Bourillet, J. F., and De Batist, M., 1998. Erosional offshore sand ridges and lowstand shorefaces: examples from tide- and wave-dominated environments of France: Journal of Sedimentary Research, v. 68, no. 4.
- Berné, S., Loubrieu, B., and Equipe Calmar, 1999. Canyons et processus sédimentaires récents sur la marge occidentale du golfe du Lion. Premiers résultats de la campagne *Calmar*: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, v. 328, p. 471-477.

- Berné, S., Rabineau, M., Flores, J. A., and Sierro, F. J., 2004b. The impact of Quaternary global changes on strata formation. Exploration of the shelf edge in the Northwest Mediterranean sea: *Oceanography*, v. 17, no. 4.
- Berné, S., Satra, C., Aloisi, J., Baztan, J., Dennielou, B., Droz, L., Dos Reis, A., Lofi, J., Méar, Y., and Rabineau, M., 2002. Carte morpho-bathymétrique du Golfe du Lion, notice explicative: Ifremer, Brest, p. 48.
- Bertoni, C., and Cartwright, J. A., 2005. 3D seismic analysis of slope-confined canyons from the Plio-Pleistocene of the Ebro Continental Margin (WesternMediterranean): *Basin Research*, v. 17, p. 43-62.
- Canals, M., Puig, P., de Madron, X. D., Heussner, S., Palanques, A., and Fabres, J., 2006. Flushing submarine canyons: *Nature*, v. 444, no. 7117, p. 354-357.
- Clauzon, G., 1989. Un exemple de régularisation accélérée de côte à rias: le littoral méditerranéen français du Pliocène inférieur: *Bull. Centre Géomorphologie Caen*, v. 36, p. 239-242.
- Drissi, N., 2010. Détection Des Horizons Et Des Discontinuités Et Fusion D'attributs Dans Les Images Sismiques.
- Droz, L., and Bellaiche, G., 1985. Rhone deep-sea fan: morphostructure and growth pattern: *AAPG bulletin*, v. 69, no. 3, p. 460-479.
- Durrieu de Madron, X., 1992. Transport de la matière particulaire en suspension sur les marges continentales du Golfe du Lion (Méditerranée Occidentale), du Bassin des Sporades (Méditerranée Orientale) et du Golfe de Gascogne (Atlantique Nord-Est): Institut de géologie.
- Estournel, C., Durrieu de Madron, X., Marsaleix, P., Auclair, F., Julliand, C., and Vehil, R., 2003. Observation and modeling of the winter coastal oceanic circulation in the Gulf of Lion under wind conditions influenced by the continental orography (FETCH experiment): *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, v. 108, no. C3.
- Evans, G., and Arche, A., 2002. The flux of siliciclastic sediment from the Iberian Peninsula, with particular reference to the Ebro: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 191, no. 1, p. 199-208.
- Faccenna, C., Becker, T. W., Lucente, F. P., Jolivet, L., and Rossetti, F., 2001. History of subduction and back arc extension in the Central Mediterranean: *Geophysical Journal International*, v. 145, no. 3, p. 809-820.
- Field, M., E., and Gardner, J. V., 1990. Pliocene-Pleistocene growth of the rio Ebro margin, northeast Spain: A prograding-slope model: *Geological Society of American Bulletin*, v. 102, p. 721-733.
- Frigola, J., Canals, M., Cacho, I., Moreno, A., Sierro, F. J., Flores, J. A., Berné, S., Jouet, G., Dennielou, B., Herrera, G., Pasqual, C., Grimalt, J. O., Galavazi, M., and Schneider, R., 2012. A 500 kyr record of global sea-level oscillations in the Gulf of Lion, Mediterranean Sea: new insights into MIS 3 sea-level variability: *Climate of the Past*, v. 8, no. 3, p. 1067-1077.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, R., and Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean: *Tectonics*, v. 19, no. 4, p. 740-761.
- Gaudin, M., Berné, S., Jouanneau, J. M., Palanques, A., Puig, P., Mulder, T., Cirac, P., Rabineau, M., and Imbert, P., 2006. Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea): *Marine Geology*, v. 234, no. 1-4, p. 111-128.

- Gervais, A., Mulder, T., Savoye, B., and Gonthier, E., 2006. Sediment distribution and evolution of sedimentary processes in a small sandy turbidite system (Golo system, Mediterranean Sea): implications for various geometries based on core framework: *Geo-marine Letters*, v. 26, p. 373 - 395.
- Gervais, A., Savoye, B., Piper, D. J., Mulder, T., Cremer, M., and Pichevin, L., 2004. Present morphology and depositional architecture of a sandy confined submarine system: the Golo turbidite system (eastern margin of Corsica): *Geological Society, London, Special Publications*, v. 222, no. 1, p. 59-89.
- 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*, v. 164, no. 3, p. 353-363.
- Got, H., and Aloisi, J., 1990. The Holocene sedimentation on the Gulf of Lions margin: a quantitative approach: *Continental Shelf Research*, v. 10, no. 9, p. 841-855.
- Gueguen, E., Doglioni, C., and Fernandez, M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean: *Tectonophysics*, v. 298, no. 1-3, p. 259-269.
- Hunt, D., and Tucker, M. E., 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall: *Sedimentary Geology*, v. 81, no. 1-2, p. 1-9.
- Ivanov, V., Shapiro, G., Huthnance, J., Aleynik, D., and Golovin, P., 2004. Cascades of dense water around the world ocean: *Progress in Oceanography*, v. 60, no. 1, p. 47-98.
- Jervey, M., 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression.
- Jouet, G., 2007. Enregistrements stratigraphiques des cycles climatiques et glacio-eustatiques du Quaternaire terminal. Modélisations de la marge continentale du Golfe du Lion: Université de Bretagne Occidentale.
- 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*, v. 234, no. 1-4, p. 21-42.
- Kertzus, V., and Kneller, B. C., 2009. Clinoforment quantification for assessing the effects of external forcing on continental margin development: *Basin Research*, v. 21, p. 738-758.
- Kneller, B., 2003. The influence of flow parameters on turbidite slope channel architecture: *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, no. 6-8, p. 901-910.
- Labaune, C., 2005. Architecture, genèse et évolution du littoral du Languedoc-Roussillon: Impact des facteurs physiques au cours du Quaternaire terminal: Perpignan.
- Le Pichon, X., Pautot, G., Auzende, J.-M., and Olivet, J.-L., 1971. La Méditerranée Occidentale depuis l'Oligocène: schéma d'évolution: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 13, no. 1, p. 145-152.
- Leroux, E., Rabineau, M., Aslanian, D., Granjeon, D., Droz, L., and Gorini, C., 2014. Stratigraphic simulations of the shelf of the Gulf of Lions: testing subsidence rates and ~~level~~ curves during the Pliocene and Quaternary: *Terra Nova*, v. 26, no. 3, p. 230-238.
- Lofi, J., 2002. La crise de salinité messinienne: conséquences directes et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du golfe du Lion [PhD: Université de Lille, 287 p.
- Lofi, J., Déverchère, J., Gaullier, V., Gillet, H., Gorini, C., Guennoc, P., Loncke, L., Maillard, A., Sage, F., and Thinon, I., 2009. Atlas of the "Messinian Salinity Crisis" seismic markers in the Mediterranean and Black Seas, *Société Géologique de France*, 1-72 p.

- Lofi, J., Rabineau, M., Gorini, C., Berné, S., Clauzon, G., De Clarens, P., Tadeu Dos Reis, A., 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*, v. 198, p. 289-317.
- Malinverno, A., and Ryan, W. B., 1986. Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere: *Tectonics*, v. 5, no. 2, p. 227-245.
- Millot, C., 1990. The gulf of Lions' hydrodynamics: *Continental Shelf Research*, v. 10, no. 9, p. 885-894.
- Mitchum, R., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 11. Glossary of Terms used in Seismic Stratigraphy: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation.
- Mitchum, R. M., Vail, P. R., and Thompson, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 6. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences, seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration, AAPG.
- Monaco, A., Courp, T., Heussner, S., Carbonne, J., Fowler, S., and Deniaux, B., 1990. Seasonality and composition of particulate fluxes during ECOMARGE—I, western Gulf of Lions: *Continental Shelf Research*, v. 10, no. 9, p. 959-987.
- Nelson, C. H., 1990. Estimated post-Messinian sediment supply and sedimentation rates on the Ebro continental margin, Spain: *Marine Geology*, v. 95, p. 395-418.
- Nelson, C. H., and Maldonado, A., 1990. Factors controlling late Cenozoic continental margin growth from the Ebro Delta to the western Mediterranean deep sea: *Marine Geology*, v. 95, no. 3-4, p. 419-440.
- Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Puig, P., Fabres, J., Guillén, 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*, v. 234, no. 1-4, p. 43-61.
- Pont, D., Simonnet, J.-P., and Walter, A., 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*, v. 54, no. 1, p. 1-18.
- Posamentier, H. W., and Vail, P. R., 1988. Sequences, systems tracts, and eustatic cycles: American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK
- Rabineau, M., 2001. Un modèle géométrique et stratigraphique des séquences de dépôts quaternaires sur la marge du Golfe du Lion: enregistrement des cycles climatiques de 100 000 ans: Université de Rennes1.
- Rabineau, M., Berné, 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*, v. 22, no. 6-7, p. 775-804.
- Rabineau, M., Leroux, E., Aslanian, D., Bache, F., Gorini, C., Moulin, M., Mollieux, S., Droz, L., Dos Reis, A. T., Rubino, J. L., Guillocheau, F., and Olivet, J. L., 2014. Quantifying subsidence and isostatic readjustment using sedimentary paleomarkers, example from the Gulf of Lion: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 388, p. 353-366.
- Rehault, J.-P., Boillot, G., and Mauffret, A., 1984. The western Mediterranean basin geological evolution: *Marine Geology*, v. 55, no. 3, p. 447-477.

- Ricou, L., Dercourt, J., Geysant, J., Grandjacquet, C., Lepvrier, C., and Biju-Duval, B., 1986. Geological constraints on the Alpine evolution of the Mediterranean Tethys: *Tectonophysics*, v. 123, no. 1, p. 83-122.
- Roca, E., Sans, M., Cabrera, L., and Marzo, M., 1999. Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean): *Tectonophysics*, v. 315, no. 1-4, p. 209-229.
- Rosenbaum, G., Lister, G. S., and Duboz, C., 2002. Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene: *Journal of the Virtual Explorer*, v. 8, p. 107-130.
- Sabat, F., Roca, E., Munoz, A., Verges, J., Santanach, P., Sans, M., Masana, E., Estevez, A., and Santisteban, C., 1997. Role of extension and compression in the evolution of the eastern margin of Iberia: the ESCI-Valencia Trough seismic profile: *Revista de la sociedad Geologica de Espana*, v. 8, no. 4, p. 431-448.
- Séranne, M., Benedicto, A., Labaum, P., Truffert, C., and Pascal, G., 1995. Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: Role of the Pyrenean orogeny: *Marine and Petroleum Geology*, v. 12, no. 8, p. 809-820.
- Séranne, M., 1999. The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview: special Publication-Geological Society of London, v. 156, p. 15-36.
- Sierro, F. J., Andersen, N., Bassetti, M. A., Berné, S., Canals, M., Curtis, J. H., Dennielou, B., Flores, J. A., Frigola, J., Gonzalez-Mora, B., Grimalt, J. O., Hodell, D. A., Jouet, G., Pérez-Folgado, M., and Schneider, R., 2009. Phase relationship between sea level and abrupt climate change: *Quaternary Science Reviews*, v. 28, no. 25-26, p. 2867-2881.
- Stoker, M. S., Pheasant, J. B., and Josenhans, H., 1997. *Seismic methods and interpretation*, Springer.
- Taner, M. T., Koehler, F., and Sheriff, R., 1979. Complex seismic trace analysis: *Geophysics*, v. 44, no. 6, p. 1041-1063.
- Tassy, A., 2012. Karsts côtiers et canyons sous-marins de la marge provençale au Cénozoïque: Contrôle géodynamique, eustatique, hydrologique et structural: Aix-Marseille Université.
- Tesson, M., Allen, G., and Ravenne, C., 1993. Late Pleistocene Shelf Perched Lowstand Wedges on the Rhône Continental Shelf: Sequence stratigraphy and facies associations, p. 181-196.
- 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): Université de Bretagne Occidentale.
- Tricart, P., Torelli, L., Argnani, A., Rekhiss, F., and Zitellini, N., 1994. Extensional collapse related to compressional uplift in the Alpine Chain off northern Tunisia (Central Mediterranean): *Tectonophysics*, v. 238, no. 1, p. 317-329.
- Urgeles, R., Camerlenghi, A., Garcia-Castellanos, D., De Mol, B., Garces, M., Verges, J., Haslam, I., and Hardman, M., 2011. New constraints on the Messinian sea level drawdown from 3D seismic data of the Ebro Margin, western Mediterranean: *Basin Research*, v. 23, no. 123-145.
- Vail, P., Colin, J., Du Chêne, 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*, v. 3, no. 7, p. 1301-1321.
- Vail, P. R., Mitchum, R. M., Todd, R. G., Widmier, J. M., Thompson, S., Sangree, J. B., Bub, J. N., and Hatelid, W. G., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: *Seismic stratigraphy-*

Applications to hydrocarbon exploration: American association of petroleum geologists, v. Memoir 26, p. 49-212.

Van Wagoner, J. C., 1991. High-frequency sequence stratigraphy and facies architecture of the Sego Sandstone in the Book Cliffs of western Colorado and eastern Utah.

Van Wagoner, J. C., Mitchum, R., Campion, K., and Rahmanian, V., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies.

Partie II

Les résultats

Chapitre III

“The role of fluvial connections in Plio-Quaternary development of submarine canyons revealed by 3D seismic data: the Ebro Margin, NW Mediterranean”

La deuxième partie de cette thèse va présenter les trois travaux principaux réalisés lors de ces trois dernières années. Les chapitres III et V commencent par une introduction pour replacer le cadre d'étude, et sont suivis d'un article. Les conclusions dérivées des articles sont présentées. Le chapitre IV n'a pas encore fait l'objet d'un article et est présenté dans un schéma classique (introduction, matériel et méthodes, résultats, discussion et conclusions). Ce chapitre sera, dans un futur proche, soumis pour publication. Il a été choisi d'organiser ces chapitres dans un ordre chronologique. Nous commencerons par l'étude des canyons sous-marins de la marge de l'Ebre pendant la période Plio-Quaternaire, suivie d'une analyse sur les derniers 5 grands cycles de 100 000 ans dans le Golfe du Lion et enfin une appréciation encore plus fine du remplissage de la tête du canyon Bourcart (Golfe du Lion) durant le dernier cycle glaciaire.

Chapitre III : “The role of fluvial connections in Plio-Quaternary development of submarine canyons revealed by 3D seismic data: the Ebro Margin, NW Mediterranean”

Ce travail a été mené dans le cadre d'une collaboration avec le Dr. Roger Urgelès du CSIC (Barcelone), co-encadrant de cette thèse, et fait l'objet d'un article soumis à *Quaternary Science Reviews*.

A. Introduction

Durant le Plio-Quaternaire, la Méditerranée a subi de fortes oscillations du niveau marin. Celles-ci ont permis le modelage des marges continentales notamment la marge de l'Ebre en Catalogne, le site d'étude pour cet article (Figure III-1). Grâce à une prospection pétrolière faite en 2002 (acquisition par Petroleum Geo-Services DGC Ltd et traitement par Veritas pour la compagnie British Gas), il a été possible d'avoir accès à une base de données de sismique 3D importante et aux données de forage FORNAX-1 foré en 2005. Les données chrono-stratigraphiques du forage donnent les étages géologiques du Pliocène au Pléistocène. Malheureusement, aucune analyse n'a été effectuée pour plus de précision sur le Quaternaire supérieur. Les reconstitutions de la morphologie de la marge de l'Ebre au cours du temps grâce à la 3D permettent une visualisation détaillée et précise de l'objet ayant joué un rôle prédominant dans le développement des canyons sous-marins: les connexions fluviales.

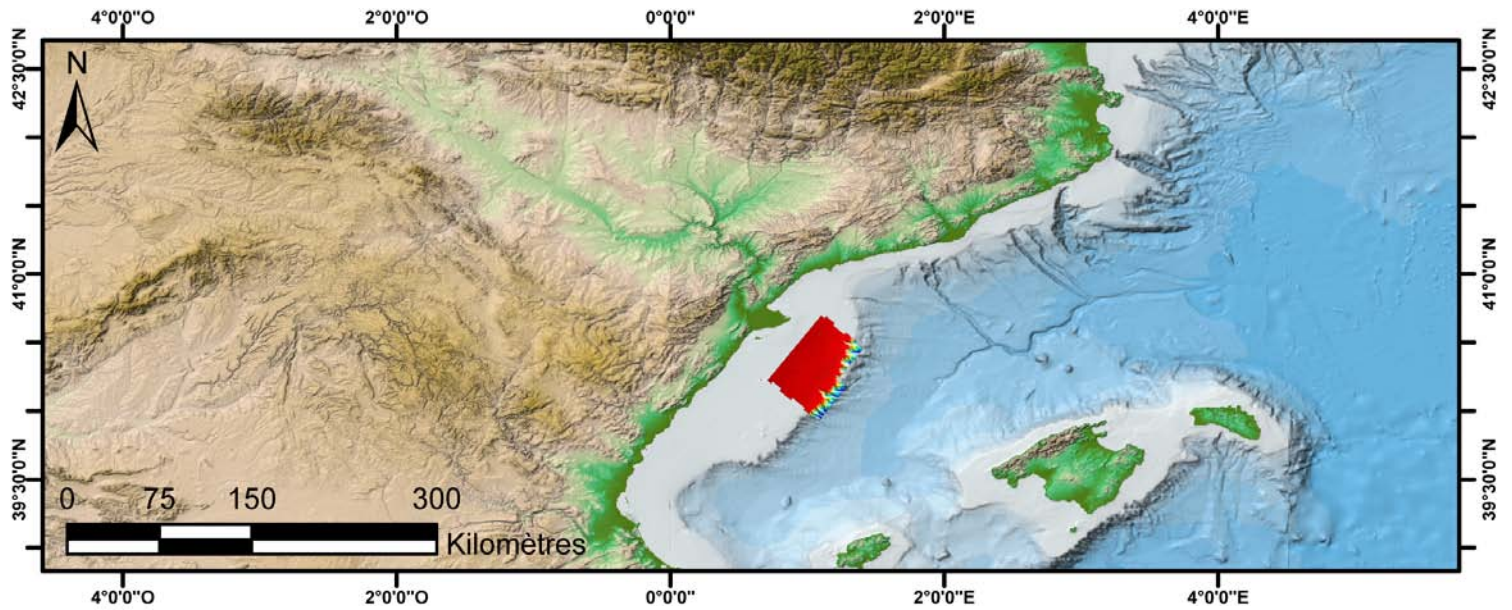


Figure III-1 : Carte morpho-bathymétrique de la marge de l'Ebre (Catalogne). La bathymétrie de la zone d'étude (rectangle rouge) a été extraite de la propagation d'une surface « fond marin » sous Kingdom Suite 8.8.

La maille très serrée du bloc sismique 3D (12,5×12,5 m) et les différents attributs générés ont permis de mettre en évidence les systèmes fluviaux anciens de l'Ebre ayant incisés le plateau. Bien que l'hypothèse du rôle majeur des connexions fluviales sur l'évolution des canyons ne soit pas nouvelle, aucune étude n'a jusqu'à présent cartographié et mis en valeur les traces laissées par les connexions grâce à la sismique 3D.

Urgelès et *al.*, en 2011, ayant travaillé également sur le bloc 3D de l'Ebre, démontraient déjà l'impact majeur de la chute drastique du niveau marin du Messinien. La marge était alors entaillée par un large réseau fluvial correspondant à l'Ebre (Figure III-2). Cameselle et *al.* (2014), ont mis en évidence ces mêmes connexions fluviales sur le plateau de l'Ebre bien avant le Messinien, au Miocène supérieur.

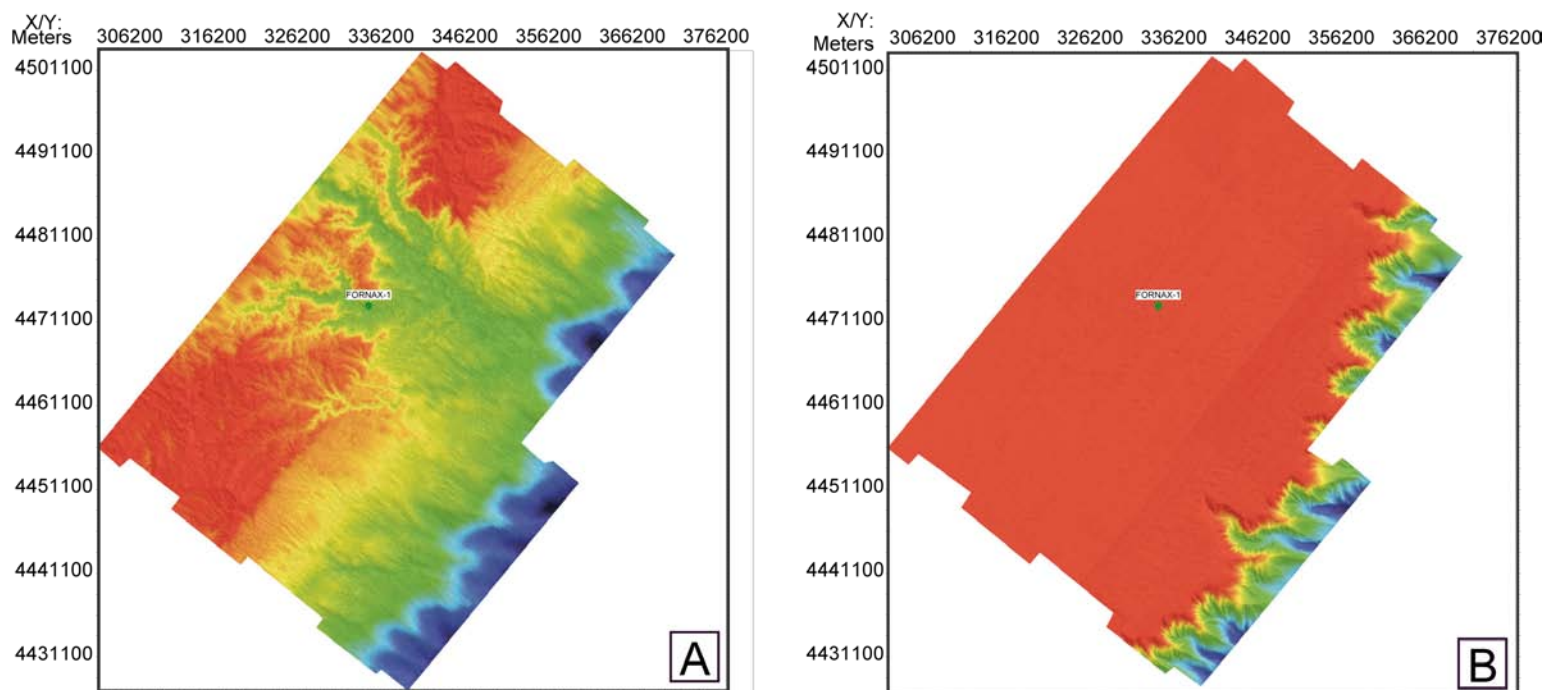


Figure III- 2 : Carte bathymétrique de la marge de l'Ebre au Messinien (A) et actuelle (B). La bathymétrie du Messinien a été générée grâce au pointé sur Kingdom Suite 8.8 par Urgelès et *al.*, 2011. Cette bathymétrie montre l'impact de la crise de salinité messinienne, ayant engendré une forte incision du plateau par l'Ebre. La bathymétrie actuelle ne présente pas de stigmate du Messinien.

Après une phase de sédimentation marine « normale », la marge de l'Ebre se restore et se remplit peu à peu durant le Pliocène inférieur (Nelson, 1990). La séquence recouvrant la surface d'érosion est donc une marge progradante (Alonso and Maldonado, 1990; Evans and Arche, 2002). Bertoni et Cartwright (2005) ont étudié la marge et les canyons de l'Ebre, au nord du delta actuel, pour la période Plio-Pléistocène. Les canyons de cette période présentent une alternance de phases de creusement puis de remplissage liée aux cycles eustatiques. Au Pliocène inférieur, la marge nord de l'Ebre ne présente que des canyons confinés sur la pente. La définition des canyons confinés chez ces auteurs et dans ce chapitre est celle de Twichell et Roberts (1982). Il s'agit d'incisions sous-marines localisées sur la pente et n'incisant jamais le plateau continental. Bertoni et Cartwright (2005) concluent également que les incisions présentes dans la séquence supérieure du Plio-Pléistocène ont les mêmes caractéristiques (extension linéaire et tête détachée du plateau) que ceux du Pliocène inférieur et sont donc des canyons confinés. En 2009, Kertznus et Kneller publient sur le même bloc 3D que cette étude. Ces auteurs, travaillant sur le développement de la marge au cours du Plio-Quaternaire, intègrent les canyons à leur analyse. L'évolution de la marge de l'Ebre reflète les changements climatiques (et eustatiques) importants subis entre le Pliocène et le Pléistocène. L'une de leurs observations est que la marge de l'Ebre, même incisée sur plusieurs kilomètres par les canyons,

ne présente aucune trace de système fluvial sur le plateau continental. Les canyons de la marge de l'Ebre se seraient donc formés et auraient évolué uniquement par érosion régressive et glissements tout au long du Plio-Quaternaire.

Mais des canyons entaillant le plateau sur des kilomètres peuvent-ils n'être générés que par des déstabilisations de la pente ?

L'objectif de ce chapitre est donc de mieux comprendre la formation et l'évolution des canyons sous-marins depuis le Messinien sur la marge de l'Ebre grâce à la sismique 3D et aux nombreuses possibilités d'analyse qui en découlent (analyse sur différents attributs).

Examiner en profondeur l'hypothèse des connexions fluviales de l'Ebre au Plio-Quaternaire avec les canyons va de paire avec une compréhension de l'impact des variations du climat et du niveau marin sur les mécanismes générant/alimentant les canyons. Le passage de cycles de 41 à 100 ka (appelé la « Mid Pleistocene Transition » (MPT) ; Clark *et al.*, 2006), l'augmentation de l'érosion et du transport des sédiments ou les différences d'amplitudes d'oscillations du niveau marin entre le Pliocène et le Pléistocène, quels sont les impacts de ces variations sur l'évolution des canyons sous-marins ?

Le principal travail de cette étude a été la propagation d'horizons du Pliocène au Quaternaire (Figure III-3). Les surfaces ont été sélectionnées sur 2 critères : (a) leur caractéristique érosive pour pointer des limites de séquence (propices à la formation des canyons, Amblas *et al.*, 2012; Posamentier and Vail, 1988), et (b) le choix d'un éventail de surfaces à valeur chronos-stratigraphique, datées sur le forage FORNAX-1 et propagées dans toute la boîte 3D. Leur topographie, générée via le logiciel *Kingdom Suite SMT 8.8*, a ensuite été comparée à travers le temps pour comprendre l'évolution de la marge et de ces canyons sous-marins. Pour faire ressortir différents caractères ou faciès d'une surface, différents attributs (chapitre II) ont été utilisés. Ainsi, les cartes d'amplitude ont permis de révéler les traces d'anciens fleuves sur le plateau, caractérisées par de fortes amplitudes, et les cartes de similarité ont permis de faire ressortir les faciès chaotiques des canyons sur le plateau. Il est donc possible en couplant ces différents caractères pour une même surface de connecter un fleuve à un canyon incisant le plateau. Le couplage sismique 3D et chronologie d'événements climatiques de grandes ampleurs permet de comprendre la genèse et le maintien des incisions/canyons et l'impact des variations climatiques et eustatiques sur ces topographies.

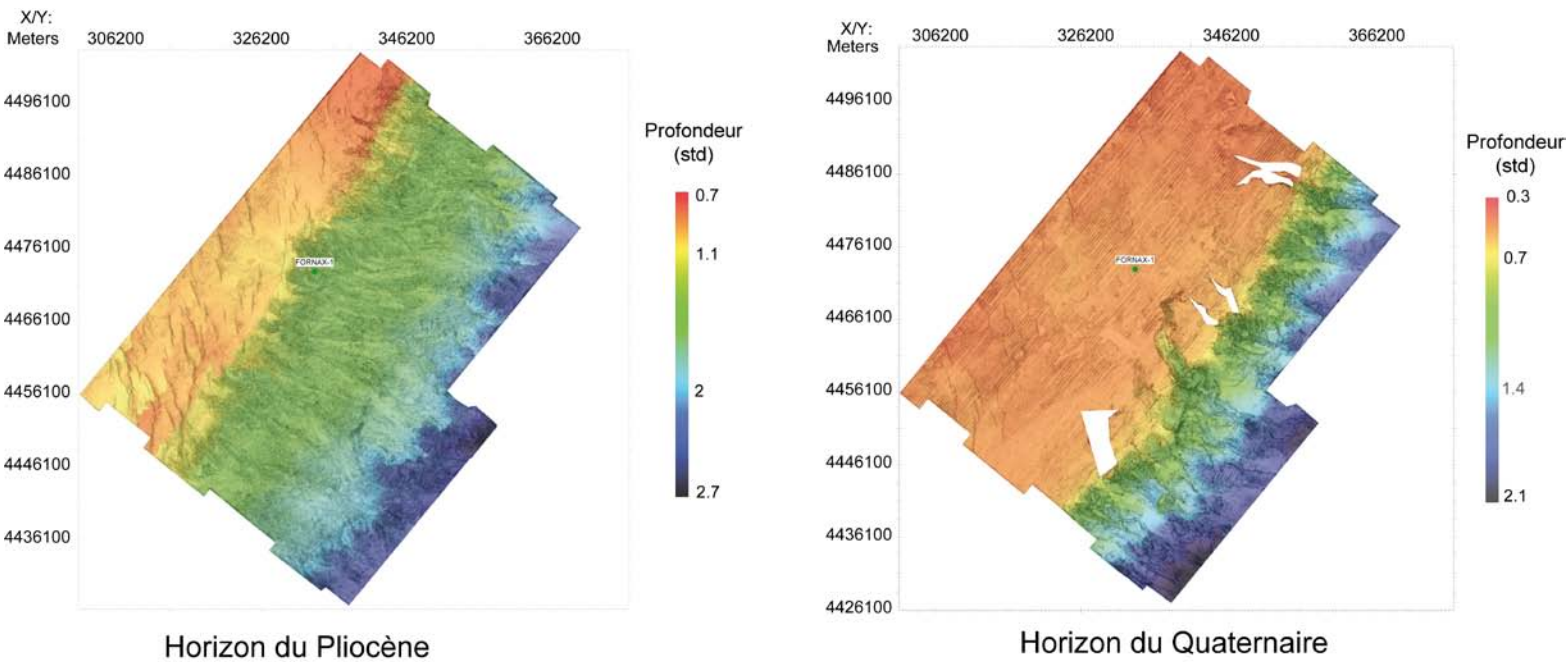


Figure III-3 : Comparaison entre un horizon du Pliocène et un horizon du Quaternaire (après MPT). Nous pouvons constater la progradation de la marge et un changement dans la morphologie des incisions. La marge du Quaternaire se voit entaillée sur plusieurs kilomètres par un canyon (pointu et étroit). Celui-ci se connecte directement à une forme méandrique incisant légèrement le plateau et ayant une signature à forte amplitude: un système fluvial. Les incisions de la marge du Quaternaire présentent également des interfluves marquées.

B. Article 1

Influence of the Mid-Pleistocene Transition on the development of submarine canyons on the Ebro Margin, NW Mediterranean: the role of fluvial connection

M. A. Mauffrey¹, Roger Urgeles², S. Berné¹, J. Canning³

¹CEFREM, Université de Perpignan, Perpignan, France

²Institut de Ciències del Mar (CSIC), Barcelona, Catalonia, Spain

³British Gas Exploration and Production Limited Reading, United Kingdom

1. Abstract

After the Messinian Salinity Crisis (MSC), the Ebro Margin, like other Mediterranean deltaic margins, rebuilt through progradation and increasingly significant aggradation. The Plio-Quaternary transition from a ramp-like system to a “new” margin with large-scale clinofolds is a unique opportunity to understand the processes that govern canyon initiation and evolution. We used a 3D seismic data set located from the outer shelf-upper slope of the Ebro margin. We tied major bounding surfaces to chrono-stratigraphic

constraints from borehole data or, for the most recent interval, by inferring averaged accumulation rates. The major seismic surfaces are sequence boundaries, some of which are tied to major climatic events. Along these surfaces, seismic attributes were utilized in order to characterize the fluvial/canyon connection, viewed as one of the key factors in canyon development. The first appearance of “proto-canyons” (dense networks of channels and gullies 50-100 m deep and 1-2 km wide) is dated to the late Zanclean. They were initiated at the shelf edge, probably as a result of mass wasting. Their size increased progressively throughout the Pliocene and early Quaternary, in relation to the increase of clinof orm heights. “True canyons” (with distinct interfluves, more than 200 m deep and 3-4 km wide) appeared during the Mid-Pleistocene Transition (MPT, 1250-700 ka BP). The first evidence of direct connection between canyon heads and fluvial systems is observed during Marine Isotope Stage 22, one of the most pronounced glacial stages in the entire Quaternary. Similar connections also existed during MIS 16 and MIS 12 (at least), which are also stages of pronounced low sea level. Fluvial incision is not visible on the outer shelf at the resolution of our seismic data, but sinuous fluvial systems are very well imaged through amplitude and coherency attributes. Direct connection of fluvial systems during and after MIS 22 also favored the retrogressive erosion of canyons and the formation of transgressive wedges during phases of early deglaciation, which correspond here to periods of climatically-controlled increased fluxes of water and sediment.

2. Introduction

The role of submarine canyons in the transfer of sediment from continental to deep-sea domains has long been a subject of debate and is still not entirely understood. At present, there are several conceptual models for the development of these major features that incise continental shelves around the globe. The main genetic and evolutionary mechanism has long been recognized to be erosion by turbidity currents on the slope (Shepard, 1936, 1981). Twichell and Roberts (1982) and Farre *et al.* (1983) also presented a scenario of canyon development including different stages, with an early stage initiated by slope failure, with the canyon head later reaching the shelf break by retrogressive erosion (bottom-up erosion). The “mature” stage in canyon development corresponds to the capture of a sediment source on the continental shelf and the inception of coarse-grained turbidity currents. These currents would act as a major erosive agent for the subsequent canyon evolution (top-down erosion) (Farre *et al.*, 1983; Pratson *et al.*, 1994). Storms and dense shelf water cascading may also have a role in the top-down evolution of submarine canyons (Palanques *et al.*, 2006), especially during

periods of high sea level when most canyons are disconnected from their sources (Gaudin *et al.*, 2006). Additional parameters that are known to have an impact on canyon morphology, particularly on inter-canyon spacing, are slope gradient (Twichell and Roberts, 1982) and sediment strength (Orange *et al.*, 1994).

Two types of canyons can be recognized. *Slope-confined canyons* are inferred to originate from slope failure and retrogressive erosion, without reaching and incising the continental shelf (Bertoni and Cartwright, 2005). On the contrary, *shelf-incising canyons* can be traced up to the shelf edge, and sometimes cut across the shelf for large distances. They are supposedly related, updip, to fluvial systems (Twichell and Roberts, 1982). The amplification of the magnitude of sea-level changes during the Pliocene and the Quaternary favored the entrenchment of streams on emerged shelves and their connection with canyon heads. These streams fed abundant turbidity currents (Harris and Whiteway, 2011), sometimes at the origin of an axial incision of the canyons (Baztan *et al.*, 2005). These authors showed that such axial incision has a major role in canyon architecture, as it favors abundant mass wasting of the canyon walls, therefore shaping the canyon valley (Sultan *et al.*, 2007). The idea that canyons were initiated by sediment flows from the upper slope and headward erosion in association with sea-level variations was further developed by Pratson and Coakley (1996). In the case of the Ebro margin, Kertznus and Kneller (2009), who worked on the same data set as used in this study, highlighted the influence of sea-level variations and the impact of the change in the earth's climatic regime that took place during the passage from the Pliocene to the Pleistocene. These authors, however, minimized the direct impact of fluvial systems on canyon evolution because they did not observe shelf-crossing incised valleys connected to any slope canyon during the Plio-Quaternary, and they concluded that the canyons evolved primarily from mass wasting during the Plio-Quaternary. This led them to “*question the widely accepted mechanisms of sediment redistribution across continental margins and the classic sequence stratigraphic model for margin development*”.

Along with the genetic mechanisms at the origin of submarine canyons, the stage and timing of the development of these features on continental margins is not yet clearly understood. In the EXXON terminology, canyons are incised during phases of relative sea-level fall (during the lowstand fan component of the lowstand systems tract), whereas they are infilled during the phase of stabilization and early relative sea-level rise (the lowstand wedge component of the lowstand systems tract; Posamentier *et al.*, 1991). These authors propose that canyons may initiate during the lowstand fan, when sediment accumulation at the shelf

edge favors slope failure, which may evolve into retrogressive erosion and capture fluvial streams, whereas the canyon infill would be coeval with fluvial infill (during the lowstand wedge phase).

The Plio-Quaternary may be an interesting interval for testing such a hypothesis, because the magnitude of eustatic sea-level changes is higher and better known than for older geological intervals. The Mediterranean deltaic margins offer an additional interest, because the MSC was at the origin of erosion of the Miocene continental margins that rebuilt within about 5 million years. It is therefore possible to investigate the relationship between clinoform up-building and canyon initiation, and more specifically, the importance of fluvial connections with canyon heads at the position of the paleo-Ebro river/canyon system.

3. Geological background

(a) General background of the Ebro margin

The study area is located on the Ebro Continental Margin (ECM), to the northeast of the Iberian Peninsula, which is fed by the Ebro River, the largest river in the peninsula (Fig. 1). From Cantabria (NW of Spain), the river drains the Pyrenees to the north, the Catalan Coastal Ranges to the east and the Iberian Ranges to the SW. The sediment supply from the Ebro River led to the formation of a delta protruding by about 20 km into the western Mediterranean and an 80 km wide continental shelf.

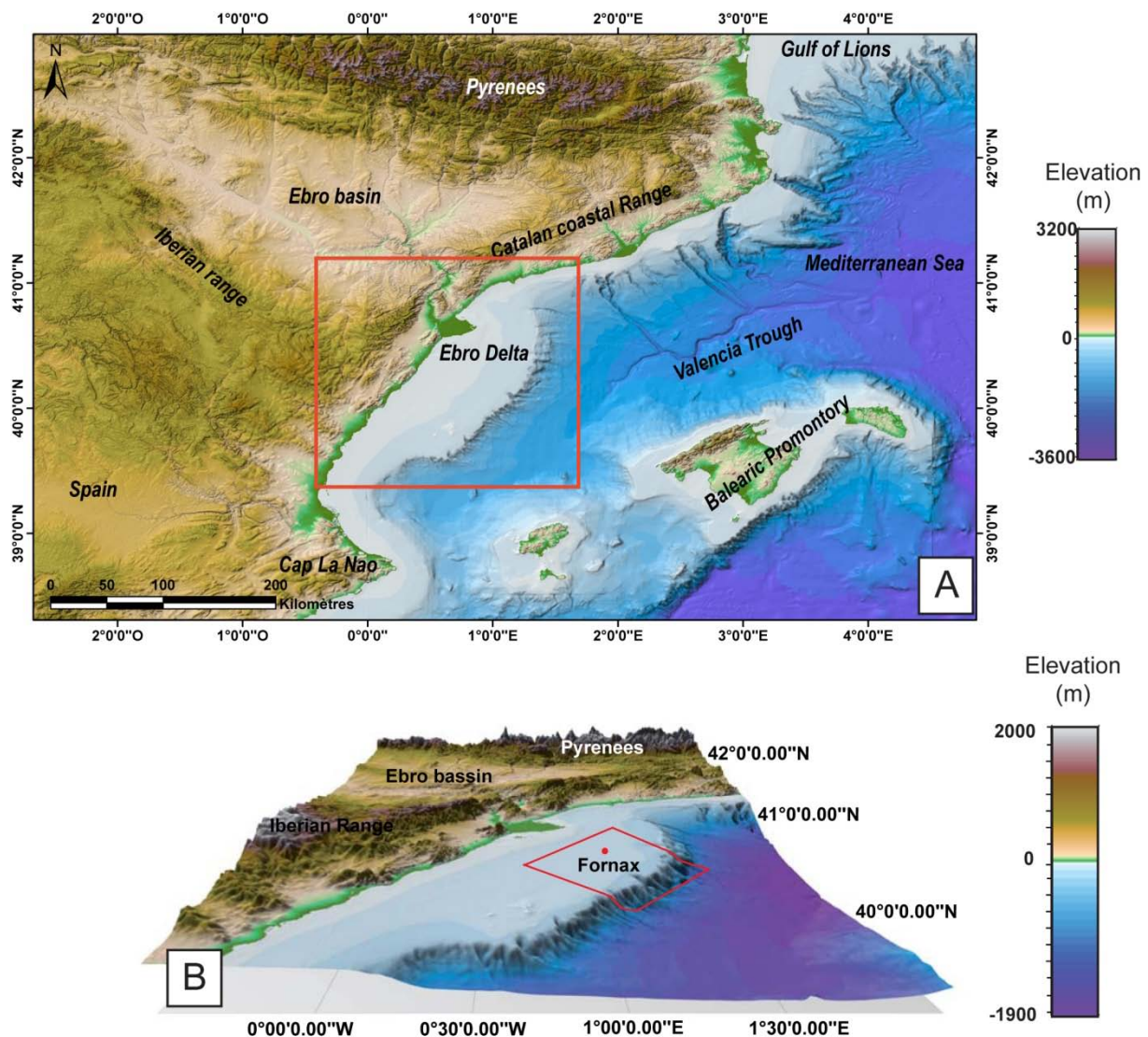


Figure 1: Location of the 3D seismic survey and of the Fornax well on the Ebro margin.

The ECM is part of the northwestern boundary of the Valencia Trough. This trough formed by back-arc crustal extension between the Balearic Promontory and the Iberian Peninsula in the Oligocene to Miocene period (Doglioni *et al.*, 1997; Gueguen *et al.*, 1998). This aborted rift was created during the propagation of the Chattian-Aquitainian rift. Then, the Ebro Margin developed, until the Middle Miocene, as an extensional fault domain with a horst and graben structure (Roca *et al.*, 1999; Sabat *et al.*, 1997). The Langhian marks the onset of post-rift sedimentation. It is expressed by a decrease in tectonic processes, an overfilling of the grabens and an increase in sediment transport to the Mediterranean margin, thus leading to the progradation of the margin (Evans and Arche, 2002), including the Ebro margin. Since the Middle Miocene, the ECM has undergone two main progradational periods (Evans & Arche, 2002; Bertoni and Cartwright, 2005), separated by a major

unconformity: the Messinian Erosion Surface (MES) (Camaselle *et al.*, 2014; Frey-Martinez *et al.*, 2004; Kertznus and Kneller, 2009; Stampfli and Hocker, 1989; Urgeles *et al.*, 2011). The latter is the result of the Messinian Salinity Crisis (MSC), which induced a sea-level drop of about 1500 m and exposed the continental margins of the entire Mediterranean Sea to intense erosion. The Messinian Erosional Surface displays, on the shelf and slope, meanders and terraces belonging to a large subaerial drainage network related to the Messinian Ebro River (Camaselle *et al.*, 2014; Urgeles *et al.*, 2011) (Fig. 2). After the MSC, marine sedimentation resumed, resulting in the deposition of a thick (up to 2 km) Plio-Quaternary prograding megasequence (Bertoni and Cartwright, 2005).

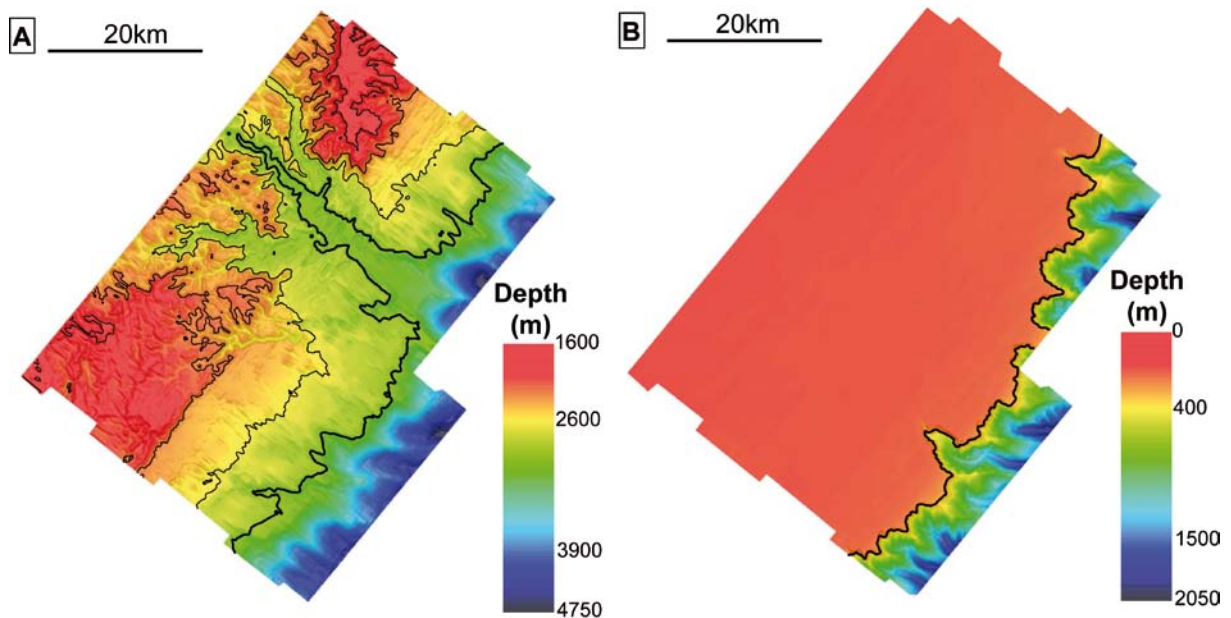


Figure 2: Depth maps of the Messinian Erosion Surface (MES from Urgeles *et al.*, 2011; A) and the modern seafloor (B) in the study area. The MES map is detailed with isobaths (every 350 m from 1900 to 3000 m) highlighting the Messinian Ebro River incising the shelf, whereas the modern seafloor map only displays the shelf break contour at 170 m.

The sediment dynamics of the present-day Ebro shelf are mainly characterized by turbid plumes from the Ebro River. These plumes are deflected southwards by the general geostrophic circulation (Arnau *et al.*, 2004), with velocities of ~ 10 cm/s (Font *et al.*, 1990), even with no wind effect (Fernandez-Novoa *et al.*, 2015). The intensity of near-bottom currents off the Ebro River mouth decreases by a factor of two when moving from the inner shelf to the shelf break (Palanques *et al.*, 2002), going from about 8 cm/s (at 12 m depth) to 15 cm/s (at 100 m depth). Cross-shelf current components (0.056 cm/s to 1.35 cm/s at

respectively 12 and 100 m depth) are weaker than the alongshore ones (from 0.8 cm/s to 10 cm/s at respectively 12 and 100 m depth; Palanques *et al.*, 2002). Alonso *et al.* (1990) indicate that the present-day Ebro slope system records hemipelagic sedimentation, and instrumented moorings show that contemporary sediment transport in submarine canyons of the southern Ebro margin is relatively small, current velocities are weak and suspended sediment concentration is low (Micallef *et al.*, 2014). A series of CTD profiles suggests that sediment on the Ebro shelf is transported to the south alongshelf and is only exported to the slope where the margin changes orientation in the Cap La Nao promontory (Ribó *et al.*, 2013). Along the continental slope, the current is also southward (Font *et al.*, 1990).

(b) Sea level changes during the Plio-Quaternary

During the Plio-Quaternary, the Ebro Margin and its catchment area have been subject to significant sea-level variations related to drastic changes in the earth's climate. These variations are important in the process of margin construction as they induce periods of shelfal emersion and continental denudation and strongly act on the architecture of the margin and sediment dispersal patterns (Amblas *et al.*, 2006; Lofi and Berné, 2008).

The Pliocene (5.33 to 2.58 Ma) is a relatively warm period with sea level 10 to 20 m higher than at present (Ravelo *et al.*, 2004). The earth's climate during the Pliocene and early Quaternary was ruled by the obliquity of the earth's axis (Raymo and Nisancioglu, 2003), which involved 41 kyr climatic cycles characterized by relatively low-amplitude sea-level variations. The initiation of the Northern Hemisphere Glaciation (NHG) between 3.6 and 2.4 Ma involved an increase in the magnitude of glacial cycles due to a rise in the overall ice volume in the Northern Hemisphere (Mudelsee and Raymo, 2005).

The shift to 100 kyr-climatic cycles controlled by variations in the eccentricity of the earth's orbit (Bol'shakov, 2014; Raymo and Nisancioglu, 2003) occurred between ~1.2 Ma and ~0.7 Ma (Clark *et al.*, 2006; Miller *et al.*, 2005). This Mid-Pleistocene Transition (MPT) (Mudelsee and Schulz, 1997) led to an increase in the amplitude of glacial cycles (Clark *et al.*, 2006) and accentuated sea-level oscillations (Zachos *et al.*, 2001; Miller *et al.*, 2005). These sea-level oscillations reached values of -120 m, allowing fluvial systems to reach the shelf edge during the coldest periods.

Zhang *et al.* (2001) proposed that the NHG involved the passage from a relatively stable climate to a more variable one, which did not leave time for landforms to find equilibrium, and hence resulted in enhanced erosion compared to the Pliocene. As a result,

the delivery of sediment to continental margins was 2 to 10 times higher than that of the Pliocene (*ibid*). These sediments could readily be transported by fluvial systems to the upper slope during lowstands.

4. *Methods*

(a) Seismic data and methods

This study is based on a 3D seismic reflection survey and borehole data from the FORNAX-1 well located on the Ebro margin, about 30 km off the Catalan coast (Fig. 1). The seismic survey was acquired by Petroleum Geo-Services DGC Ltd and processed by Veritas for BG Group in 2002. The 3D seismic survey is about 2600 km² with 62 km long inlines, parallel to the margin strike and 47 km long crosslines. Processing by Veritas DGC Ltd included Radon Demultiple with 200-ms AGC wrap, a Zero Phase conversion filter and fold normalization. Data was binned at 12.5x12.5 m and subsampled to a resolution of 25x25 m. The vertical resolution in the Plio-Quaternary interval is 10 to 15 m. Seismic data are SEG normal polarity. The interpreted horizons consist of erosional surfaces and their correlative conformities. They are sequence boundaries in the sense of Exxon (Posamentier and Vail, 1988; Vail *et al.*, 1984), resulting from the diminution of coastal accommodation. In the Plio-Quaternary, which is dominated by glacio-eustatism, sequence boundaries generally correspond to erosion surfaces formed during forced regressions and are chronologically equivalent to glacial maxima.

Horizons were propagated along the 3D seismic bloc using IHS Kingdom Suite 8.8, using a combination of manual and automatic picks on the reflectors' peak amplitude (Fig. 3).

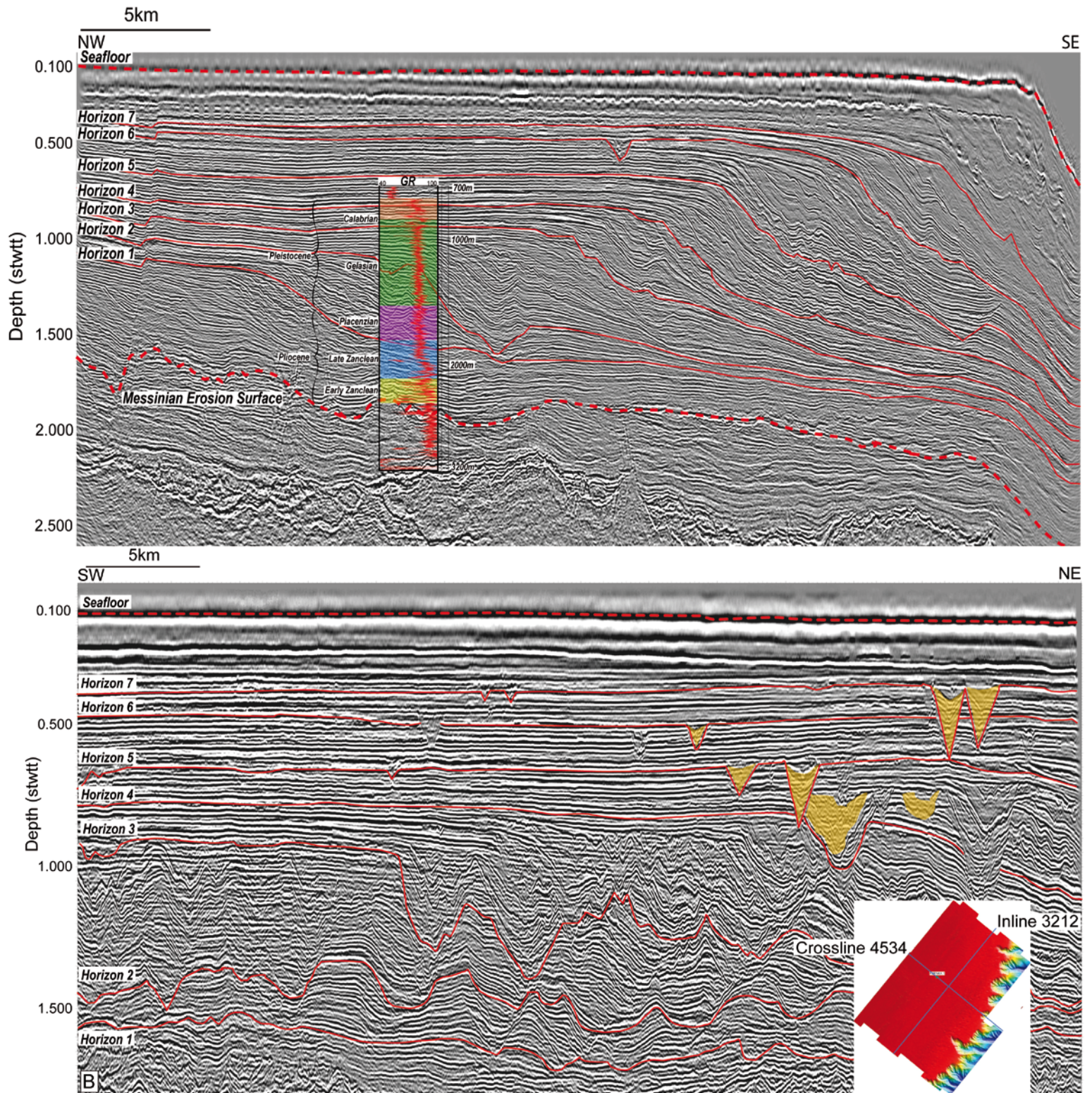


Figure 3: Overall architecture of the Plio-Quaternary megasequence and location of the studied horizons on crossline 4534 (A) and inline 3212 (B) from the Ebro Delta 3D seismic survey. Crossline (A) presents the Fornax bio-stratigraphic information (Bailey *et al.*, 2008) together with the gamma-ray log. Inline (B) highlights chaotic infill (yellow shades) in V-shaped incisions (submarine canyons) near the shelf edge, which occur mainly above Horizon 4. Inset in (B) shows the location of both profiles.

From these horizons, amplitude, similarity and isochore maps were computed to highlight the morphology, relief and architecture of the Ebro margin, enabling comparison through time. We used amplitude maps to explore fluvial coherent features on the shelf, while the chaotic infill associated with canyons is better highlighted by the central steering similarity attribute. The similarity attribute was generated using OpendTect 5.0.0 software and then loaded into Kingdom Suite 8.8. This last attribute was computed with a “steering” option, enabling us to follow the local dip for a more appropriate comparison between traces. Finally, in order to understand sediment dispersal patterns through time, isochore maps were computed between horizons. Horizon maps reflect the paleo-bathymetry (uncorrected from subsidence) and are presented in combination with similarity and amplitude data in gray shading. The stratigraphic patterns are investigated using the basic principles of seismic stratigraphy of Mitchum *et al.* (1977).

Horizon maps, originally created in time, were converted to depth (meters) using the time-to-depth conversion function used by Urgeles *et al.* (2011) for the same area:

$$D=1135.13T^{1.3643}$$

with D as the final depth in meters below the seafloor and T as the initial two-way travel time in seconds below the seafloor.

The values of accumulation rates in this paper are decompacted in order to account for the highly non-linear porosity profile near the seabed surface. To this end we derived a compression index and initial void ratio from the Fornax-1 well porosity data and a stress-depth relationship from density data along the Fornax-1 well, in both cases assuming fully hydrostatic conditions. These sedimentation rates are expressed in $\text{kg m}^{-2} \text{yr}^{-1}$, i.e. mass of sediment per square meter per year. The decompaction process involves determining the mean void ratio of each layer by integrating the void ratio over the depth range of the layer and dividing by the layer thickness. With the mean void ratio, it is then possible to derive the reduced thickness (apparent thickness of the solid material) and the mass of solid material in each layer.

(b) Time constraints

The terminology of Plio-Quaternary stages and their ages are those of the Geological Time Scale 2015 (Cohen *et al.*, 2013). They are summarized in Table 1.

Table 1: Plio-Quaternary time scale 2015 from Cohen *et al.* (2013) allowing the establishment of time constraints in this study.

<i>Era</i>	<i>Period</i>	<i>Series/Epoch</i>	<i>Stage</i>	<i>Starting age (Ma)</i>
Cenozoic	Quaternary	Holocene		0.0117
		Pleistocene	Upper	0.126
			Middle	0.781
			Calabrian	1.8
			Gelasian	2.58
	Neogene	Pliocene	Piacenzian	3.6
			Zanclean	5.33

Horizons propagated throughout the entire 3D seismic survey are dated thanks to biostratigraphic information from cuttings of the Fornax-1 well (Bailey *et al.*, 2008) (Fig. 4) drilled in 2005 by BG Group. These data allow us to define the chrono-stratigraphic framework from the Messinian to the Calabrian. No information was recovered however from the upper 790 m of the well, corresponding to the middle and upper Pleistocene Stages. For this period, ages of individual horizons were estimated assuming constant averaged (over one Glacial cycle) accumulation rates between biostratigraphically constrained well information and “matched” to the isotope curves used as a proxy for sea-level changes (see below).

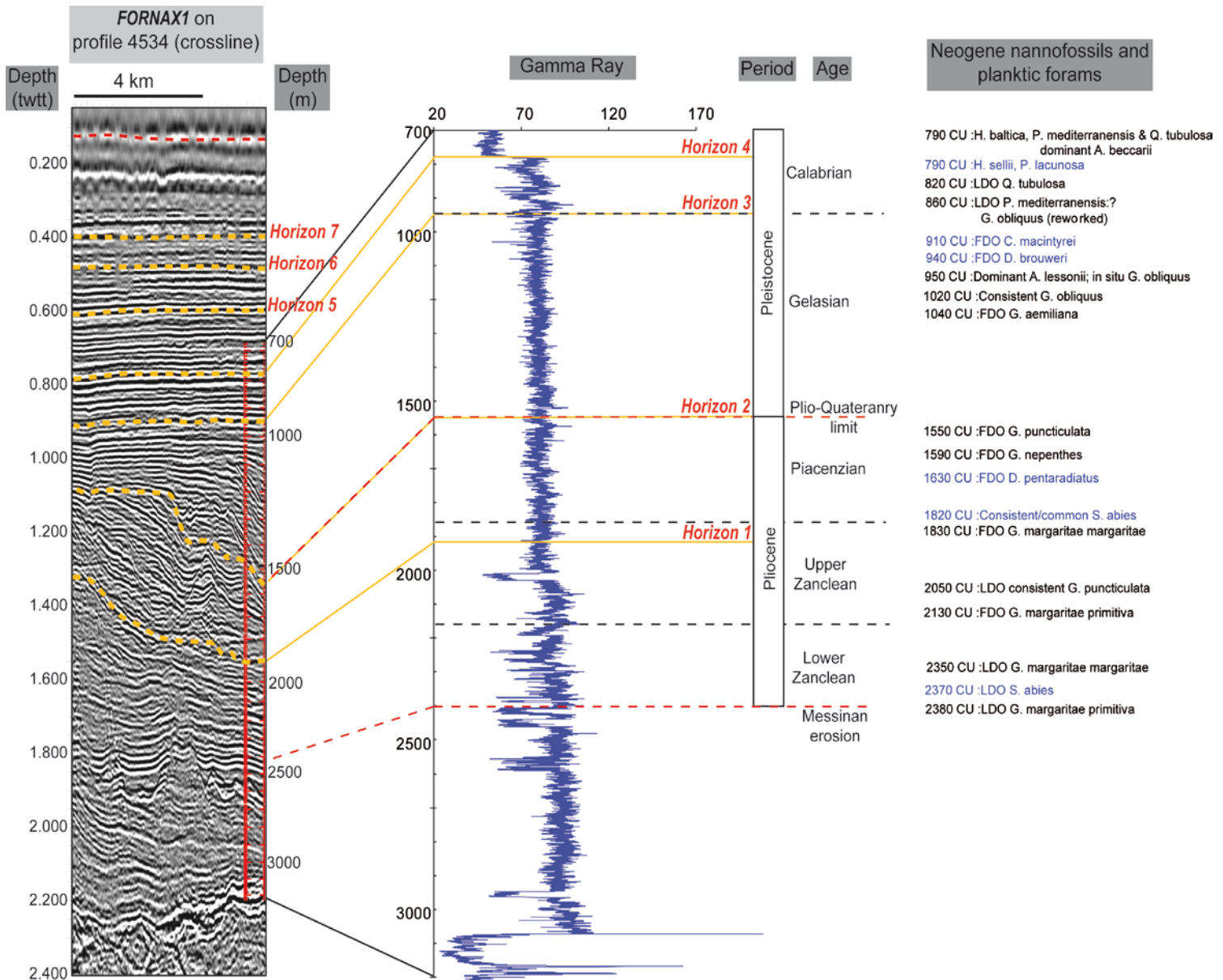


Figure 4: Details of the Fornax 1 well information used in this study. Horizons are correlated from the seismic profile to the Fornax log. H4 age is estimated thanks to the biozone (NN19D) determined by the analysis of Neogene nannofossils and planktic forams (Bayley *et al.*, 2008). Ages of the horizons above the borehole are estimated by decompaction of sediment from H4 to the modern seafloor and with a constant averaged (over one glacial cycle) sedimentation rate.

5. Results

(a) Age of the studied horizons

Horizon 1 is located 1900 meters below the seafloor (mbsf) on the Fornax-1 well (Fig. 3) and belongs to the late Zanclean. The Zanclean stage is represented by 770 m of sediment at the position of the Fornax-1 well, and there are only 70 m between this horizon and the

top of the Zanclean. Assuming a constant sedimentation rate for this period yields an age for Horizon 1 of ~3.8 Ma. **Horizon 2** is located 1550 mbsf in the Fornax-1 (Fig. 3) and corresponds to the limit between the Pliocene and Pleistocene Periods at ~2.58 Ma. **Horizon 3** lies 950 mbsf on the borehole (Fig. 3) and marks the limit between the Gelasian and Calabrian stages at ~1.8 Ma. **Horizon 4** intersects the Fornax-1 well at 790 mbsf (Fig. 3), which is the upper limit of the sampled interval. This depth also corresponds to the NN19D biozone, which corresponds to the 1.1-1.25 Ma interval (Liu *et al.*, 1996). It is likely to correspond to MIS 34, which is not the coldest cold stages but is more pronounced than previous ones (Huybers, 2007; Lisiecki and Raymo, 2005). It has already been identified on other continental margins as a distinct sequence boundary (Anastasakis and Piper, 2013). This horizon therefore belongs to the Mid-Pleistocene Transition period (Clark *et al.*, 2006).

Horizons 5, 6 and 7 are located above the available Fornax-1 biostratigraphic data (Fig. 3). They are younger than the Mid-Pleistocene Transition and therefore they belong to stages comprised between the Late Calabrian and the Holocene. Assuming a constant accumulation rate during this period yields an age of ~0.870, ~0.512 and ~0.397 Ma for these 3 horizons, respectively. Interestingly, these 3 horizons match well the 3 coldest glacial periods during the last million years, which are MIS 12, 16 and 22 (Elderfield *et al.*, 2012; Huybers, 2007; Lang and Wolff, 2011; Lisiecki and Raymo, 2005; Muttoni *et al.*, 2007) (Fig. 5). The actual ages of these glacial stages in the $\delta^{18}\text{O}$ curves are respectively 0.87, 0.63 and 0.43 Ma, very close to the estimated ages using a constant accumulation rate on decompacted sediment. Note that the age of climatic events may vary significantly between different authors, with evaluations of uncertainties up to 6 kyr (Liesecki and Raymo, 2005) or 10 kyr (Huybers, 2007) for the Quaternary period.

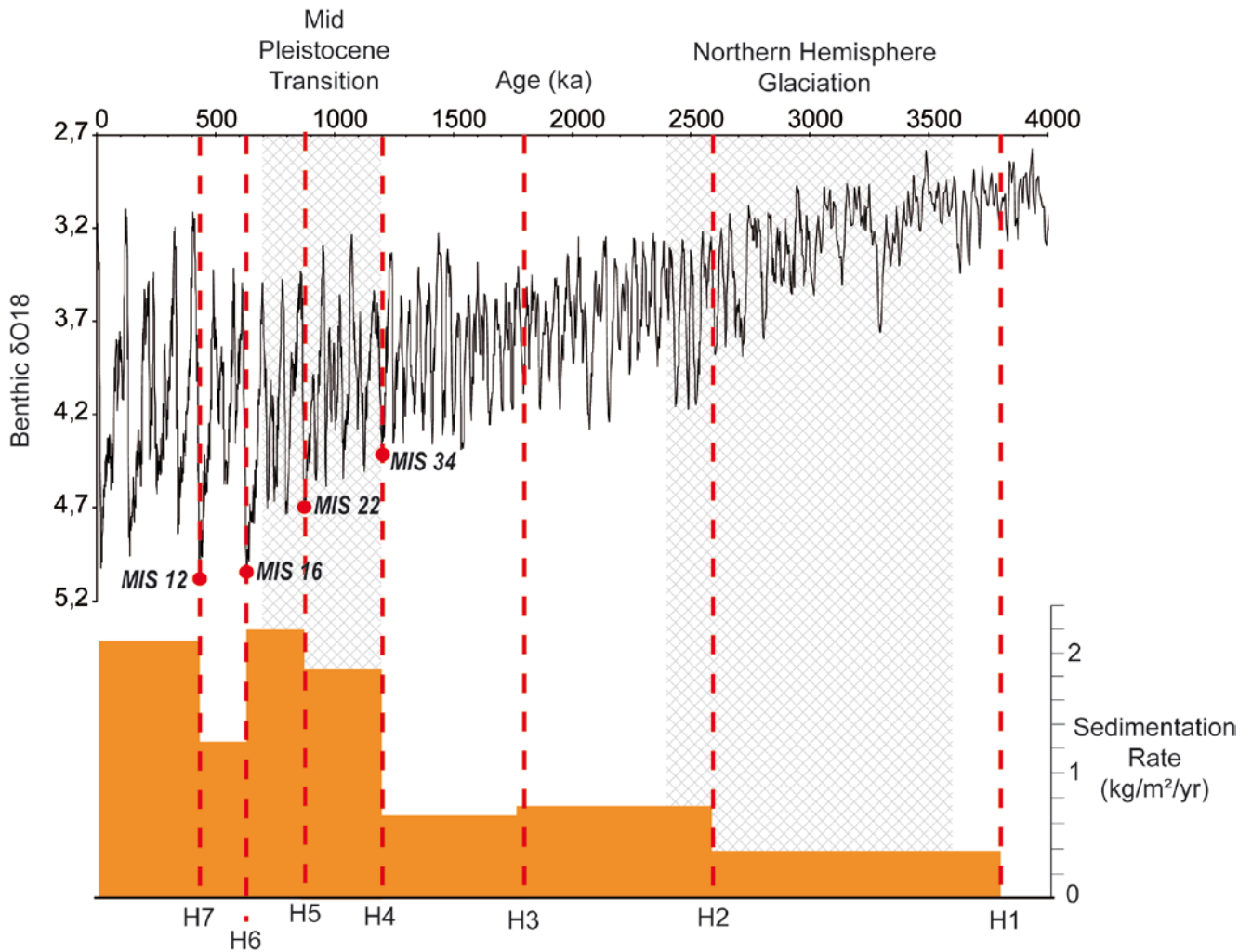


Figure 5: Estimated ages of the studied horizons (dashed red lines) and average accumulation rates derived from the isopach maps (orange bars) together with the benthic $\delta^{18}\text{O}$ curve for the last 4 Ma (Lisiecki and Raymo, 2005). The ages of Horizons 5, 6 and 7, initially estimated from constant average (over one glacial cycle) accumulation rates between H4 and the seafloor, were adjusted in order to match those of the closest cold stages (MIS 12, 16 and 22).

(b) Plio-Quaternary depositional patterns

The Plio-Quaternary prograding megasequence is up to 1.4 s twtt thick in the Ebro margin. It downlaps on the MES, which forms a distinct Paleo-Ebro fluvial incision network in the center of the study area (Fig. 2). On cross-lines, the reflectors display clear sigmoidal geometry with relatively high-amplitude topsets and lower-amplitude foresets and bottomsets (Fig. 3A). The megasequence is mostly prograding, but there is also an important aggrading component from the Mid-Pleistocene Transition (from Horizon 4), although compaction likely produces an apparent reduction of the aggrading component in older sequences. On inline profiles, the presence of V-shaped incisions near the shelf edge and upper slope is

evident, particularly above Horizon 4. Most of these incisions are characterized by a highly chaotic infill (Fig. 3B).

The shelf-edge trajectory (Fig. 6) allows simple analysis of the depositional patterns throughout the megasequence and to put the different horizons in a (rough) eustatic framework (Helland-Hansen and Hampson, 2009; Henriksen *et al.*, 2009; Steel and Olsen, 2002). The shelf-edge trajectory yields a progradation rate of ca. 5.8 km/Myr up to Horizon 4 (Mid-Pleistocene Transition; see next section) and then increases to 11 km/Myr (averages from the 3 lines presented in Fig. 3). This means a 1.8-fold increase in margin progradation after the Mid-Pleistocene Transition. Mean aggradation rates change from 0.11 m/kyr to 0.58 m/kyr at Horizon 4, leading to a 5.1-fold increase (not considering compaction).

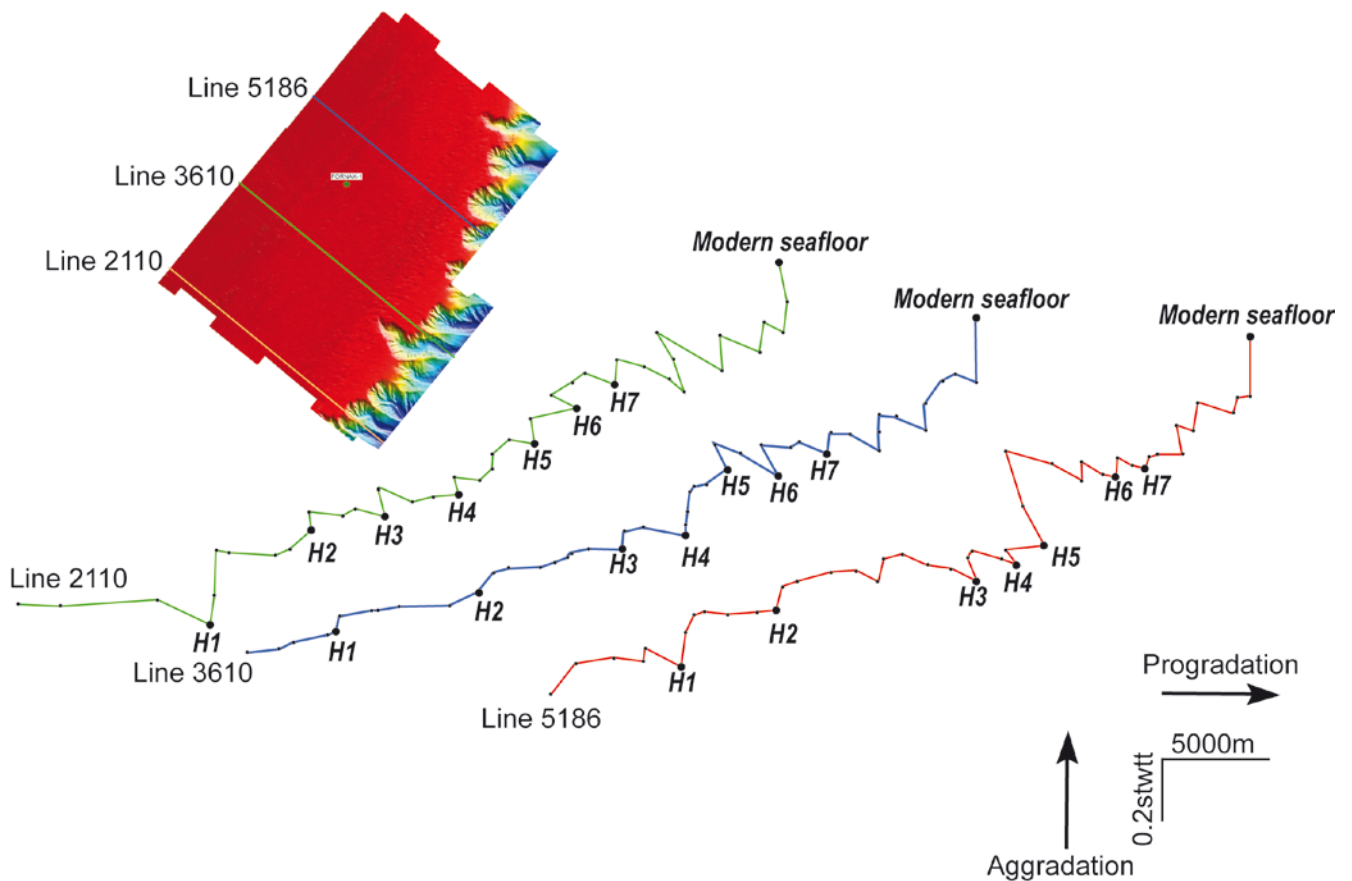


Figure 6: Shelf break positions (black dots) from crosslines 5186 (red), 3610 (blue) and 2110 (green). Studied horizons are shown with larger dots. The data are not corrected from compaction.

(c) Plio-Quaternary continental margin geomorphology

On the basis of changes in seismic geomorphology and attributes along the horizons, we can split the Plio-Quaternary into 2 groups (a) Pliocene to Mid-Pleistocene (between H1 and H4), and (b) Mid-Pleistocene to the present.

(i) Pliocene to Mid-Pleistocene (Horizons 1 to 4)

This time span shows important progradation with a seaward shift of the shelf edge of 12 to 6 km (calculated from the present-day coastline) (Fig. 6) (mean progradation rate of 5 to 6 km/Myr). Incisions have semi-circular heads that hardly erode into the shelf edge. In this interval, the shape of incisions becomes progressively more pronounced. **Horizon 1** displays numerous slope incisions and channels (Fig. 7A). In addition, most of these incisions terminate at a relatively shallow depth along slope, especially on the western part of Horizon 1, but do not cut into the shelf edge. The average width of the incisions near the shelf edge is less than 1 km. We can also note that the Messinian Valley had no influence on the incision locations (Figs. 2 and 7). Within **Horizon 2**, incisions are better outlined (Fig. 7B). They form relatively straight channels with heads ~1.3 km maximum wide at the shelf edge. Incisions become more pronounced above **Horizons 3** and **4** displays clear incisions, where the average width of their heads is respectively 1.7 km and 2.9 km (Figs. 7C and D). Along the shelf edge, these incisions are predominantly rounded in shape and display a branching pattern.

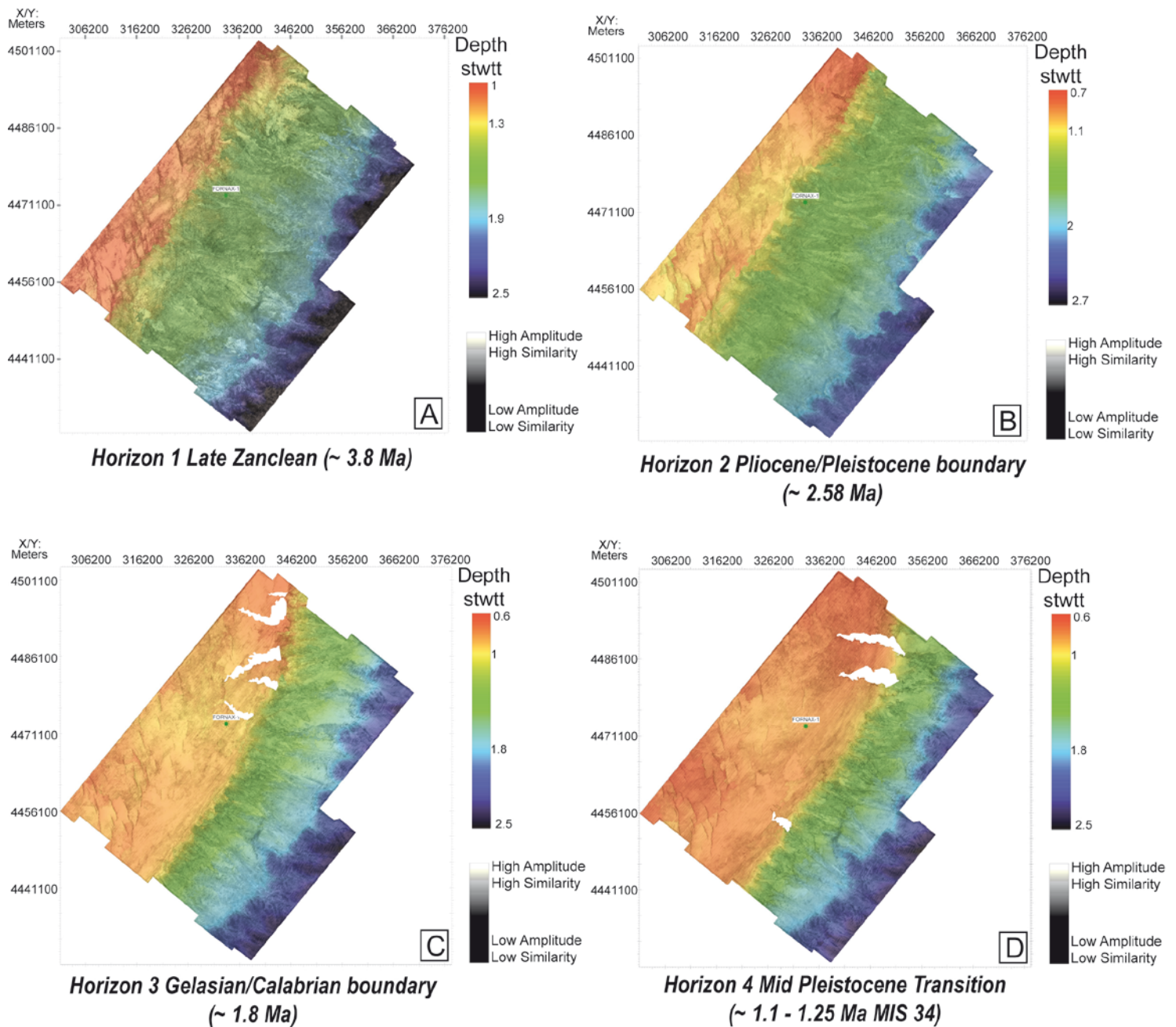


Figure 7: Structure maps for Horizons 1 to 4. Dark shades are the low-amplitude and low-similarity features. The map highlights the lack of coherence at both sides of fault boundaries and within the chaotic infill (similarity=0) of shelf-edge incisions. Blank areas on maps C and D are the trace of younger incisions cutting through the horizons.

These 4 horizons are similar in terms of seismic characters. They present relatively moderate amplitudes on the shelf and much lower amplitudes on the slope. On the shelf, they display rather uniform amplitude and similarity and no sharp boundaries other than those associated with faults (especially on the western part of the survey). On the other hand, the incisions on the slope display particularly low similarity values, which characterize the chaotic

infill of the slope depressions stemming from the shelf-edge incisions. The 2 younger horizons (3 and 4) are eroded by younger incisions truncating the original horizon morphology (and therefore shown blank in Figs. 7C and D).

(ii) Mid-Pleistocene to Present (Horizons 5 to modern seafloor)

From Horizon 5 to the seafloor, the margin prograded from 6 to 15 km (~7 to 13 km/Myr). The size of the incisions observed in Horizons 5, 6 and 7 is larger than for H1 to H4, with widths reaching 3 to 5 km (Figs. 8 to 10).

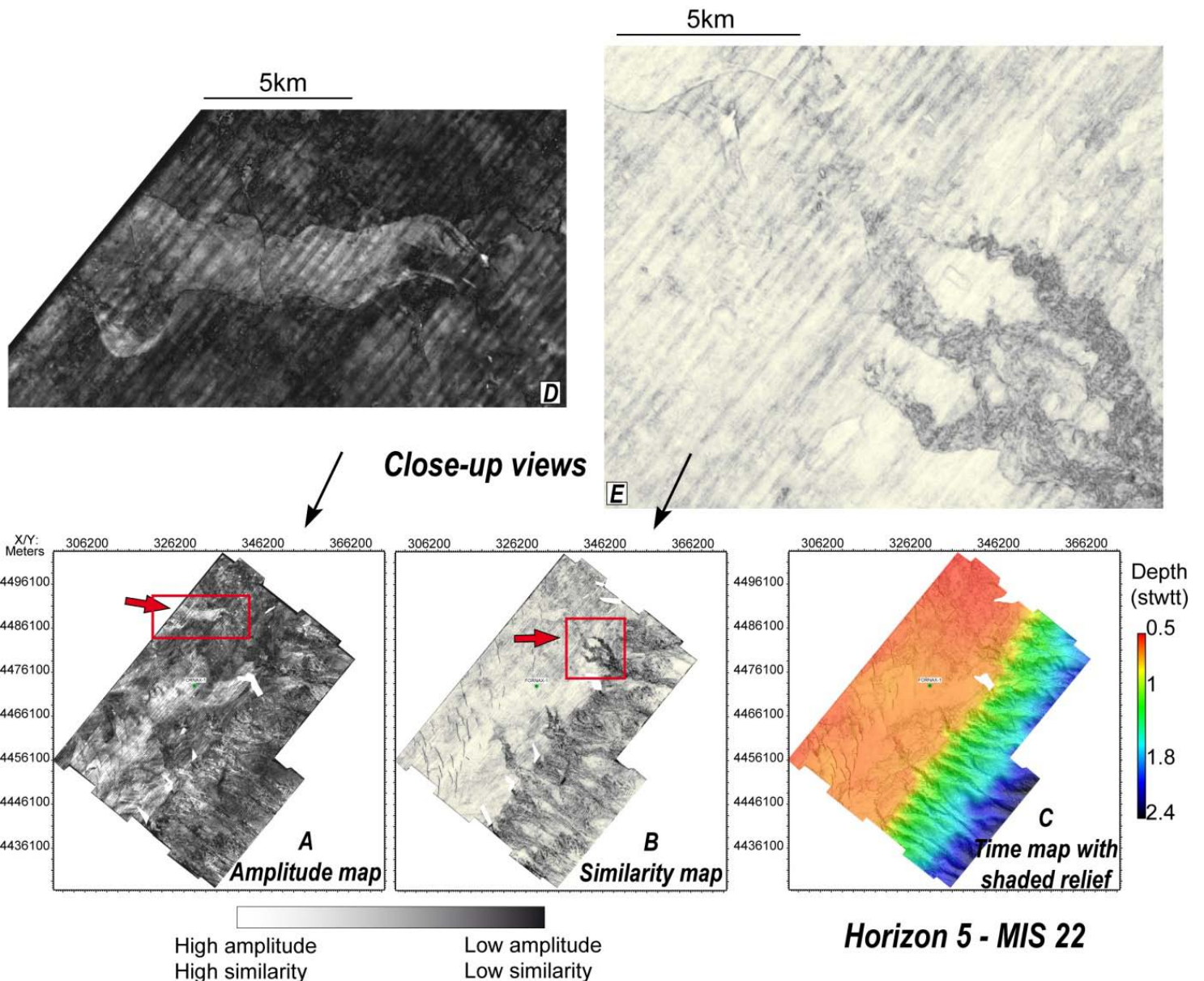


Figure 8: Maps for Horizon 5. A and B (shades of gray) display the amplitude and similarity attributes, whereas C shows the structure time map with shaded relief. D is a close-up view extracted from the amplitude map highlighting fluvial features on the shelf and E from the similarity map displaying related canyon and infill. The

red boxes on A and B delimit the close-up views in D and E. Blank areas are the trace of younger incisions cutting through the horizon. Arrows highlight major cross-shelf fluvial systems leading into submarine canyons.

The rounded incisions along the shelf edge (as described for the first 4 horizons) sometimes turn into narrower, sharp and longer incisions cutting up to ~15 km into the shelf (Figs. 8C, 9C and 10C). Similar characteristics are described by Twichell and Roberts (1982) for the Hudson and Baltimore canyons.

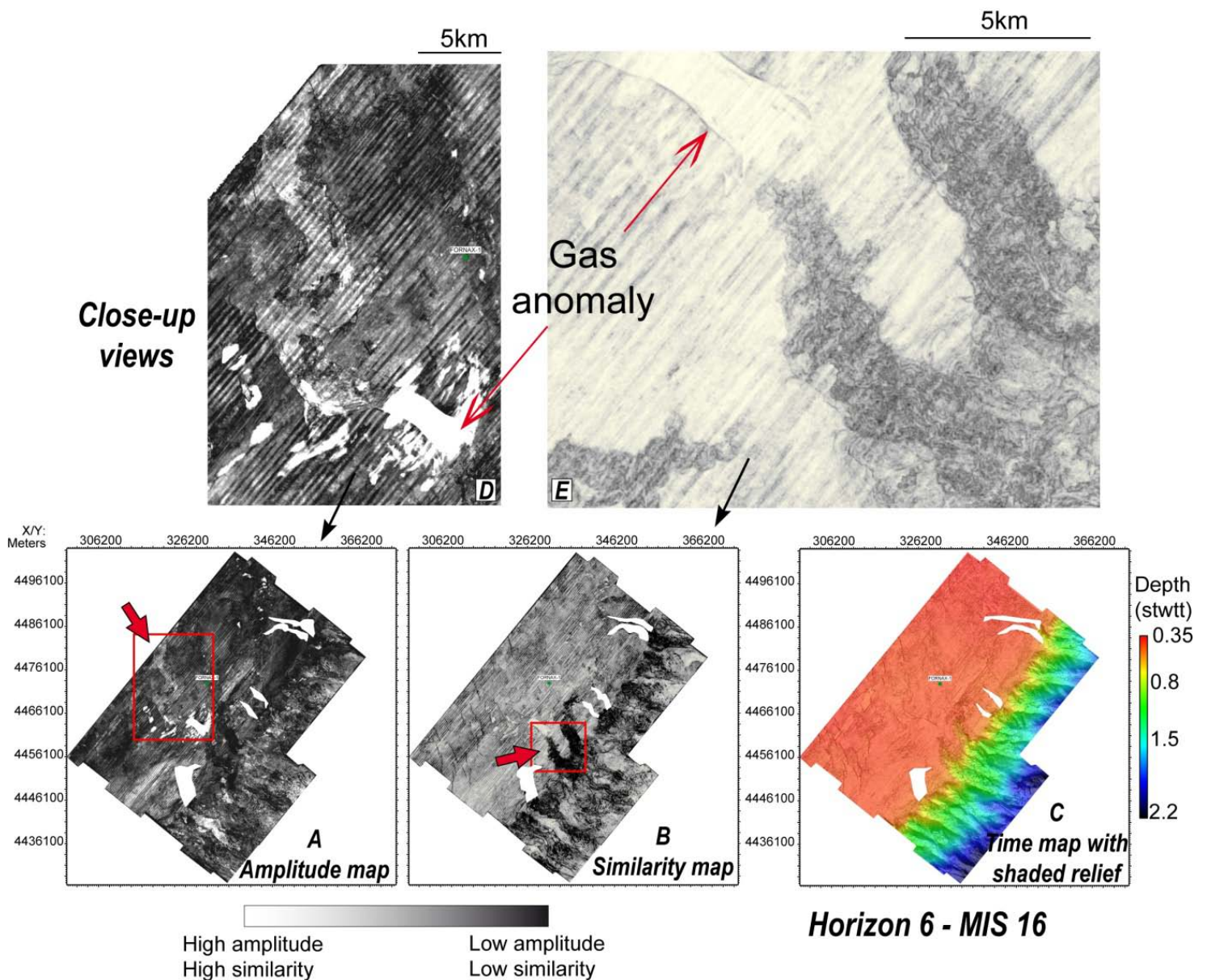


Figure 9: Maps for Horizon 6. A and B (shades of gray) display the amplitude and similarity attributes whereas C shows the structure time map with shaded relief. D is a close-up view extracted from the amplitude map highlighting fluvial features on the shelf and E from the similarity map displaying related canyon and infill. The red boxes on A and B delimit the close-up views in D and E. Blank areas are the trace of younger incisions

cutting through the horizon. Arrows highlight major cross-shelf fluvial systems leading into submarine canyons. The close up view E clearly displays the connection between a large fluvial system and a shelf-indenting canyon and clearly shows the gas (amplitude) anomaly. It corresponds to the capture of gas within a sand layer left by a fluvial system.

In contrast with the previous interval, along each horizon one observes at least one large incision cutting across the shelf over a minimum length of 10 km, as seen on the similarity attribute map (as shown on maps B and E on Figs. 8, 9 and 10). The infill of shelf-edge incisions displays a branching pattern of gullies or smaller incisions that may be meandering. In general, all incisions along the shelf edge are less numerous and larger than those observed in Horizons 1 to 4. They can reach 3 km in width for Horizon 5 and up to 5 km for Horizon 7.

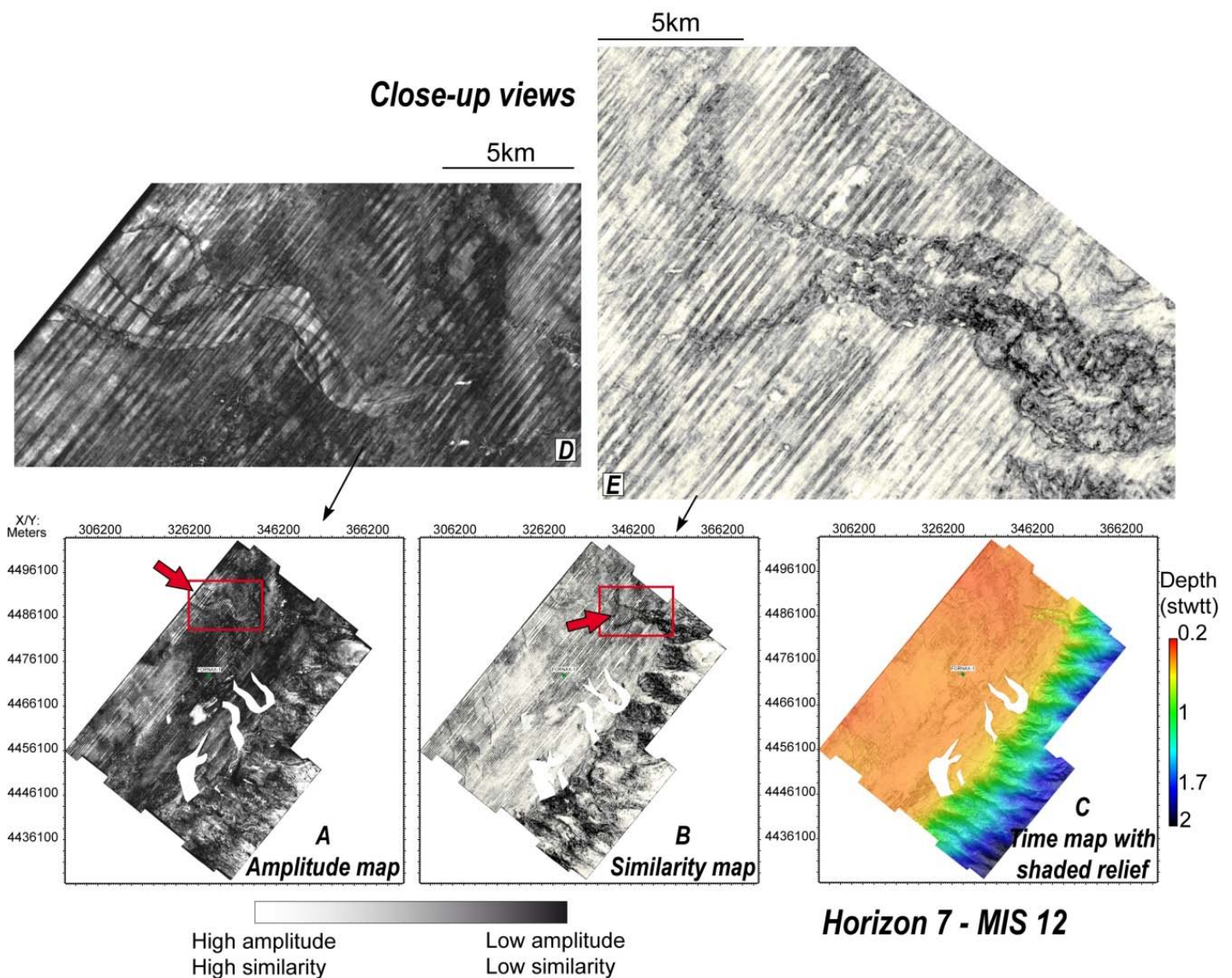


Figure 10: Maps for Horizon 7. A and B (shades of gray) display the amplitude and similarity attributes, whereas C shows the structure time map with shaded relief. D is a close-up view extracted from the amplitude

map highlighting fluvial features on the shelf and E from the similarity map displaying related canyon and infill. The red boxes on A and B delimit the close-up views in D and E. Blank areas are the trace of younger incisions cutting through the horizon. Arrows highlight major cross-shelf fluvial systems leading into submarine canyons.

Another distinct feature within the post MPT interval is the presence of high-amplitude anomalies, generally located in the vicinity of the shelf edge. The most important (about 5x2 km) is situated at the transition between a large (3 km wide) fluvial system and a 1-2 km wide canyon cutting across the shelf (Fig. 9E). On 2D profiles, it shows pronounced flat spots and a push-down effect, indicative of the presence of gas (Fig. 11). The crescent-shaped, along-strike orientation of the seaward limit of this anomaly suggests that it might correspond to gas entrapped in a buried shelf-edge delta.

In contrast with Horizons 1-4, distinct canyon interfluves separating the various incisions on the slope are observed in this interval (Figs. 8 to 10). These interfluves widen through time from ~1 km in Horizon 5 to 4 km in Horizon 7. Several canyons/incisions gather at about 1600 m depth on the slope to create a larger incision in the lower slope (Figs. 8, 9 and 10). Horizons 5, 6 and 7 are in turn eroded by younger incisions, which prevent us from determining the actual geomorphology in some limited areas near the shelf edge, where erosion is more prominent (blank areas in Fig. 8, 9 and 10).

Horizons 5 to 7 present a similar pattern of amplitude distribution: moderate amplitudes on the shelf and, in general, much lower amplitudes on the slope (Figs. 8 to 10). However, there is more variation both in the amplitude and similarity attributes than in previous horizons, particularly along the shelf.

Another striking difference with the previous interval is the presence, along each horizon, of 1 to 3 km wide high-amplitude sinuous stripes crossing the shelf from proximal areas to the shelf edge (maps A and D in Figs 8 to 10), although very minor negative relief is associated with these stripes (C in Figs. 8 to 10). These high-amplitude sinuous stripes often terminate close to one of the major incision heads, displaying sharp plan-view shapes (D in Figs. 8 to 10). We interpret these sinuous high-amplitude stripes as fluvial systems that advanced over the shelf during lowstand periods. Arbitrary sections along Horizons 5 to 7 show that the high-amplitude reflections on the shelf (associated with the fluvial systems) are underlain by sequence boundaries and are coeval, on the slope, with chaotic facies that we interpret as Mass Transport Complexes (MTC, Fig. 11).

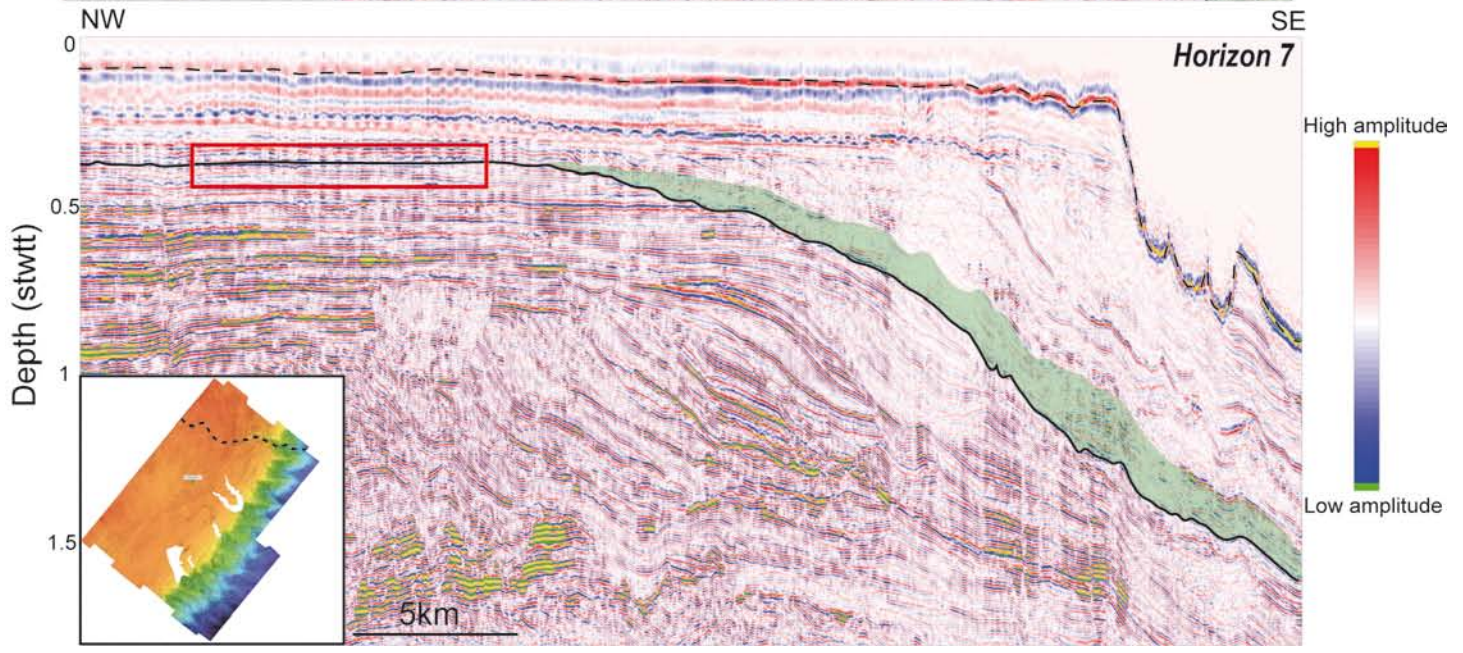
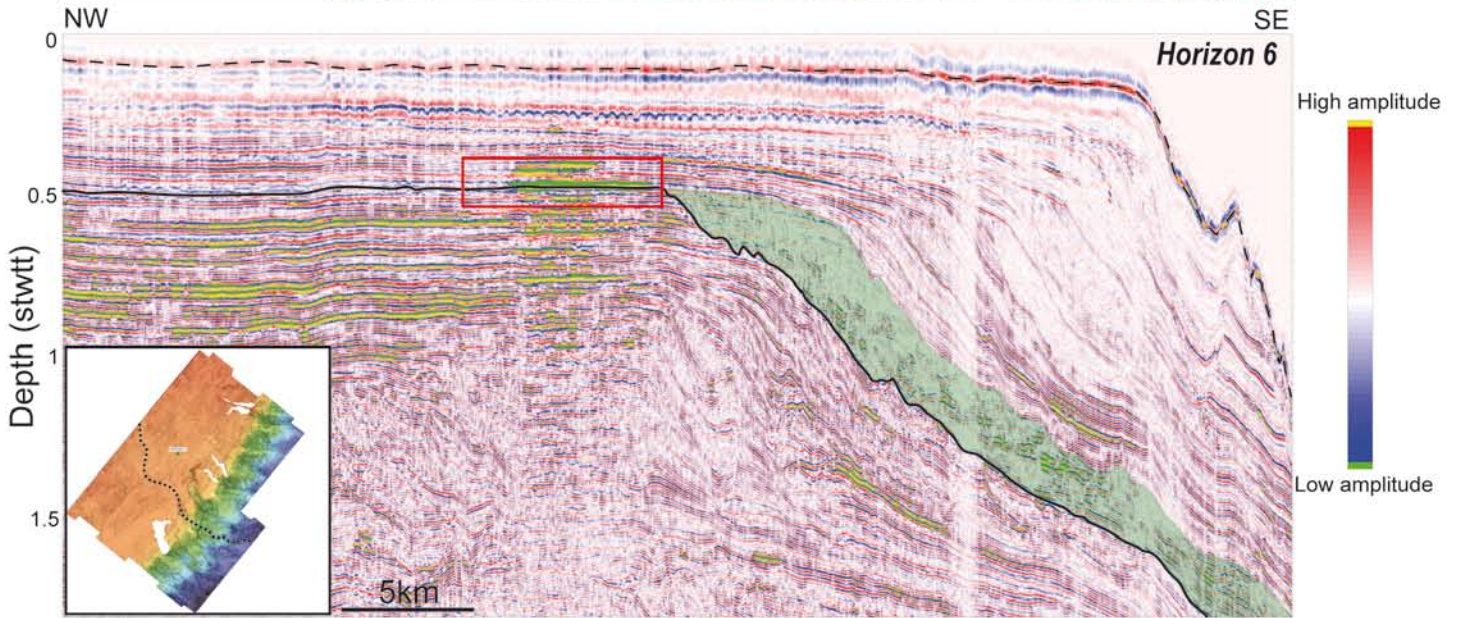
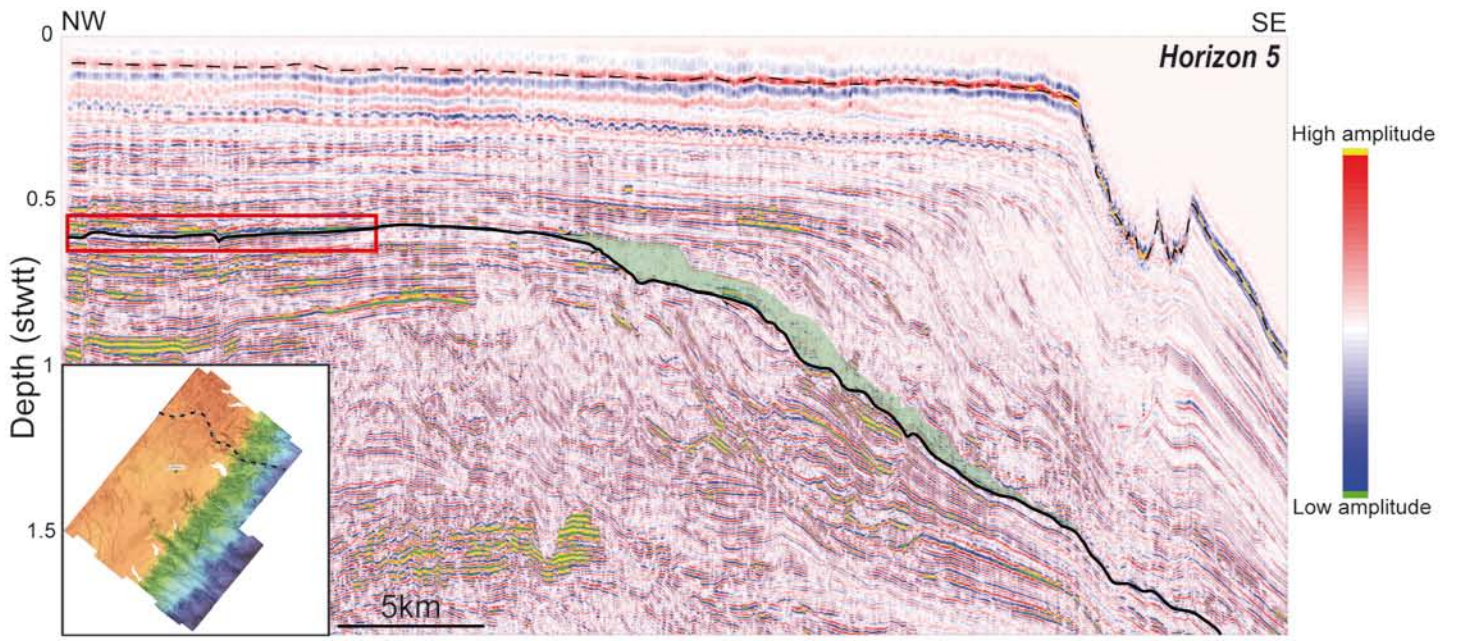


Figure 11: Arbitrary lines from Horizon 5 to 7 (from top to bottom). Arbitrary lines allow us to create a line following the path of the fluvial incisions down to the submarine canyons. This enables us to highlight the high-amplitude characteristics of the fluvial incisions on the shelf (red rectangle) directly connected to the erosion created by incisions of the shelf-indenting canyons. The green shadow is the chaotic facies infilling the shelf-indenting canyons, interpreted as Mass Transport deposits.

Within the survey area, 11 canyon heads are present along the present-day shelf break (Fig. 12A). They branch updip into multiple gullies (Fig. 12B and D) forming drainage networks with up to 3 orders of thalwegs. They can be as wide as 5 km and cut through the shelf as much as 6 km landward. Two major types of canyons are found. The first one, the most abundant, does not significantly incise the shelf edge and displays amphitheater-like heads (Fig. 12B and C). The second one, displayed by the Orpesa and Vinarós canyons, has a rather sharp canyon head and significantly incises into the shelf (6 km; Fig. 12D and E). There is therefore an overall trend to increase both the width ($\times 5$) and length ($\times 15$) of incisions over the shelf with time with a slight decrease ($\times 0.8$ for the width and $\times 0.5$ for the length) for the modern seafloor (Fig. 13). Both types of canyon display a main incision (Fig. 12), which forms the highest order stream. However, even for the case of shelf-indenting canyons, the central incisions in canyons of the Ebro margin do not correspond to an axial incision (in the sense of Baztan *et al.*, 2005) as they lack the characteristic meandering pattern.

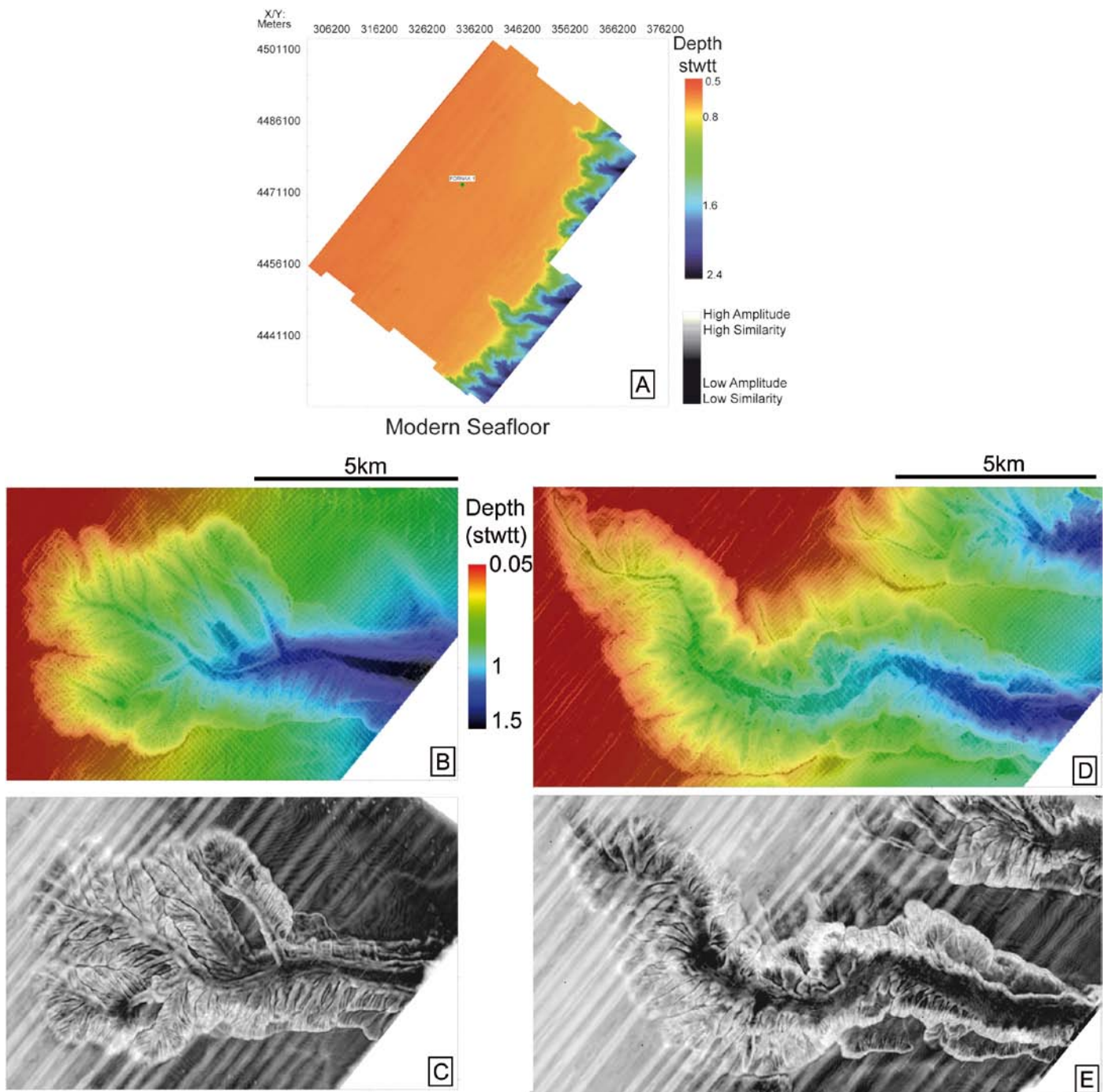


Figure 12: Structure map of the modern seafloor (A) with close-up views of different types of submarine canyons (B to E). B and D: structure maps with shaded relief of a round head (B) and of a narrow shelf-indenting canyon (D). C and E: amplitude maps of B and D, respectively.

As for the interflues, they developed after the Mid-Pleistocene Transition, and their width increases progressively until the present (Fig. 13). The position of the shelf edge on the modern seafloor implies a progradation of 3 km (eastern side) to 10 km (western side of the survey area) (Fig. 6) since the deposition of Horizon 7.

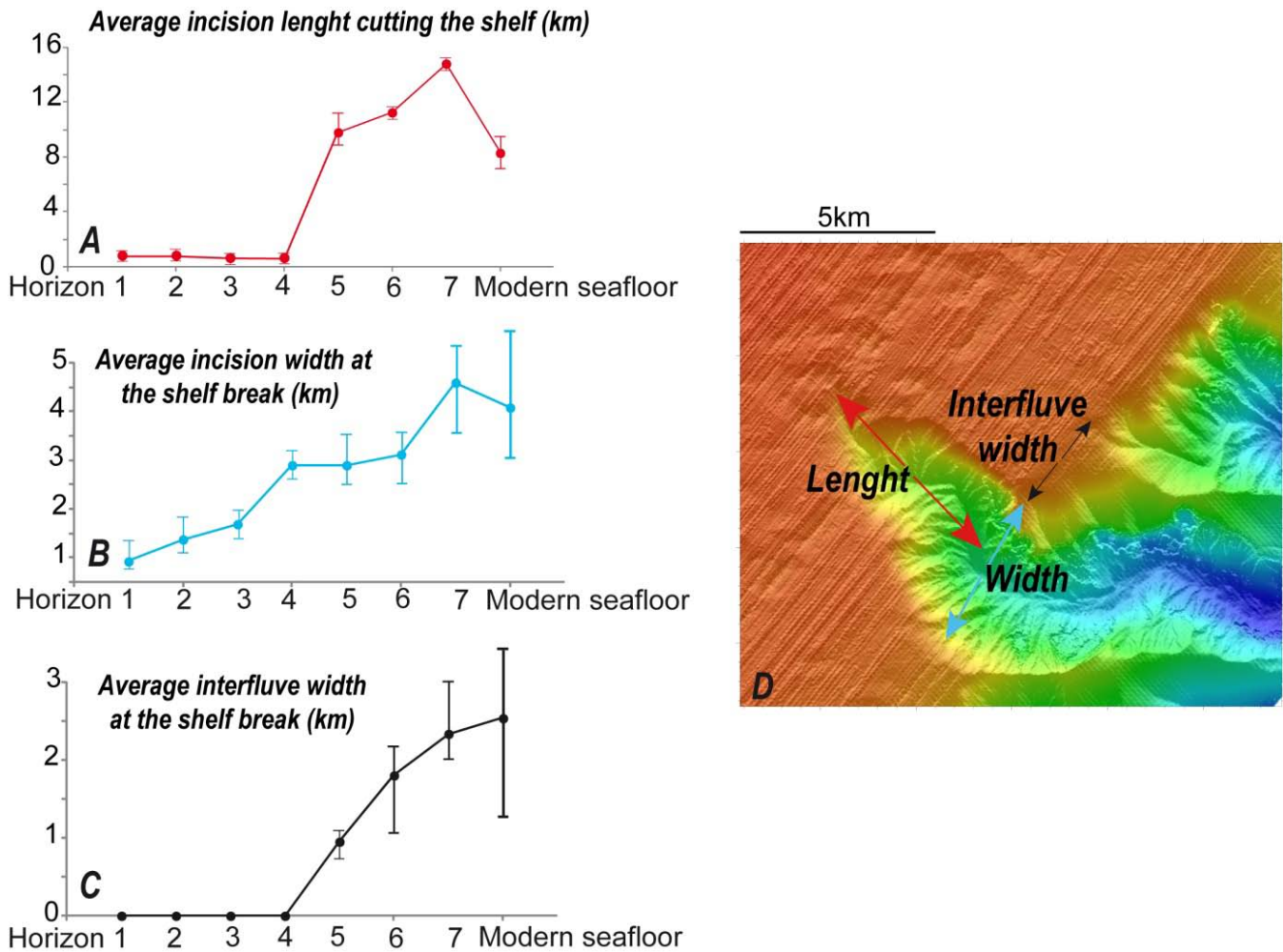


Figure 13: Average length (A) and width (B) of canyon incision over the shelf on each horizon. C: average interfluvial width for each horizon. D: Modern seafloor shelf-edge incisions and arrows clarifying the approach to measuring A, B and C. Bars on A, B and C represent the maximum and minimum values.

(d) Continental margin sediment dispersal patterns: spatio-temporal evolution

Isochore maps allow us to determine the depocenters at particular time intervals, and in some cases, their sediment source. Hence, they provide a better understanding of the mechanisms of sediment dispersal at the scale of the Ebro continental margin (Fig. 14). The series of isochore maps defined between the different Plio-Quaternary surfaces shows that all depocenters are located along their respective shelf breaks, where most incisions are present. Such depocenter distribution attests to the net-depositional and prograding nature of this supply-dominated margin. The first two isochore maps (Fig. 14A and B) show deposition of sediment all along the shelf edge. From Horizon 3 to Horizon 5 (Fig. 14C and D) sediment accumulation takes place mainly in the northern part of the margin, while from Horizons 5 to 7 (Fig. 14E and F) sediment accumulation and progradation occur mainly on the southern portion of the shelf edge. Sedimentary depocenters are often associated with the infill of shelf-edge incisions (Figs. 8 to 10).

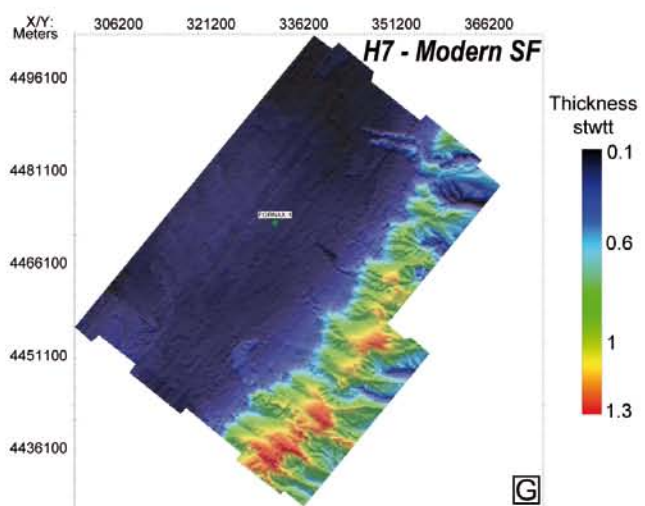
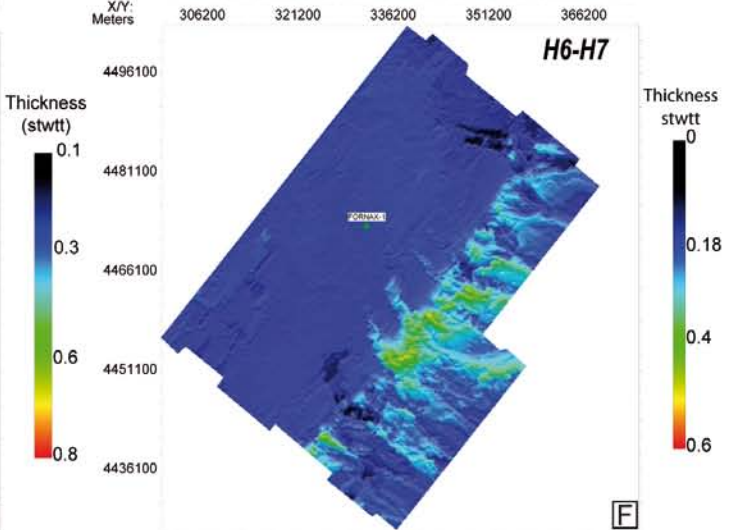
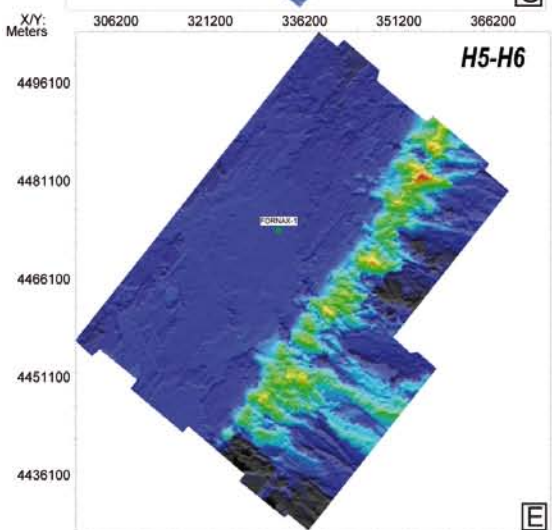
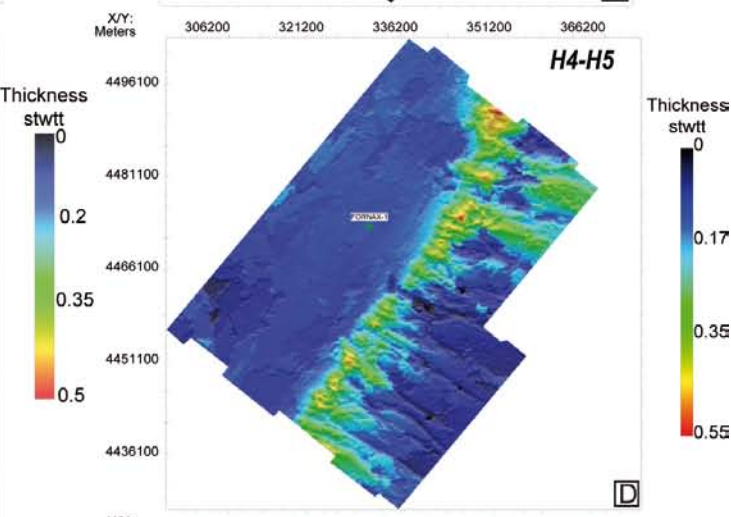
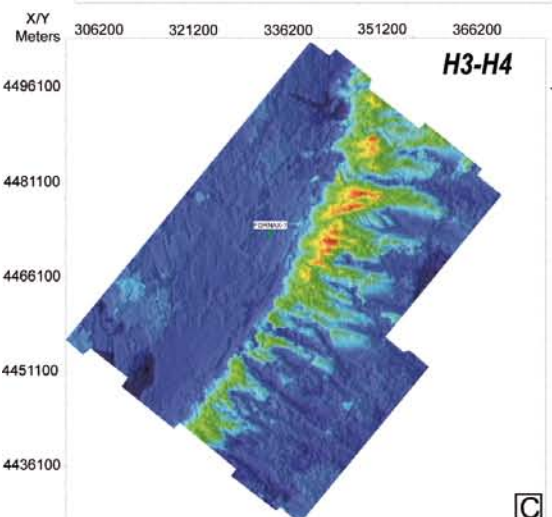
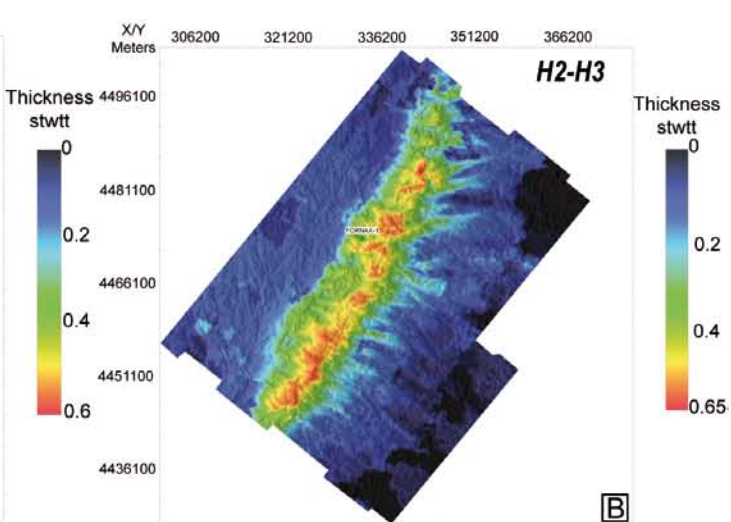
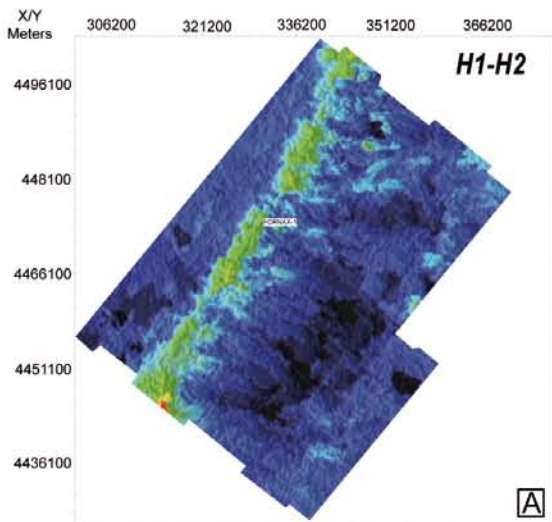


Figure 14: Isochore maps between horizons with relief shading. Note different vertical scales.

The accumulation rate (AR) maps highlight differences in sediment supply (in $\text{kg}/\text{m}^2/\text{yr}$) through time, from the Pliocene to the present day (Fig. 5 and 15). Figure 15 demonstrates that the ARs averaged between the different horizons have increased between H1 and the modern seafloor. During the Pliocene and until Horizon 4 (Fig 15A, B and C), ARs remain relatively stable with maximum values up to $0.7 \text{ kg}/\text{m}^2/\text{yr}$ (Fig. 5). At the Mid-Pleistocene Transition (Horizon 4), SR increased by a factor of 2.8 (Fig. 5 and 15D), then again by a factor of ~ 1.2 (Fig. 5 and 15E to G) between Horizon 5 and the modern seafloor. From H5 to the present day, ARs remain stable with maximum values reaching up to $2.07 \text{ kg}/\text{m}^2/\text{yr}$ (Fig. 5 and 15G).

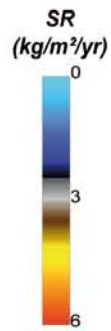
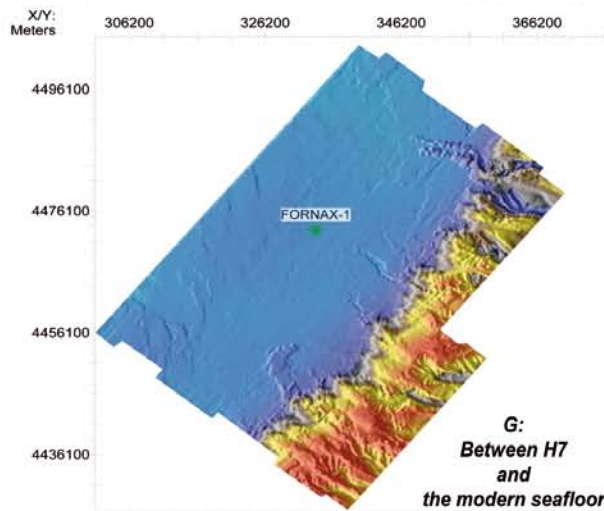
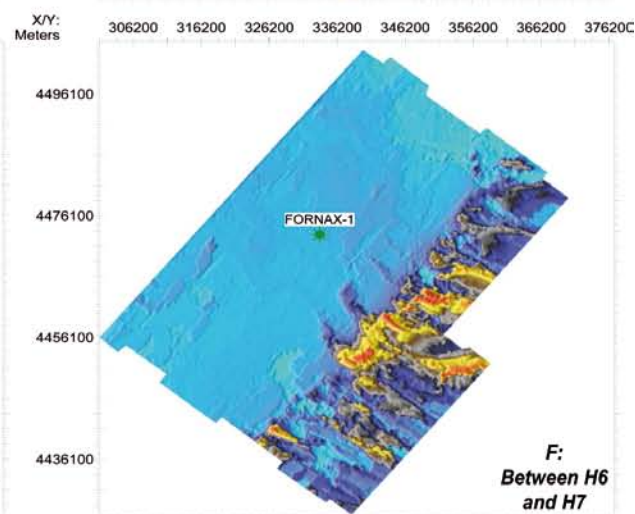
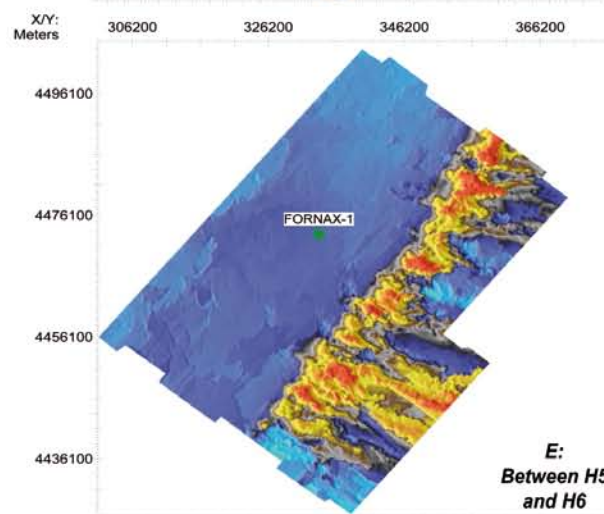
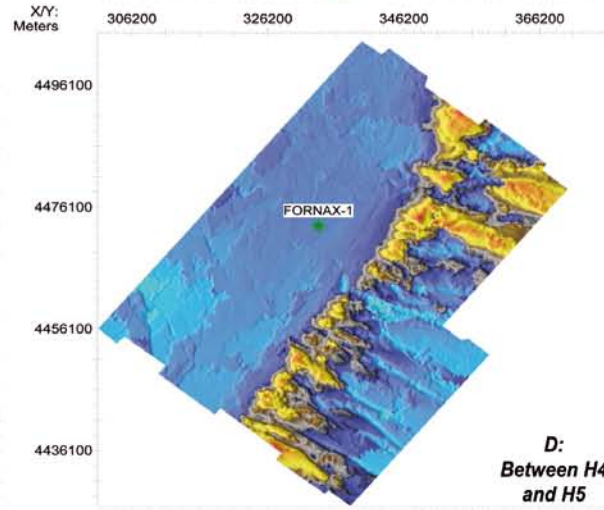
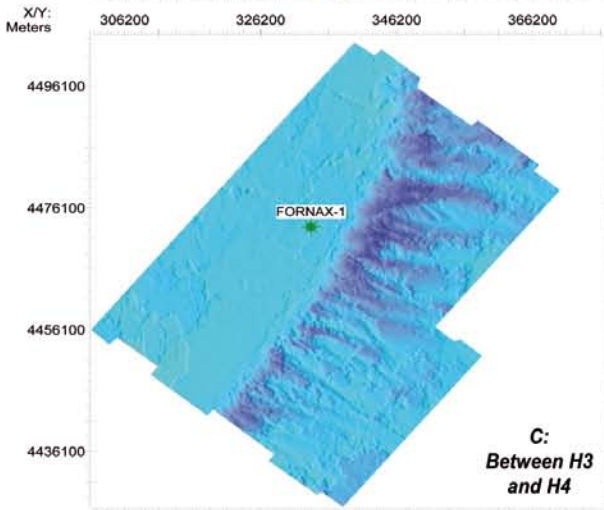
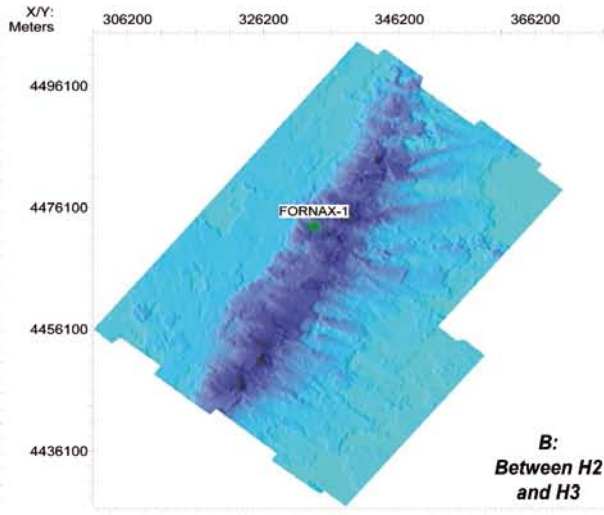
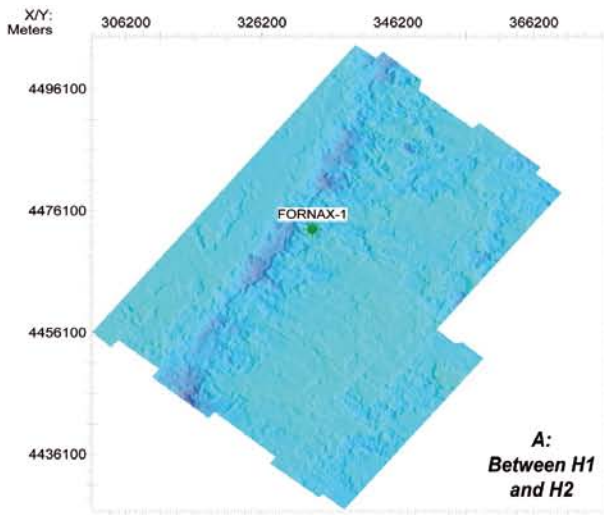


Figure 15: Accumulation rates (in kg/m²/yr) between studied horizons.

Spatially averaged accumulation rates also show a net increase from Horizon 4 to the present-day seafloor (Fig. 5). Just after the MPT, the AR is about 2 times greater than that of the Pliocene and increases even further during the late Quaternary (Fig. 5).

6. Discussion

(a) Changes in canyon morphologies during the Plio-Quaternary

Our results show that there is a clear gradual change in the margin and canyon configuration throughout the Plio-Quaternary. The Ebro Margin rebuilt after the major erosion phase during the MSC. As a result, a new generation of canyons, without a genetic relationship with Messinian canyons, progressively developed. Proto-canyons, in the form of slope-confined incisions, are visible as early as the Zanclean, but well-developed canyons are only visible above Horizon 3 (after 1.8 Ma). The Mid-Pleistocene Transition marks an increase in both progradation and aggradation, and an increase in the size of canyons in comparison with the Pliocene and Lower Pleistocene. Some canyons of these enlarged canyons can incise the shelf over several kilometers. Since the Mid-Pleistocene Transition, direct connections between fluvial systems, canyons and slope systems have been demonstrated, at least during the lowest cold stages (MIS 22, 16 and 12; Fig. 16D). These observations provide the basis for a better understanding of the temporal and spatial evolution of canyons and the role of sea-level variations in the construction of the Ebro margin.

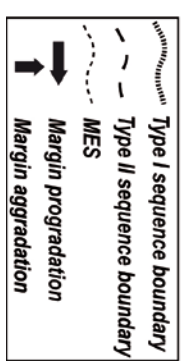
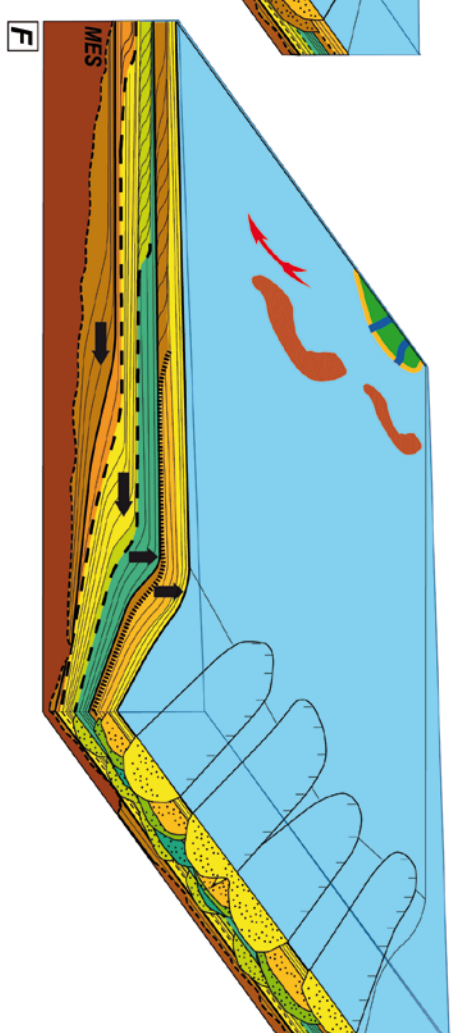
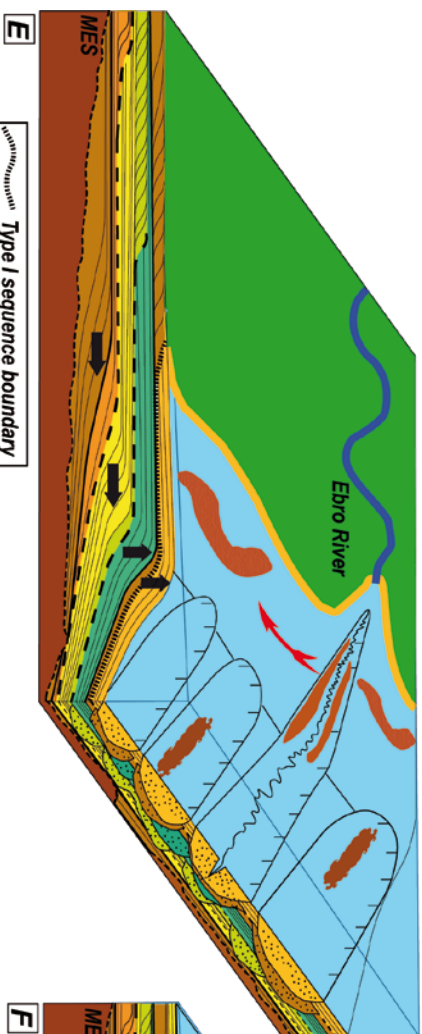
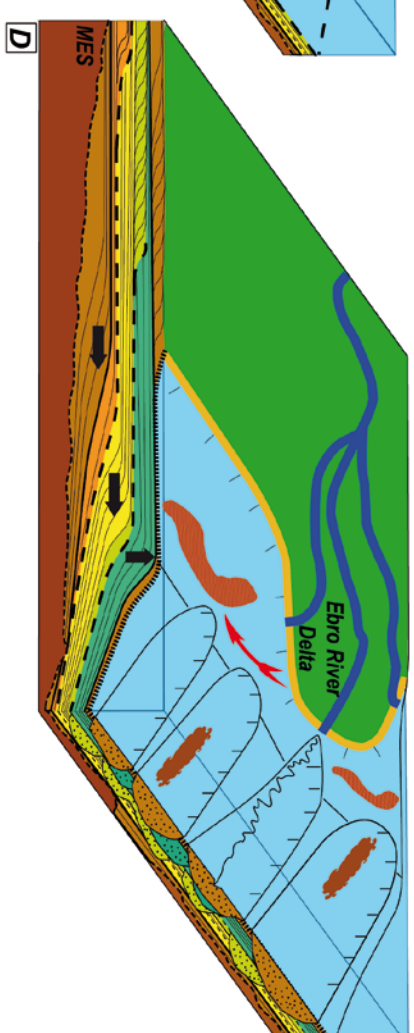
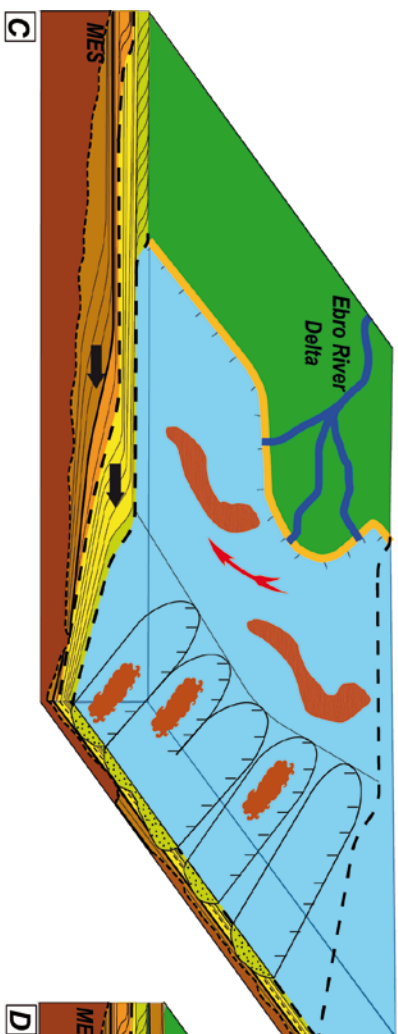
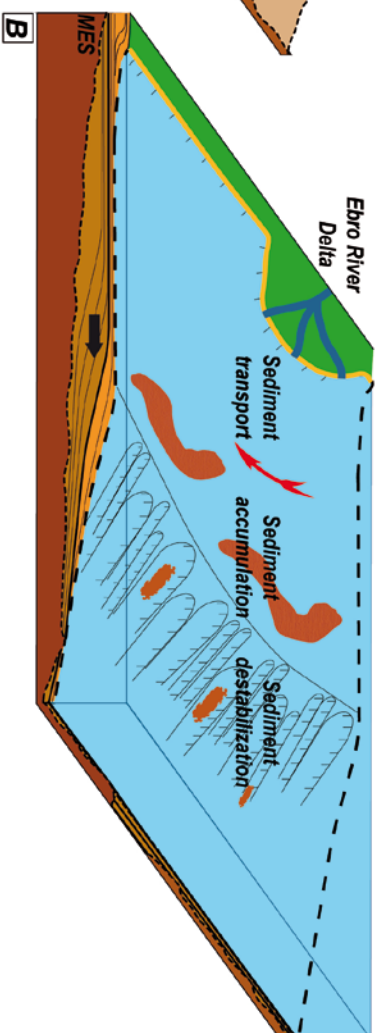
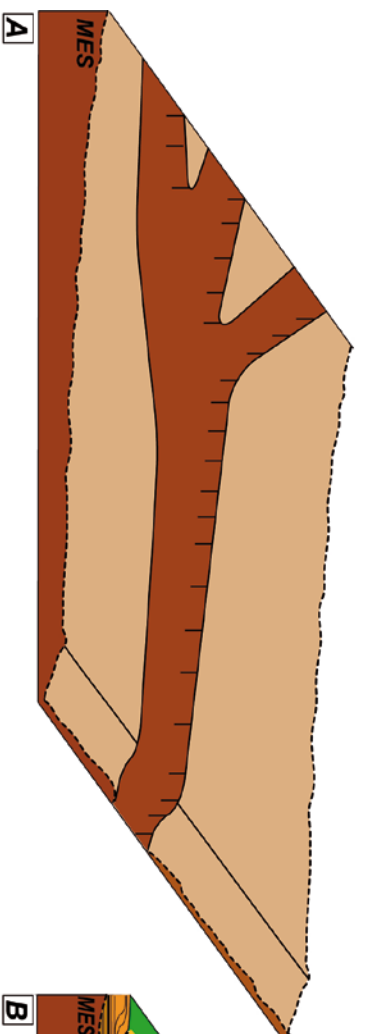


Figure 16: Conceptual scenario of the evolution of the Ebro margin and shelf-edge incisions during the Plio-Quaternary. A: *Messinian*. The Ebro River incises the emerged shelf and continental slope. B: *Pliocene*. The margin progressively rebuilds by progradation and aggradation. Due to the relatively low magnitude of sea-level changes, Type-2 sequence boundaries are formed, with submarine erosion of the shallow shelf during periods of low sea-level. Oceanic processes favor, at the same time, accumulation of sediment at the shelf edge, where gravity processes are at the origin of clinoforms. The first incisions are formed by retrogressive erosion, they are confined on the slope. C: *MIS 34*. The increased magnitude of sea-level fall brings more sediment near the shelf edge, enabling the enlargement of the slope-confined canyons and of the height of clinoforms. D: *Lowest sea-levels from MIS 22 onwards*. During this interval, the amplitude of sea-level drops is important enough to allow a direct connection between the Ebro River and a submarine canyon, especially during the most pronounced low sea-levels (MIS 22, 16, 12). The canyons evolve from slope-confined to sharp shelf-indenting canyons incising. E: *Transgressive phases from MIS 22 onwards*. The transgressive phases are marked by the retreat of deltas and retrogressive erosion, resulting in shelf-indenting canyon cutting across the shelf along large distances, as long as canyon retrogressive erosion can keep pace with sea-level rise. Increased sediment supply, magnitude of sea-level changes and subsidence favor aggradation. F: *Periods of high sea-level from MIS 22 onwards*. Periods of high sea-level force the total disconnection between the Ebro River and submarine canyons, with very little sediment delivered to the outer shelf/upper slope, where condensed intervals form.

(b) Canyon development: bottom-up vs. top-down processes

Analysis of the Ebro margin clinoforms highlights that its evolution was mainly driven by progradation during the Pliocene and Lower Pleistocene, suggesting little accommodation space. The climate and sea level of the Late Zanclean to the MPT underwent a passage from small-amplitude, short-period oscillations to larger, 41 kyr period, fluctuations. This occurred during a warm, humid and relatively stable period, not favorable to the delivery of large amounts of sediment to the continental shelf (Zhang *et al.*, 2001). Under such conditions, it is also unlikely that sediment could directly reach the slope during lowstand periods, considering the relatively low magnitude of sea-level changes. Nevertheless, the isochore maps (Fig. 14) show that sediment delivered by the Ebro River (and other minor streams to the north and south) was efficiently distributed by a southwestern geostrophic circulation pattern along the shelf break (depocenters progressing from north to south) in a similar way as occurs today (Palanques *et al.*, 2002).

Bertoni and Cartwright (2005) have already investigated Late Pliocene slope-confined canyons of the northern Ebro margin (Tortuga survey). They proposed that these canyons were generated by the destabilization of the continental slope and evolved through headward erosion. These canyons significantly resemble the canyons with rounded heads identified in this study. However, Bertoni and Cartwright (2005) observed that the “head” of these

incisions was located on the middle slope, unlike the canyons observed in this study where the canyon heads are located at the shelf break. Our data show that the major erosional features carved during the Messinian have no influence on the location of subsequent Plio-Quaternary canyons. The main Ebro River Messinian Valley crossing the 3D seismic survey from NW to SE does not have an effect on the development of the Plio-Quaternary submarine canyons. The absence of distinct fluvial incisions on the shelves during the Pliocene and early Pleistocene suggests that the magnitude of sea-level changes at this time was not sufficient to trigger fluvial entrenchment detectable on our seismic data. This also suggests that slope depocenters did not initiate from point sources at the shelf edge, but rather from geostrophic SW circulation plastering the upper continental slope. Initiation of submarine canyons likely resulted from slope instability near the shelf edge along these depocenters, as proposed by Farrán and Maldonado (1990) and Micallef *et al.* (2014). The absence of mid-slope-confined canyons in the whole set of horizons investigated (all canyon heads reach the shelf edge) attests to this hypothesis. However, we cannot totally rule out an initial phase in which canyons evolved as slope-confined canyons, as suggested by Bertoni and Cartwright (2005) and Kertznus and Kneller (2009). In this scenario, upslope erosion by slope instability had to occur during the initial stages of margin construction (not imaged in the Ebro delta seismic survey) and soon reached the shelf edge without further incising the shelf (Fig. 7). Top-down processes therefore seem the most plausible and most important mechanism by which canyons evolved in that area.

(c) Plio-Quaternary climate impact on submarine canyons

Previous work in the Ebro margin already suggested that the evolution of slope-confined canyons was strongly influenced by the climatic regime (Kertznus and Kneller, 2009). Bertoni and Cartwright (2005) also showed that the most intense erosional activity within the Tortuga canyons occurred during the sea-level falling stages, and also during the last phase of relative sea-level rises. In this regard, the trend in slope-confined canyon evolution during the Pliocene and early Pleistocene might actually reflect (1) increased magnitude of sea-level falls during the early Pleistocene, and (2) depocenter migration towards the shelf edge, while the onset of carving shelf-indented canyons may mark higher-amplitude sea-level variations.

(d) Fluvial incision on the shelf and the role of fluvial connection in canyon evolution

Kertzhus and Kneller (2009) did not identify cross-shelf incised valleys and hypothesized a fully marine origin for the submarine canyons. However, the shelfal patterns of high-amplitude sinuous stripes of several post-MPT horizons can undoubtedly be interpreted as meandering or braided fluvial systems (Figs. 8 to 10). The stripes are likely formed by the amalgamation of multiple channel-lag deposits that had limited migration over the continental shelf and formed a channel belt (Fig. 17). The fact that no distinct incision is visible in 2 dimensions is easily explained by the low gradient of the outer shelf; it is a common observation on Quaternary continental margins, including the nearby Gulf of Lions where fluvial incisions pinch out at a water depth around -90m (Labaune *et al.*, 2010).

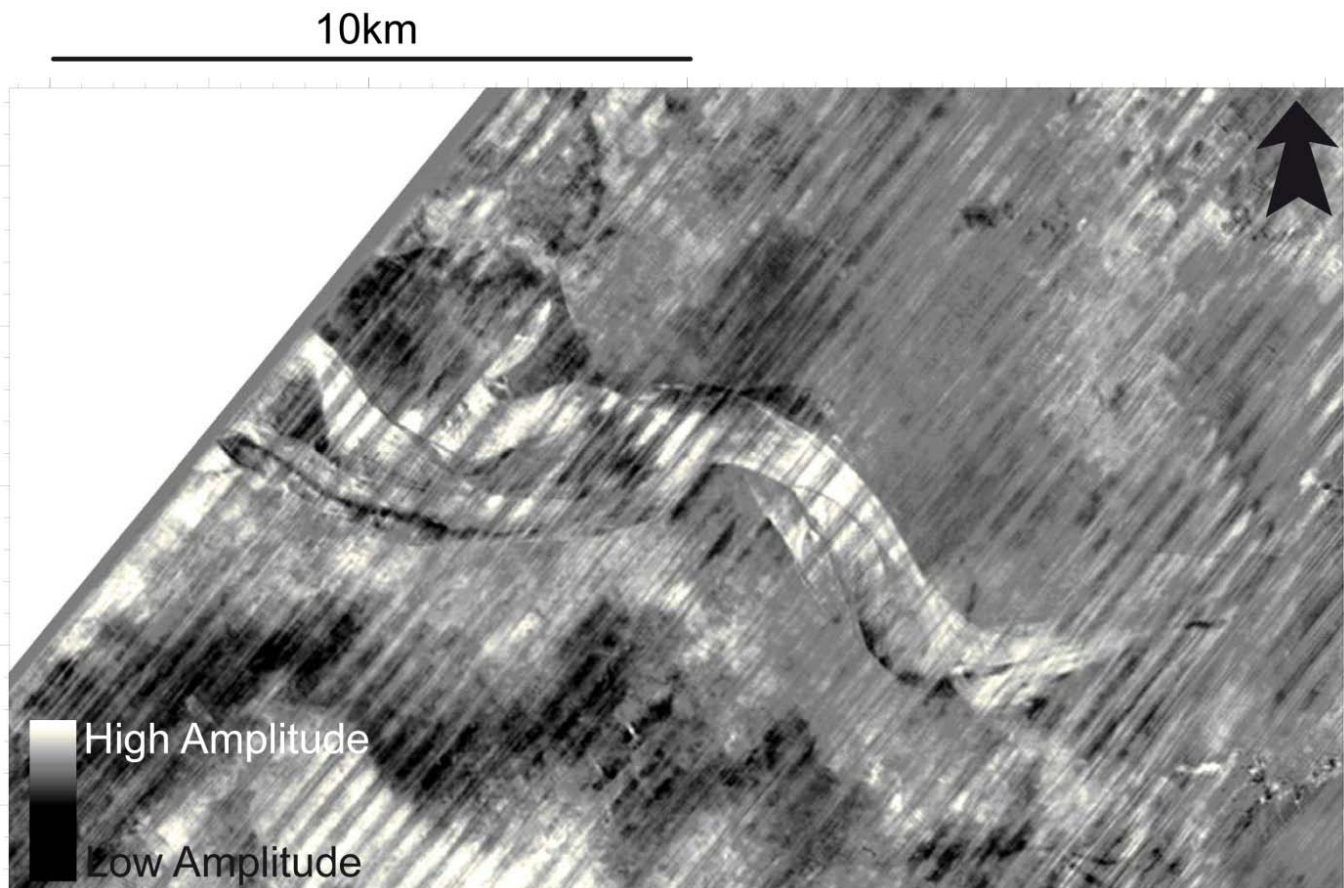


Figure 17: Detail of amplitude time slice at 0.372 stwtt displaying a fluvial system on the Ebro shelf in Horizon 7. The banding within the relatively high-amplitude sinuous stripe is interpreted as an amalgamation of different channel courses.

The width of individual channels within the stripes implies that these fluvial systems had significant water discharge according to relationships of channel width to drainage area

and discharge (e.g., Attal *et al.*, 2008). We therefore infer that these fluvial systems correspond to the extension of the Ebro River over the continental shelf during MIS 12. Because of margin progradation, these fluvial systems attain increasingly seaward locations despite larger distances from the shelf edge. We propose that the longer duration and increased amplitude of sea-level oscillations allowed these fluvial systems to reach the shelf edge. In addition, the increased magnitude of temperature difference between glacials and interglacials during the Pleistocene (Tzedakis, 2007) continuously modified the equilibrium condition of the fluvial systems, which resulted in intense erosion on land, increased sediment supply offshore (Zhang *et al.*, 2001), and increased subsidence and a more aggradational margin configuration (see also Kertznus and Kneller, 2009; Petter *et al.*, 2011 for further discussion of compactional subsidence). The fluvial systems imaged in this study most often connect with sharp-head canyons, which often cut across more than 10 km on the shelf. Such sharp-head canyons were not present in the margin prior to the MPT. This indicates that the fluvial systems played a major role in shaping the canyons during lowstand periods after the MPT and highlights the role of top-down processes in canyon evolution. The sharp-headed canyons co-existed with rounded-head slope-confined canyons, which were more abundant although likely less active during the lowstand (Fig. 16D).

During forced regressions, sediment was delivered close to the shelf edge and redistributed southward along the shelf break by geostrophic currents (Fig. 16E). Sediments transported in this way could be easily captured by the slope-confined canyons, which could evolve in a similar way as in the Late Pliocene and Early Pleistocene. The isochore maps actually show that during the Late Pleistocene, sediment accumulation preferentially occurred at the shelf break/upper slope, especially at the location of slope-confined canyons. The high sedimentation rates at the head of these canyons likely exerted a major control in their evolution: enlargement of the head regions and development of interfluves. However, when the sea level dropped, a direct connection was made between the fluvial (Ebro) system and the canyon, implying erosion of this particular canyon and transfer of sediment to the deep sea.

Using higher-resolution 2D seismic data, Farrán and Maldonado (1990) postulated that subsidence compensated the rate of sea-level fall leading to the development of shelf-edge deltas and to the infilling of the canyons during the following sea-level rise. The arbitrary sections (Fig. 11) along the fluvial systems and down to the connecting shelf-indenting canyons display a high-amplitude reflection on the shelf followed by an erosional surface at the shelf break/upper slope with a chaotic infill. This configuration implies that the

chaotic infill of many canyons deposited after shelf-edge erosion (Fig. 15), which is usually ascribed to the relative sea-level minimum. However, the sediment topping the chaotic infill has an aggradational pattern suggesting that the infill deposited during the lowstand and/or early rise (The Lowstand Wedge in the sense of Posamentier and Vail (1988)). The chaotic infill was preserved thanks to a relatively high rate of subsidence and a quick and abrupt sea-level rise. As the sea-level kept rising, geostrophic circulation and other oceanic processes over the outer shelf and shelf-edge were restored, transporting new sediment to the head of the canyon, which aggraded “on top” of the chaotic infill (Fig. 11).

We observe at least two shelf-indenting canyons: the Orpesa canyon and the Vinarós canyon, implying that the canyon heads were not fully filled during the lowstand / early relative sea-level rise phase of the last glacial cycle. However, the morphology of the canyons is slightly different with respect to that of the Pleistocene lowstand margins (H5 to H7). The canyons are less incised with respect to the previous lowstands (Fig. 12).

(e) Fluvial systems over the Ebro margin

We find one or two shelf-indenting canyons in Horizons 5, 6 and 7 (Figs. 8 to 10), while only one fluvial system seems to have been directly connected to a canyon in each of those horizons. Similarity and amplitude time slices highlight the existence of a few other fluvial systems during the Quaternary period, although none of these fluvial systems appears to directly connect with canyons on the slope. This, however, does not preclude that these fluvial systems connected to a canyon. Other fluvial systems connected to the pointed-head canyons can probably not be imaged. Erosion during sea-level rise, particularly during periods of decreased rate of rise, could have erased connections between rivers and canyons. Also, given the fact that fluvial systems emerge from our data set almost exclusively because of their amplitude pattern (the vertical resolution is too low to display the relatively minor fluvial incision near their base level), we cannot exclude that additional fluvial courses that are not recorded by the amplitude data (e.g. absence of channel lag) could have been established during a lowstand. Avulsions on the shelf are also likely more feasible than in the highly entrenched valleys of the coastal ranges. It is also possible that shelf-indenting canyons that are not directly connected to a fluvial course were re-excavated during subsequent lowstands. Finally, the 3D seismic survey presented in this study only images about one half of the Ebro Margin shelf edge, and therefore fluvial courses could also have been established to the south and, particularly, to the north of the survey area.

7. *Synthesis and conclusion*

- Horizons picked from the Ebro 3D seismic survey and associated attributes provide further insights into the understanding of the development of canyons and shelf-edge incisions following the Messinian Salinity Crisis.
- After the major erosion phase that took place during the MSC, the margin rebuilt progressively, clinoform height increased from 300 m to more than 1200 m, and a new generation of canyons, not linked genetically to the Messinian drainage network, progressively developed.
- Proto-canyons progressively formed along the nascent continental slope, probably in relation to mass wasting. They evolved from a dense network of large gullies/small canyons (50-100 m deep, 1-2 km wide) confined to the slope. Around 1.8 Ma BP, true canyons, 200 m deep and 3 km wide, were present, but remained confined to the continental slope, without visible connection to any fluvial system.
- The connection of fully-developed canyons with fluvial systems is well visible at the end of the MPT, which marked the amplification of glacio-eustatism. The first obvious connection corresponds to MIS 22, which is one of the coldest glacial stages during the entire Quaternary. Similar fluvial connections with canyons are also observed during MIS 16 and MIS 12 (at least).
- This result diverges from that of Kertznus and Kneller (2009), who did not find evidence of fluvial incision on the shelf and concluded that there was no genetic relation between fluvial systems and canyons on the Ebro margin. In our view, the absence of major incision (detectable on seismic data) on the outer shelf can be easily explained by the low gradient of the shelf. Fluvial systems are therefore better detected through changes in seismic attributes, such as amplitude and similarity.
- The first appearance of shelf-indenting canyons also corresponds to MIS 22. These canyons cut across the shelf along a distance of up to 15 km, and are observed (at least) during the most pronounced glacial stages (MIS 22, MIS 16, and MIS 12). A plausible explanation is that retrogressive erosion of canyon heads was favored by fluvial connection, especially during phases of early sea-level rise when water and sediment fluxes in fluvial systems were at a maximum in the Mediterranean realm. In other words, canyon entrenchment kept pace with sea-level rise because of the large amount of water and sediment delivered to the sea during early deglacial phases, resulting in shelf incision over long distances (more than 10 km).

- Our findings support the EXXON model of canyon formation (Posamentier and Vail, 1988; Posamentier *et al.*, 1991), where the lowstand wedge phase corresponds to the infill of canyons incised during the lowstand fan phase of the lowstand systems tract. In the context of the Plio-Quaternary dominated by glacio-eustatism, we see from our data set that shelfal fluvial deposits are coeval with MTD along the slope. These deposits underlie the major sequence boundaries, which correspond to the coldest cold stages in the Quaternary.

8. Acknowledgement

The authors wish to thank BG Group for supplying the seismic and well data and granting permission to publish. We would like to express our gratitude to Seismic Micro-technologies for a Kingdom Suite Educational License Grant and to dGB for providing access to Opendtect software. We also thank Garry Fowler for improving the English language. M.A. Mauffrey received additional support from the French “Action Marges” Program. Finally, the paper was substantially improved by constructive reviews by ...

9. References

- Alonso, B., and Maldonado, A., 1990. The Ebro Continental Margin, Northwestern Mediterranean Sea Late Quaternary sedimentation patterns of the Ebro turbidite systems (northwestern Mediterranean): Two styles of deep-sea deposition: *Marine Geology*, v. 95, no. 3, p. 353-377.
- Ambblas, D., Canals, M., Urgeles, R., Lastras, G., Liqueste, C., Hughes-Clarkes, J. E., Casamor, J. L., and Calafat, A. M., 2006. Morphogenetic mesoscale analysis of the northeastern Iberian margin, NW Mediterranean Basin: *Marine Geology*, v. 234, p. 3-20.
- Anastasakis, G., and Piper, D. J., 2013. The changing architecture of sea-level lowstand deposits across the Mid-Pleistocene Transition: South Evoikos Gulf, Greece: *Quaternary Science Reviews*, v. 73, p. 103-114.
- Arnau, P., Liqueste, C., and Canals, M., 2004. River mouth plume events and their dispersal in the Northwestern Mediterranean Sea: *Oceanography*, v. 17, no. 3, p. 22-31.
- Attal, M., Tucker, G., Whittaker, A., Cowie, P., and Roberts, G. P., 2008. Modeling fluvial incision and transient landscape evolution: Influence of dynamic channel adjustment: *Journal of Geophysical Research: Earth Surface (2003–2012)*, v. 113, no. F3.
- Bailey, H. W., Gallagher, L., and Woodhouse, B., 2008. Biostratigraphy of the Well Fornax-1, Offshore Spain, 12 pp. Unpublished biostratigraphic report.
- Baztan, J., Berné, S., Olivet, J. L., Rabineau, M., Aslanian, D., Gaudin, M., Réhault, J. P., and Canals, M., 2005. Axial incision: The key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion): *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, no. 6-7, p. 805-826.

- Bertoni, C., and Cartwright, J. A., 2005. 3D seismic analysis of slope-confined canyons from the Plio-Pleistocene of the Ebro Continental Margin (Western Mediterranean): *Basin Research*, v. 17, p. 43-62.
- Bol'shakov, V. A., 2014. A link between global climate variability in the Pleistocene and variations in the Earth's orbital parameters: *Stratigraphy and Geological Correlation*, v. 22, no. 5, p. 538-551.
- Camaselle, A., Urgeles, R., De Mol, B., Camerlenghi, A., and Canning, J. C., 2014. Late Miocene sedimentary architecture of the Ebro Continental Margin (Western Mediterranean): implications to the Messinian Salinity Crisis: *International Journal of Earth Science*, v. 103, p. 423-440.
- Clark, P. U., Archer, D., Pollard, D., Blum, J. D., Rial, J. A., Brovkin, V., Mix, A. C., Pisias, N. G., and Roy, M., 2006. The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO₂: *Quaternary Science Reviews*, v. 25, p. 3150-3184.
- Cohen, K., Finney, S., Gibbard, P., and Fan, J.-X., 2013. The ICS international chronostratigraphic chart: *Episodes*, v. 36, no. 3, p. 199-204.
- Dogliani, C., Gueguen, E., Sabat, F., and Fernandez, M., 1997. The Western Mediterranean extensional basins and the Alpine orogen: *Terra Nova*, v. 9, p. 109-112.
- Elderfield, H., Ferretti, P., Greaves, M., Crowhurst, S., McCave, I., Hodell, D., and Piotrowski, A., 2012. Evolution of ocean temperature and ice volume through the Mid-Pleistocene climate transition: *Science*, v. 337, no. 6095, p. 704-709.
- Evans, G., and Arche, A., 2002. The flux of siliciclastic sediment from the Iberian Peninsula, with particular reference to the Ebro: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 191, no. 1, p. 199-208.
- Farran, M., and Maldonado, A., 1990. The Ebro continental shelf: Quaternary seismic stratigraphy and growth patterns: *Marine Geology*, v. 95, p. 289-312.
- Farre, J. A., McGregor, B. A., Ryan, W. B. F., and Robb, J. M., 1983. Breaching the shelfbreak: passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution, *in* G.T., S. D. J. a. M., ed., *The shelfbreak: critical interface on continental margins*, SEPM, p. 25-39.
- Fernandez-Novoa, D., Mendes, R., DeCastro, M., Dias, J. M., Sanchez-Arcilla, A., and Gomez-Gesteira, M., 2015. Analysis of the influence of river discharge and wind on the Ebro turbid plume using MODIS-Aqua and MODIS-Terra data: *Journal of Marine Systems*, v. 142, p. 40-46.
- Font, J., Salat, J., and Julia, A., 1990. Marine circulation along the Ebro continental margin: *Marine Geology*, v. 95, p. 165-177.
- Frey-Martinez, J., Cartwright, J. A., Burgess, P. M., and Vicente-Bravo, J., 2004. 3D seismic interpretation of the Messinian Unconformity in the Valencia Basin, Spain, *in* Davies, R. J., Cartwright, J. A., Stewart, S. A., Lappin, M., and Underhill, J. R., eds., *3D Seismic Technology: Application to the Exploration of Sedimentary Basins, Volume 29*: London, Geological Society, p. 91-100.
- Gaudin, M., Berné, S., Jouanneau, J. M., Palanques, A., Puig, P., Mulder, T., Cirac, P., Rabineau, M., and Imbert, P., 2006. Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart

- canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea): *Marine Geology*, v. 234, no. 1-4, p. 111-128.
- Gueguen, E., Doglioni, C., and Fernandez, M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean: *Tectonophysics*, v. 298, no. 1-3, p. 259-269.
- Harris, P., and Whiteway, T., 2011. Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins: *Marine Geology*, v. 285, p. 69-86.
- Helland-Hansen, W., and Hampson, G., 2009. Trajectory analysis: concepts and applications: *Basin Research*, v. 21, no. 5, p. 454-483.
- Henriksen, S., Hampson, G. J., Helland-Hansen, W., Johannessen, E. P., and Steel, R. J., 2009. Shelf edge and shoreline trajectories, a dynamic approach to stratigraphic analysis: *Basin Research*, v. 21, no. 5, p. 445-453.
- Huybers, P., 2007. Glacial variability over the last two million years: an extended depth-derived age model, continuous obliquity pacing, and the Pleistocene progression: *Quaternary Science Reviews*, v. 26, no. 1, p. 37-55.
- Kertzus, V., and Kneller, B. C., 2009. Clinoform quantification for assessing the effects of external forcing on continental margin development: *Basin Research*, v. 21, p. 738-758.
- Labaune, C., Tesson, M., Gensous, B., Parize, O., Imbert, P., and Delhaye-Prat, V., 2010. Detailed architecture of a compound incised valley system and correlation with forced regressive wedges: Example of Late Quaternary Têt and Agly rivers, western Gulf of Lions, Mediterranean Sea, France: *Sedimentary Geology*, v. 223, no. 3, p. 360-379.
- Lang, N., and Wolff, E. W., 2011. Interglacial and glacial variability from the last 800 ka in marine, ice and terrestrial archives: *Climate of the Past*, v. 7, no. 2, p. 361-380.
- Lisiecki, L. E., and Raymo, M. E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records: *Paleoceanography*, v. 20, no. 1, p. n/a-n/a.
- Liu, L., Maiorano, P., and Zhao, X., 1996. Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossils from the Iberia abyssal plain, in Whitmarsh, R. B., Sawyer, D. S., Klaus, A., and Masson, D. G., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Volume 149: TX*, College Station, p. 147-164.
- Lofi, J., and Berné, S., 2008. Evidence for pre-Messinian submarine canyons on the Gulf of Lions slope (Western Mediterranean): *Marine and Petroleum Geology*, v. 25, no. 8, p. 804-817.
- Micallef, A., Mountjoy, J. J., Barnes, P. M., Canals, M., and Lastras, G., 2014. Geomorphic response of submarine canyons to tectonic activity: Insights from the Cook Strait canyon system, New Zealand: *Geosphere*, v. 10, no. 5, p. 905-929.
- Miller, K. G., Kominz, M. A., Browning, J. V., Wright, J. D., Mountain, G. S., Katz, M. E., Sugarman, P. J., Cramer, B. S., Christie-Blick, N., and Pekar, S. F., 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change: *Science*, v. 310, no. 5752, p. 1293-1298.

- Mitchum, R. M., Vail, P. R., and Thompson, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 6. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences, seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration, AAPG.
- Mudelsee, M., and Raymo, M. E., 2005. Slow dynamics of the Northern Hemisphere glaciation: *Paleoceanography*, v. 20, p. 1-14.
- Mudelsee, M., and Schulz, M., 1997. The Mid-Pleistocene climate transition: onset of 100 ka cycle lags ice volume build-up by 280 ka: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 151, p. 117-123.
- Muttoni, G., Ravazzi, C., Breda, M., Pini, R., Laj, C., Kissel, C., Mazaud, A., and Garzanti, E., 2007. Magnetostratigraphic dating of an intensification of glacial activity in the southern Italian Alps during Marine Isotope Stage 22: *Quaternary research*, v. 67, no. 1, p. 161-173.
- Orange, D. L., Anderson, R. S., and Breen, N. A., 1994. Regular canyon spacing in the submarine environment: the link between hydrology and geomorphology: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 4, p. 29-39.
- Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Puig, P., Fabres, J., Guillén, J., Calafat, A., Canals, M., Heussner, S., and Bonnín, 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*, v. 234, no. 1-4, p. 43-61.
- Palanques, A., Puig, P., Guillén, J., Jiménez, J., Gracia, V., Sánchez-Arcilla, A., and Madsen, O., 2002. Near-bottom suspended sediment fluxes on the microtidal low-energy Ebro continental shelf (NW Mediterranean): *Continental Shelf Research*, v. 22, p. 285-303.
- Petter, A. L., Kim, W., Muto, T., and Steel, R. J., 2011. Comment on 'Clinoform quantification for assessing the effects of external forcing on continental margin development': *Basin Research*, v. 23, no. 1, p. 118-121.
- Posamentier, H., Erskine, R., and Mitchum Jr, R., 1991. Models for submarine-fan deposition within a sequence-stratigraphic framework, *Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems*, Springer, p. 127-136.
- Posamentier, H. W., and Vail, P. R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II - Sequences and system tract models, *Sea-level changes: an integrated approach*, Volume Special publication 42: Tulsa, Oklahoma, USA, Society of economic paleontologists and mineralogists, p. 109-124.
- Pratson, L. F., and Coakley, B. J., 1996. A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows: *Geological Society of American Bulletin*, v. 108, no. 2, p. 225-234.
- Pratson, L. F., Ryan, W. B. F., Mountain, G. S., and Twichell, D. C., 1994. Submarine canyon initiation by downslope-eroding sediment flows: Evidence in late Cenozoic strata on the New Jersey continental slope: *Geological Society of American Bulletin*, v. 106, p. 395-412.
- Ravelo, A. C., Andreasen, D. H., Lyle, M., Olivarez Lyle, A., and Wara, M. W., 2004. Regional climate shifts caused by gradual global cooling in the Pliocene epoch: *Nature*, v. 429, no. 6989, p. 263-267.

- Raymo, M. E., and Nisancioglu, K., 2003. The 41 kyr world: Milankovitch's other unsolved mystery: *Paleoceanography*, v. 18, no. 1, p. 1-6.
- Ribó, M., Puig, P., Acosta, J., Muñoz, A., van Haren, H., and Lo, C., 2013. Morphobathymetric and sediment dynamics analysis on the Gulf of Valencia continental slope (NW Mediterranean), *Marine and River Dune dynamics*: Bruges, Belgium.
- Roca, E., Sans, M., Cabrera, L., and Marzo, M., 1999. Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean): *Tectonophysics*, v. 315, no. 1-4, p. 209-229.
- Sabat, F., Roca, E., Munoz, A., Verges, J., Santanach, P., Sans, M., Masana, E., Estevez, A., and Santisteban, C., 1997. Role of extension and compression in the evolution of the eastern margin of Iberia: the ESCI-Valencia Trough seismic profile: *Revista de la sociedad Geologica de Espana*, v. 8, no. 4, p. 431-448.
- Shepard, F. P., 1936. Continued exploration of California submarine canyons: *EOS, Transactions American Geophysical Union*, v. 17, no. 1, p. 221-223.
- Shepard, F. P., 1981. Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, no. 65, p. 1062-1077.
- Stampfli, G. M., and Hocker, C. F. W., 1989. Messinian paleorelief from 3D seismic survey in the Tarraco concession area (Spanish Mediterranean Sea): *Geologie en Mijnbouw*, v. 68, p. 201-210.
- Steel, R., and Olsen, T., 2002. Clinoforms, clinoform trajectories and deepwater sands: *Sequence Stratigraphic Models for Exploration and Production: Evolving Methodology, Emerging Models and Application Histories*, p. 367-381.
- Sultan, N., Voisset, M., Marsset, B., Marsset, T., Cauquil, E., and Colliat, J.-L., 2007. Potential role of compressional structures in generating submarine slope failures in the Niger delta: *Marine Geology*, v. 237, p. 169-190.
- Twichell, D. C., and Roberts, D. G., 1982. Morphology, distribution, and development of submarine canyons on the United States Atlantic continental slope between Hudson and Baltimore Canyons: *Geology*, v. 10, p. 408-412.
- Tzedakis, P., 2007. Seven ambiguities in the Mediterranean palaeoenvironmental narrative: *Quaternary Science Reviews*, v. 26, no. 17, p. 2042-2066.
- Urgeles, R., Camerlenghi, A., Garcia-Castellanos, D., De Mol, B., Garces, M., Verges, J., Haslam, I., and Hardman, M., 2011. New constraints on the Messinian sealevel drawdown from 3D seismic data of the Ebro Margin, western Mediterranean: *Basin Research*, v. 23, no. 123-145.
- Vail, P., Hardenbol, J., and Todd, R., 1984. Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., and Billups, K., 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present: *Science*, v. 292, p. 686-693.

Zhang, P., Molnar, P., and Downs, W. R., 2001. Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4[thinsp]Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates: *Nature*, v. 410, no. 6831, p. 891-897.

C. Conclusions de l'article

- Les horizons propagés sur la sismique de la marge de l'Ebre ainsi que leurs attributs sismiques permettent une nouvelle approche dans la compréhension du développement des canyons et incisions du rebord de plateforme suite à la crise de salinité messinienne.
- Après une phase d'érosion majeure due à la crise de salinité messinienne, la marge se reconstruit progressivement. La hauteur des cliniformes passe de 300 m à plus de 1200 m et une nouvelle génération de canyons, dont la mise en place n'est pas liée au réseau de drainage du Messinien, se développe également progressivement.
- Peu à peu, des proto-canyons se forment, probablement en relation avec les glissements, le long de la pente continentale naissante. Ils sont l'évolution d'un réseau dense de large « gullies » ou petits canyons (50-100 m de profondeur et 1 à 2 km de largeur) confinés sur la pente continentale. A partir de 1,8 Ma BP, de véritables canyons, de 200 m de profondeur et 3 km de largeur, sont présents, toujours confinés à la pente sans connexion visible avec un système fluvial.
- La connexion entre les canyons développés et un système fluvial est clairement visible à partir de la fin de la Transition mi-Pléistocène (MPT) qui marque l'amplification du glacio-eustatisme. La première connexion correspond au MIS 22, un des stades glaciaires les plus froids du Quaternaire. Des connexions similaires sont ensuite observées au MIS 16 et 12.
- Ces résultats divergent de ceux déjà publiés en 2009 par Kertznus et Kneller qui n'ont pas observés de preuve d'incisions fluviales sur le plateau continental et concluent qu'il n'y a donc pas de relation entre les canyons et les systèmes fluviaux sur la marge de l'Ebre. De notre point de vue, l'absence d'incisions majeures (détectables sur la sismique) sur le plateau externe peut être expliquée par le faible gradient d'incision sur le plateau. Les systèmes fluviaux sont par conséquent plus facilement détectables par les variations d'attributs sismiques comme l'amplitude ou la similarité.
- L'apparition de canyons incisant le plateau correspond au MIS 22. Ces canyons peuvent inciser le plateau sur 15 km et s'observent lors des maximums glaciaires les plus prononcés (MIS 22, 16 e 12). Ceci peut être liée à l'érosion rétroactive des têtes de canyons favorisée par les connexions fluviales, particulièrement au début de la

remontée du niveau marin lorsque les flux d'eau et de sédiments provenant des systèmes fluviaux sont à leur maximum en Méditerranée. En d'autres termes, l'incision des têtes de canyons sur le plateau suivent un rythme donné par la remontée du niveau marin alors qu'une quantité importante d'eau et de sédiments est distribuée en mer en phase déglaciaire entraînant ainsi des incisions de longueurs significatives sur le plateau (plus de 10 km).

- Nos résultats concordent avec le modèle d'Exxon sur la formation des canyons sous-marins (Posamentier and Vail, 1988; Posamentier *et al.*, 1991), montrant que les phases de dépôt de bas du niveau marin (« lowstand wedge phase ») correspondent au remplissage des incisions faites lors des phases de dépôt des éventails sous-marins (« lowstand fan phase ») en période de bas niveau marin (« lowstand system tract »). Dans le contexte du Plio-Quaternaire, dominé par le glacio-eustatisme, nous pouvons observer grâce aux données sismiques que les dépôts fluviaux du plateau sont contemporains aux glissements (MTD) le long de la pente continentale. Ces dépôts se trouvent au dessus des limites de séquences correspondant aux plus froides des maximums glaciaires du Quaternaire.

Bibliographie

- Alonso, B., and Maldonado, A., 1990. The Ebro Continental Margin, Northwestern Mediterranean Sea Late Quaternary sedimentation patterns of the Ebro turbidite systems (northwestern Mediterranean): Two styles of deep-sea deposition: *Marine Geology*, v. 95, no. 3, p. 353-377.
- Ambblas, D., Gerber, T. P., De Mol, B., Urgeles, R., Garcia-Castellanos, D., Canals, M., Pratson, L. F., Robb, N., and Canning, J. C., 2012. Survival of a submarine canyon during long-term outbuilding of a continental margin: *Geology*, v. 40, no. 6, p. 543-546.
- Bertoni, C., and Cartwright, J. A., 2005. 3D seismic analysis of slope-confined canyons from the Plio-Pleistocene of the Ebro Continental Margin (WesternMediterranean): *Basin Research*, v. 17, p. 43-62.
- Cameselle, A. L., Urgeles, R., De Mol, B., Camerlenghi, A., and Canning, J. C., 2014. Late Miocene sedimentary architecture of the Ebro Continental Margin (Western Mediterranean): implications to the Messinian Salinity Crisis: *International Journal of Earth Sciences*, v. 103, no. 2, p. 423-440.
- Clark, P. U., Archer, D., Pollard, D., Blum, J. D., Rial, J. A., Brovkin, V., Mix, A. C., Pisias, N. G., and Roy, M., 2006. The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO₂: *Quaternary Science Reviews*, v. 25, p. 3150-3184.
- Evans, G., and Arche, A., 2002. The flux of siliciclastic sediment from the Iberian Peninsula, with particular reference to the Ebro: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 191, no. 1, p. 199-208.
- Kertzus, V., and Kneller, B. C., 2009. Clinoformentation for assessing the effects of external forcing on continentalmargin development: *Basin Research*, v. 21, p. 738-758.

- Nelson, C. H., 1990. Estimated post-Messinian sediment supply and sedimentation rates on the Ebro continental margin, Spain: *Marine Geology*, v. 95, p. 395-418.
- Posamentier, H. W., and Vail, P. R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II - Sequences and system tract models, *Sea-level changes: an integrated approach*, Volume Special publication 42: Tulsa, Oklahoma, USA, Society of economic paleontologists and mineralogists, p. 109-124.
- Twichell, D. C., and Roberts, D. G., 1982. Morphology, distribution, and development of submarine canyons on the United States Atlantic continental slope between Hudson and Baltimore Canyons: *Geology*, v. 10, p. 408-412.
- Urgeles, R., Camerlenghi, A., Garcia-Castellanos, D., De Mol, B., Garcés, M., Verges, J., Haslam, I., and Hardman, M., 2011. New constraints on the Messinian sea level drawdown from 3D seismic data of the Ebro Margin, western Mediterranean: *Basin Research*, v. 23, no. 123-145.

Partie II

Les résultats

Chapitre IV

*Signature des cycles de Milankovitch dans
les canyons du Golfe du Lion: analyse
sur les 500.000 dernières années*

Chapitre IV : Signature des cycles de Milankovitch dans les canyons du Golfe du Lion: analyse sur les 500.000 dernières années.

Après avoir analysé l'initiation et l'évolution des canyons sous-marins sur la marge de l'Ebre durant le Plio-Quaternaire, une analyse temporelle et morphologique plus fine portant sur les derniers 500 000 ans dans le Golfe du Lion est proposée dans ce chapitre. Il a été vu précédemment que le Quaternaire et surtout la période suivant la « Mid-Pleistocene Transition » (entre 1,2 et 0,7 Ma ; Clark *et al.*, 2006) est la période à partir de laquelle certains canyons évoluent de canyons confinés à la pente à des canyons incisant le plateau sur plusieurs kilomètres. Cette transformation est due au changement du régime climatique et eustatique passant de cycles 41 000 ans liés à l'obliquité aux cycles de 100 000 ans (100 ka) liés à l'excentricité (Lisiecki and Raymo, 2007; Zhang *et al.*, 2001). L'augmentation de l'amplitude des cycles a entraîné des chutes du niveau marin pouvant atteindre -130 m, et permis la connexion directe fleuves/canyons. Elle a aussi influencé significativement la dynamique du plateau (notamment la distribution des sédiments). Nous allons dans cette partie rechercher dans les canyons et sur la plate-forme externe la signature des cycles eustatiques durant la dernière période (celles pour laquelle nous disposons de corrélations stratigraphiques grâce aux forages PROMESS), à l'échelle des cycles de 100 ka mais aussi à celle des changements plus rapides.

A. Introduction

Les canyons du Golfe du Lion ont été initiés il y environ 2,7 Ma (Lofi *et al.*, 2003) probablement en lien avec l'amplification du glacio-eustatisme à cette période. Depuis le début du Quaternaire, la progradation de la marge et la subsidence élevée ont permis une préservation de la partie amont des canyons, désormais enfouis sous le plateau continental externe.

La qualité et la quantité des données sismiques disponibles permettent de propager sur l'ensemble de la zone d'étude les surfaces sismiques identifiées et datées dans la zone des forages PROMESS. Nous avons en particulier identifié les surfaces d'érosion, qui sont en première analyse assimilées aux limites de séquences des cycles glacio-eustatiques.

B. Base de données

Cette étude repose essentiellement sur l'analyse de profils sismiques traités sur le logiciel Kingdom Suite 8.7 SMT. 610 profils ont été analysés sur le tout Golfe du Lion repartis sur une zone d'étude s'étendant du canyon Bourcart à l'ouest au canyon du Petit Rhône à l'est et entre le plateau (à partir de 60 m de profondeur) et la pente (jusqu'à 320 m) (Figure IV-1). Cette zone intègre donc 5 canyons, respectivement d'ouest en est: le canyon Bourcart, le canyon de l'Hérault, le canyon de Sète (qui présente deux branches), le canyon de Marti et le canyon du Petit Rhône (Figure IV-1). La densité de profils étant moins importante aux extrémités du Golfe du Lion, certains canyons n'ont pas été intégrés à cette étude (les canyons du Cap Creus, Lacaze-duthiers et de Pruvot à l'ouest et les canyons du grand Rhône, de l'Estaque, de Marseille et de Planier à l'est). Les profils sismiques ont été acquis durant des campagnes en mer différentes et par conséquent sont de résolution différente. Ceux utilisés pour l'analyse des derniers 500 000 ans ont été réalisés avec un Sparker (campagnes Basar, Calmar 97 et 99, Escomed, Strataform), complétés par des profils plus pénétrants de sismique 24 traces de la campagne Marion.

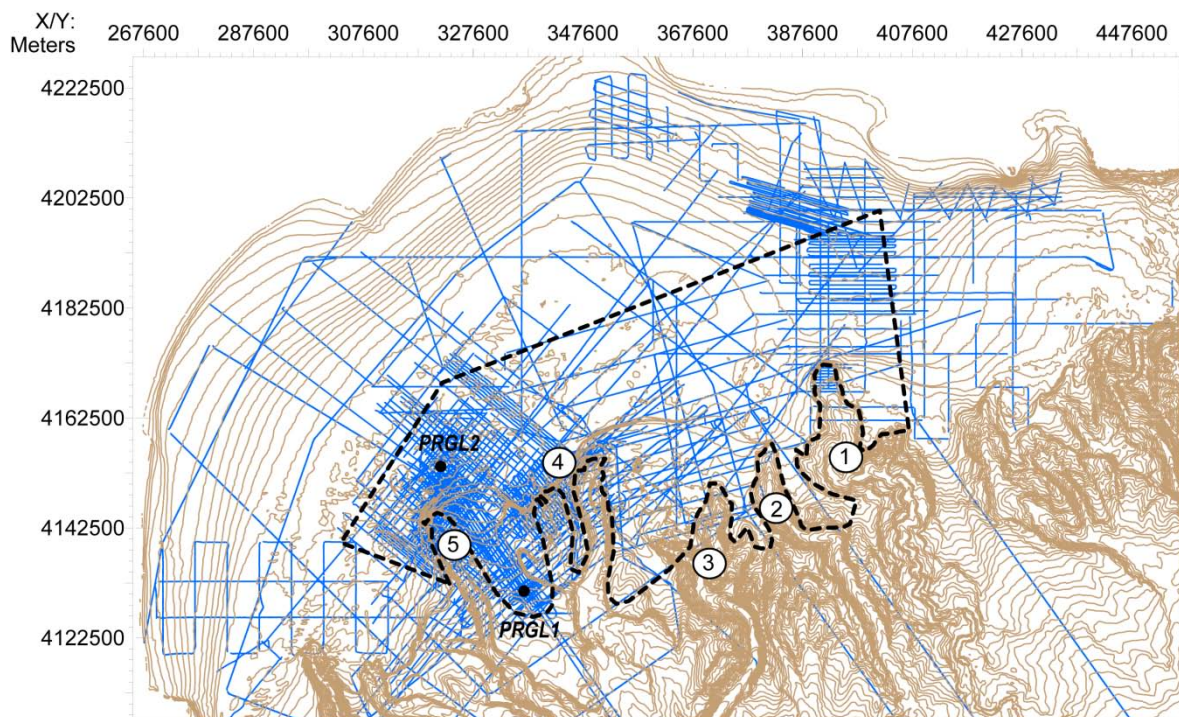


Figure IV- 1 : Base de données sismique du Golfe du Lion utilisée dans ce chapitre (et le chapitre suivant). Le polygone d'analyse est en pointillé noir. 1) Canyon du Petit Rhône ; 2) Canyon de Marti ; 3) Canyon de Sète ;4) Canyon de l'Hérault ; 5) Canyon Bourcart.

L'analyse de profils sismiques a été couplée aux données du forage PRGL1 permettant de poser un cadre chronologique. C'est notamment le modèle d'âge de Sierro *et al.* (2009) et

Frigola *et al.* (2012) (atteignant 500 000 ans) qui a permis d'associer une surface sismique à un événement climato-eustatique.

C. Résultats

1. Reconnaissance des phases d'érosion du plateau et d'incision des canyons : le cadre chrono-stratigraphique

(a) Reconnaissance des phases d'incisions

Sur le rebord du plateau, les surfaces caractéristiques sont des surfaces d'érosion. Cela s'exprime d'autant plus en tête ou flanc de canyon (Figure IV-2).

Lorsqu'une chute du niveau marin entraîne une phase de creusement ou d'érosion dans un canyon, un remplissage chaotique se met ensuite en place (Figure IV-3). Ce faciès chaotique

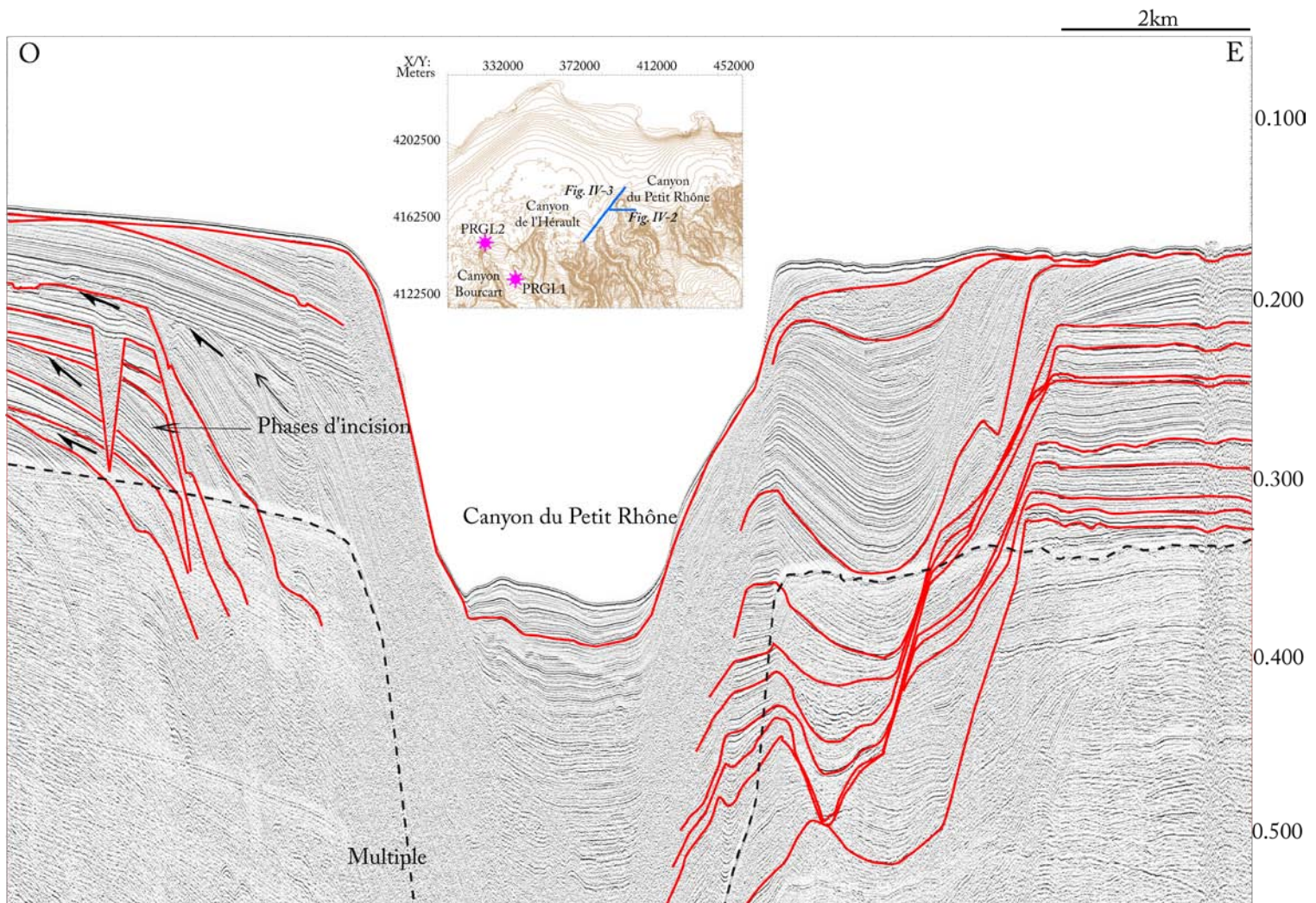


Figure IV- 2 : Profil sparker de la campagne Calmar 99 (Ca199-101) montrant les phases d'érosion sur les flancs du canyon du Petit Rhône ainsi que les difficultés rencontrées lors de la propagation des surfaces au niveau des incisions. Nous pouvons constater que les réflexions se rejoignent et se confondent sur les flancs du canyon avant de se re-différencier dans le remplissage du canyon. Malheureusement aucun repère n'est possible dans ce remplissage. La carte montre le positionnement du profil sismique en bleu.

recoupe les réflecteurs sous-jacents et se trouve ensuite scellé par une surface sismique de forte amplitude représentant l'événement glacio-eustatique suivant (Figure IV-3). Cependant il est parfois compliqué de repérer toutes les phases d'incisions d'une même surface car elles peuvent être masquées par des incisions plus récentes qui incisent donc les réflexions sous-jacentes.



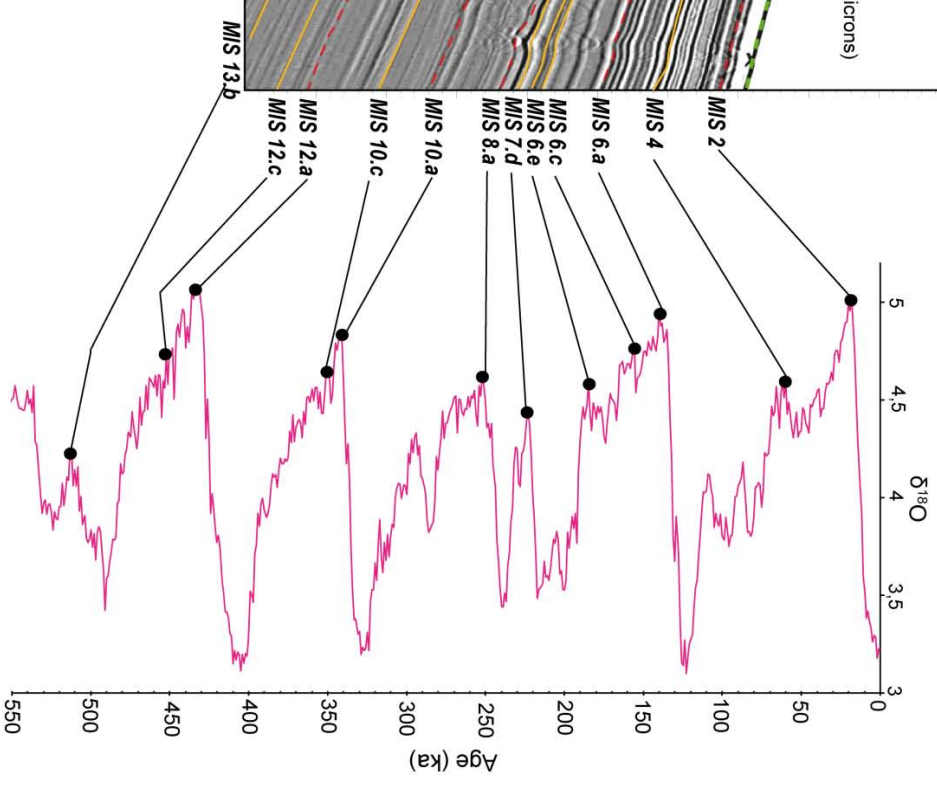
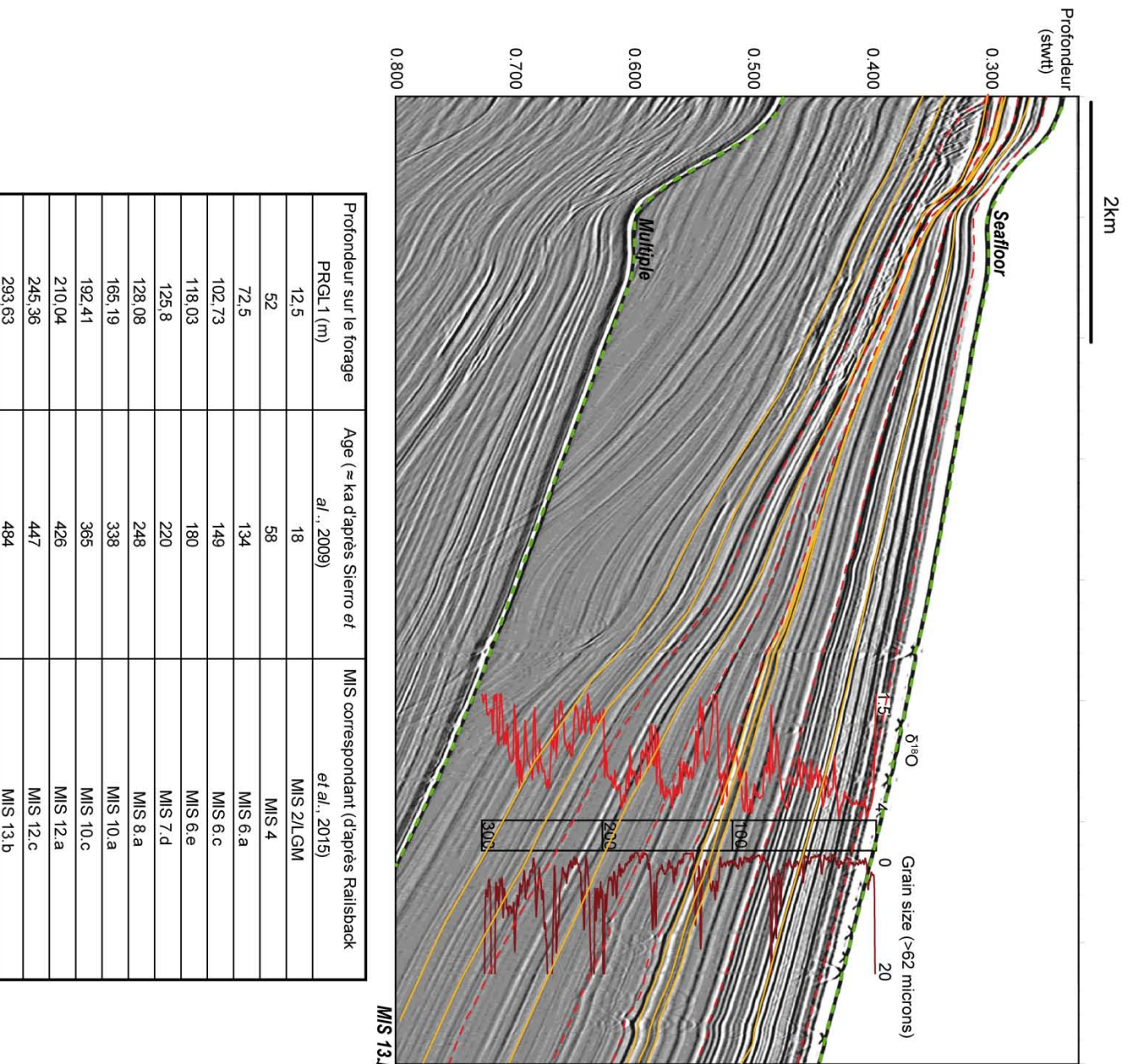
Figure IV- 3 : Profil sismique Sparker Messed 23 (courtoisie Michel Tesson). En rouge, les surfaces sismiques pointées et utilisées dans cette étude. Tous ces événements climatiques et eustatiques présentent une forte amplitude sur le plateau et rebord de plateforme. Les toplaps (flèches noires) présent sur ce profil mettent en valeur les phases de creusement. Les incisions induisent également la présence de faciès chaotique (transparence gris).

(b) Érosion et événements climato-eustatiques

Les surfaces sismiques analysées dans ce chapitre sont des surfaces d'érosion caractéristiques des périodes de bas niveau marin. Elles ont été repérées au niveau du rebord de plateforme ainsi que sur les flancs des canyons, généralement au niveau de leur tête (Figure IV-2 et 3). Ces surfaces, dont les principales avaient déjà été identifiées durant les travaux antérieurs (Jouet, 2007; Jouet *et al.*, 2006; Rabineau, 2001; Rabineau *et al.*, 2005; Riboulot *et al.*, 2014) sont assimilées à des limites de séquence des cycles glacio-eustatiques, formées pendant la chute du niveau marin et la période de bas niveau marin qui suit (Figure IV-4).

Sur le plateau continental, les surfaces d'érosion sont relativement parallèles entre elles, avec une certaine divergence vers le large traduisant l'épaississement des séquences préservées et la subsidence. Elles représentent des réflexions de plus forte amplitude (Figure IV-5). Elles correspondent, d'après le forage PRGL1, à des chutes du niveau marin relatif : soit les maximums glaciaires liés aux cycles de 100 000 ans (MIS 2, 6.a, 8.a, 10.a et MIS 12.a ; Figure IV-4) soit des événements de plus haute fréquence (MIS 4, 6.c, 6.e, 7.d, 10.c, 12.c et MIS 13.b ; Figure IV-4).

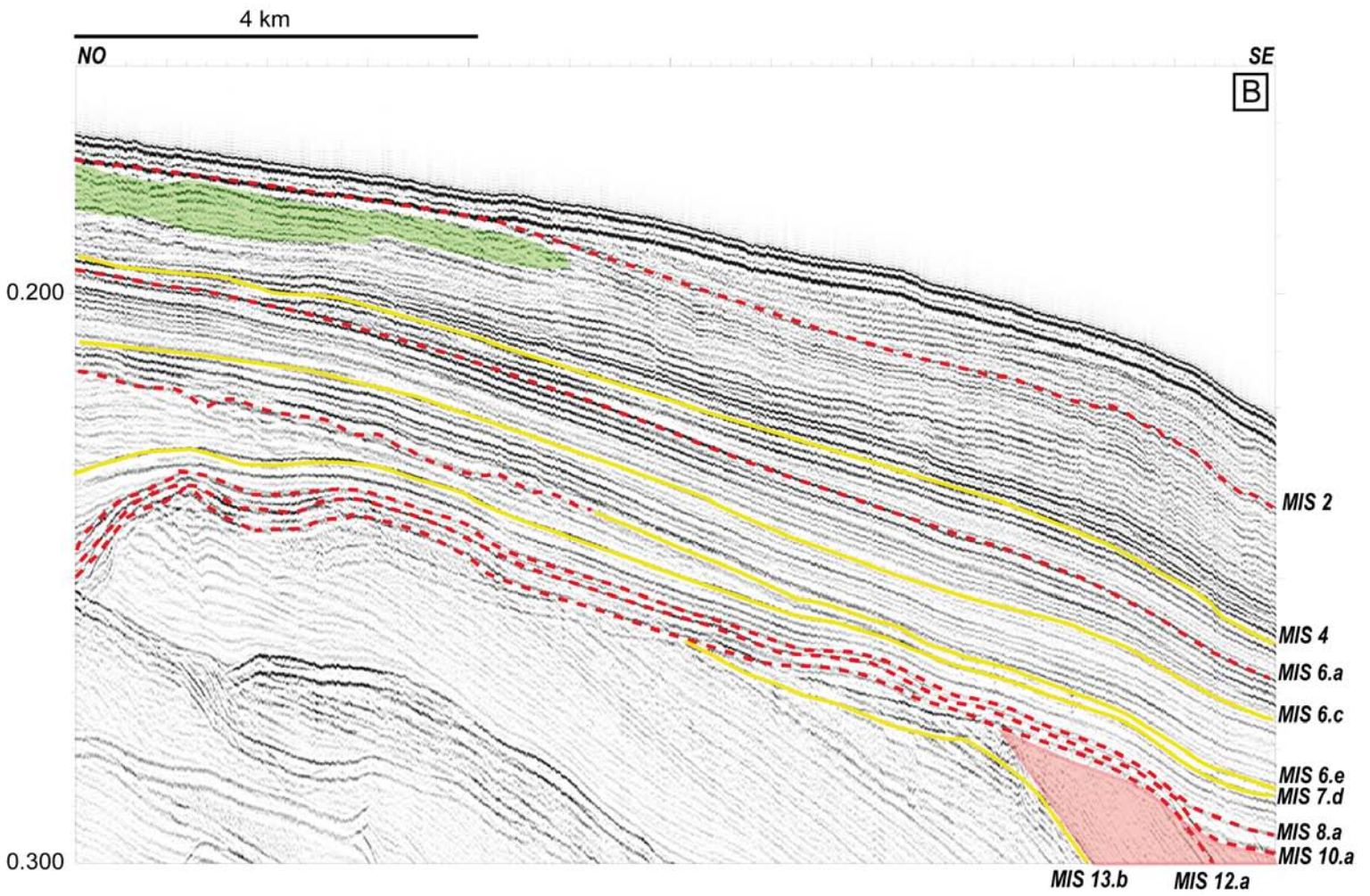
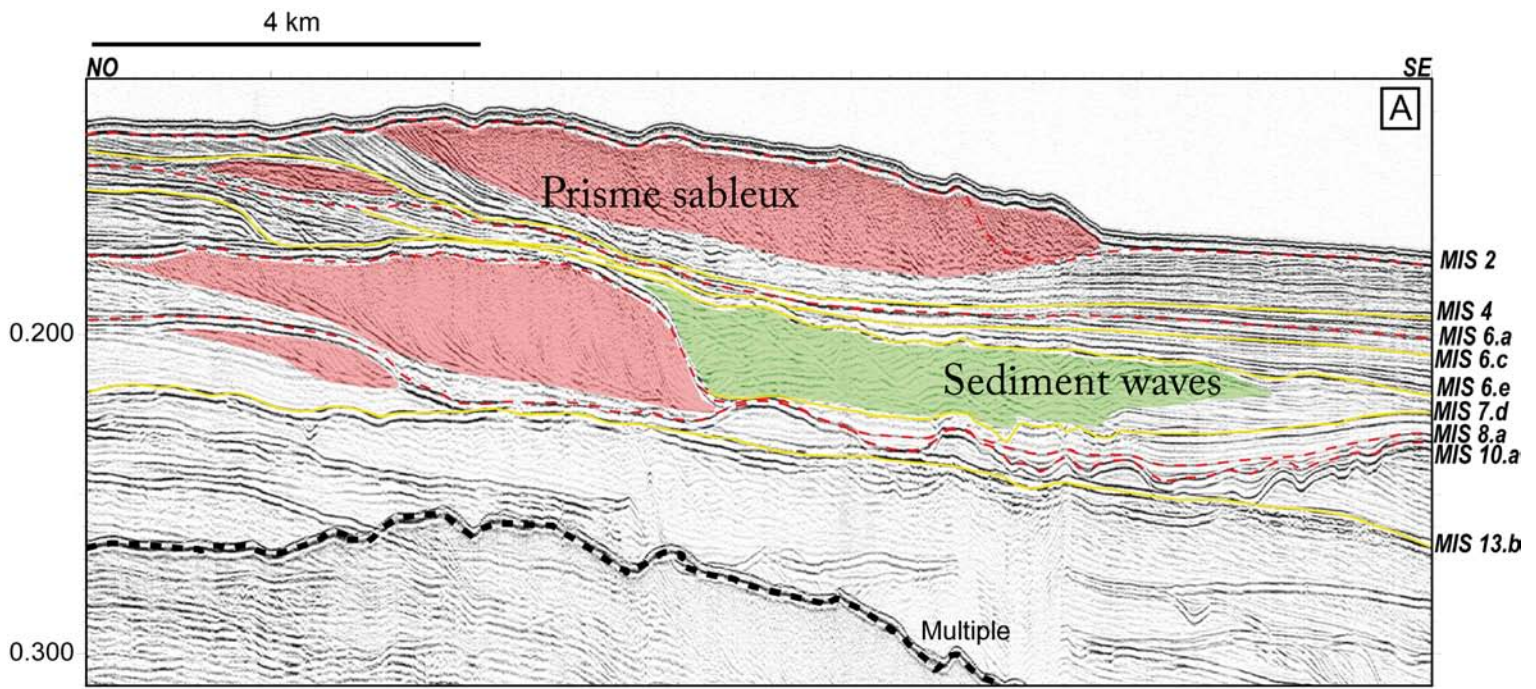
Figure IV-4 : Présentation des surfaces sur le forage PRGL1 et sur le profil Stack20r (A). La taille des grains supérieurs à 62 microns et le Delta O18 sont présentés de part et d'autre du forage. Les surfaces de fin de cycles de 100.000 ans (MIS 12.a ; 10.a ; 8.a ; 6.a et MIS 2), les surfaces représentant donc les plus bas niveaux marin, sont en pointillés rouge. Les surfaces représentant les événements rapides sont en jaune (MIS 13.b ; 12.c ; 10.c ; 7.d ; 6.e ; 6.c et MIS 4). La correspondance établie entre les surfaces et les événements climato-eustatiques a été possible grâce au modèle d'âge de Sierro *et al.* (2009) dérivé de l'analyse des proxies du forage PRGL1. Ces surfaces sont repositionnées sur la courbe du delta O18 (B; Lisiecki and Raymo, 2005) représentant les variations du niveau marin pour les derniers 550.000 ans. Le tableau C récapitule les surfaces propagées et analysées dans ce chapitre, leur profondeur sur le forage, leur âge d'après le modèle d'âge du forage (Sierro *et al.*, 2009) et les événements climatiques correspondants.

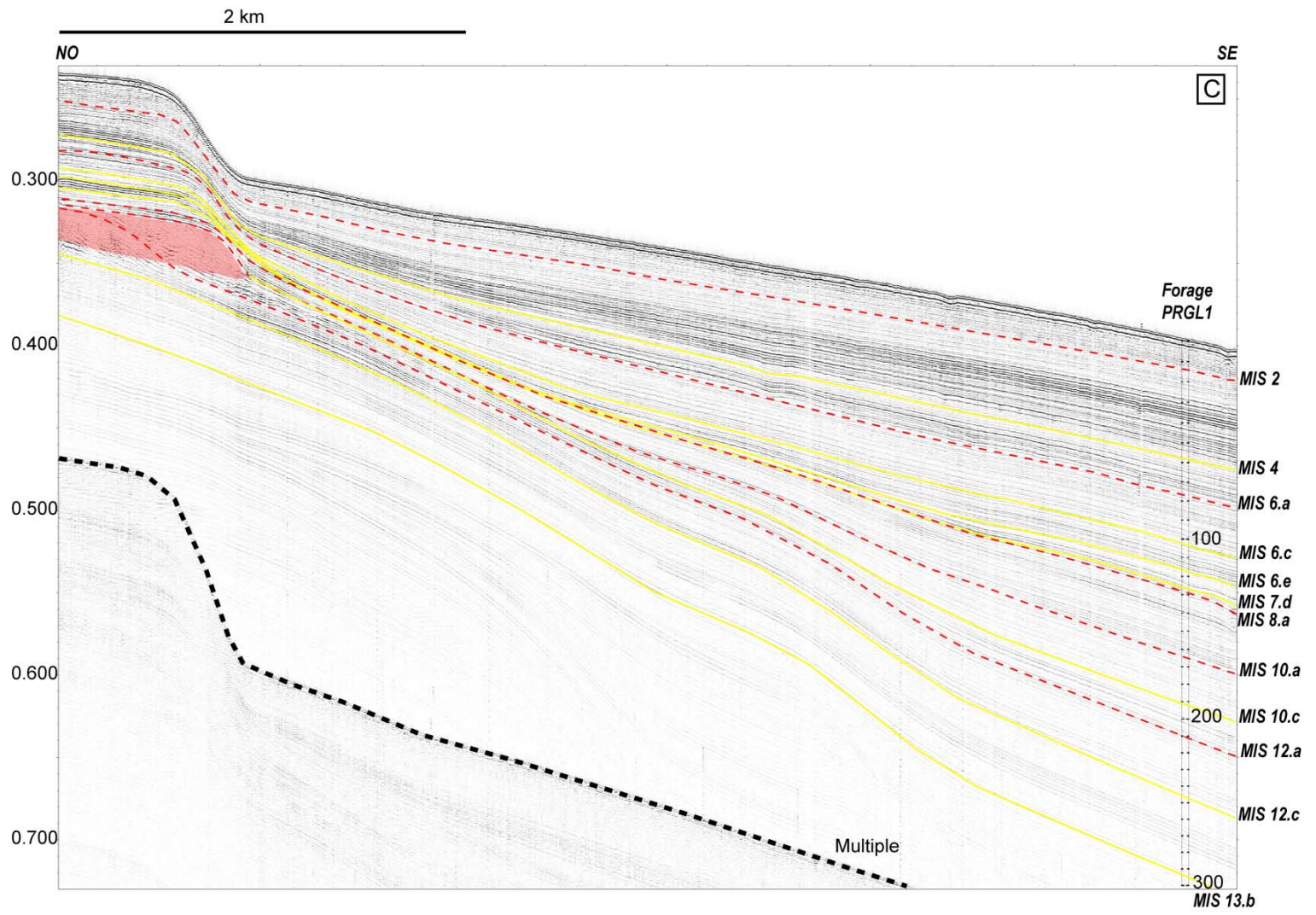


En propageant les surfaces d'érosion sur les interfluves, il est possible de constater que ces surfaces de forte amplitude sur le plateau passent progressivement à des surfaces conformes peu visibles (de faible amplitude; Figure IV-4). Le fait que leurs signatures sismiques s'estompent en allant vers le large donne l'impression qu'elles sont en continuité avec les niveaux condensés (« Maximum Flooding Surface », MFS). Ces niveaux décrits sur le forage PRLG1 par Sierro *et al.* (2009) ont eu une plus forte amplitude au niveau du forage que sur le plateau (Figure IV-4 et 5). Ces niveaux condensés correspondent à des niveaux sableux de 5 à 30 cm d'épaisseur présentant un taux de sédimentation très faible (0,1 m/ka comparé à 2,5 m/ka durant le Dernier Maximum Glaciaire ; Sierro *et al.*, 2009). Ils correspondent aux interstades et donc aux périodes chaudes qui suivent les périodes froides (et de forte chute de niveau marin) des maximums glaciaires ou des événements hautes fréquences. Cette transition entre surface d'érosion sur le plateau et niveau condensé sur l'interfluve sera plus largement expliquée dans le chapitre suivant.

Figure IV-5 : Profil composite allant du plateau jusqu'au forage PRGL1 et passant sur l'interfluve Bourcart-Hérault. Trois zooms sont présentés (A, B et C). A : Plateau supérieur, B : interfluve et C : au niveau du forage PRGL1. A noter que les surfaces ont une forte amplitude sur le profil A (plateau) et une faible amplitude au niveau du forage (C). Sur les profils A ; B et C, Les prismes sableux ont été mis en évidence en transparence rouge ainsi que les « sediment waves » en vert, témoins d'un hydrodynamisme intense.







2. Evolution morphologique des têtes de canyons

L'analyse des phases d'incisions est réalisée à deux échelles de temps. Tout d'abord la comparaison morphologique sera faite entre les grands cycles de 100 ka puis entre les événements rapides au sein même des cycles de 100 ka.

(a) Incisions liées aux cycles de 100 000 ans

Le *MIS 12a* et le *MIS 10.a* représentent les deux plus grandes chutes eustatiques de l'océan global durant les derniers 500 ka. Du *MIS 12.a* au *MIS 10.a*, les incisions dans le Golfe du Lion ont peu migré latéralement (Figure IV-6A, Tableau IV-1A). Seul le canyon du Petit Rhône voit sa tête se déplacer de 4 km vers l'ouest. En revanche, la longueur de leur incision varie ponctuellement. La branche est du canyon de Sète s'est largement développée au *MIS 10.a* en incisant le plateau sur 5 km par rapport à sa position au *MIS 12.a*. La branche ouest se réduit et se sépare en 2 branches. La branche ouest du canyon de l'Hérault incise le plateau sur 11 km au *MIS 12.a* et *10.a*. L'incision s'est également déplacée de 4 km vers l'est. Le canyon Bourcart présente peu de changements entre les deux périodes.

Du *MIS 10a* au *MIS 8.a*, le canyon du Petit Rhône se divise en 2 branches bien distinctes avec de nouveau un déplacement de la branche principale de 4 km mais cette fois-ci vers l'est retrouvant grossièrement sa position du *MIS 12.a* (Figure IV-6B, Tableau IV-1A). Au niveau de la position des têtes est et ouest du canyon de Sète, peu d'évolution sont à noter. Cependant, leurs interfluves se sont largement développées passant de 14 à 9 km. C'est également le cas du canyon de Marti dont la tête présente pas ou peu de changement depuis le *MIS 12.a* mais dont l'interfluve se développe de 4 km. La branche ouest du canyon de l'Hérault s'élargit de 2 km mais ne bouge pas sur le plateau. Enfin pour le canyon Bourcart aucun changement n'a affecté la tête du canyon et l'incision entaillant le plateau au moment du *MIS 10.a* et *MIS 8.a* reste « cachée » par l'incision récente.

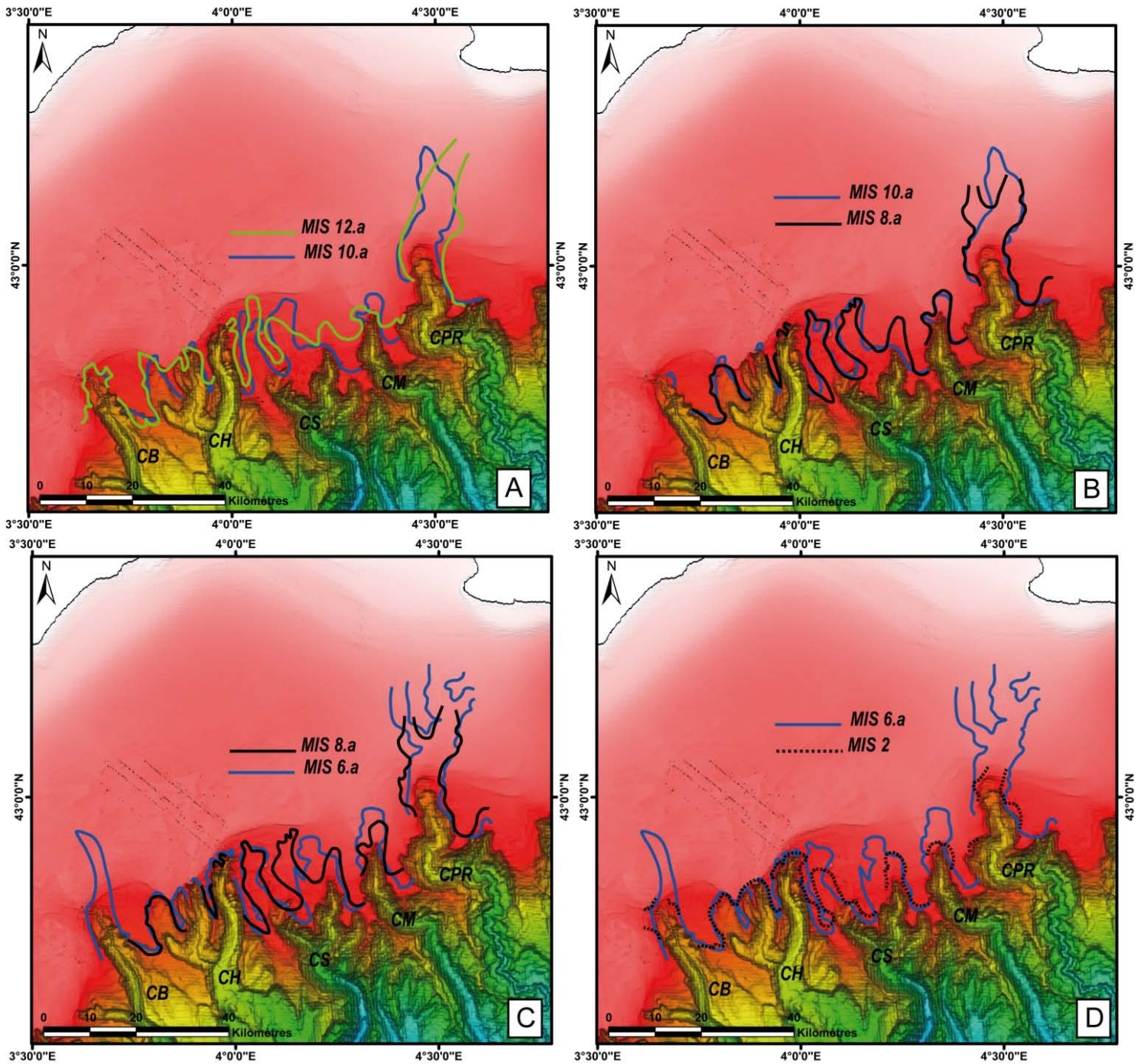


Figure IV-6 : Carte morpho-bathymétrique de la zone d'étude avec présentation des évolutions des contours bathymétriques en tête des canyons entre chaque maximum glaciaire. A) MIS 12.a vs MIS 10.a. B) MIS 10.a vs MIS 8.a. C) MIS 8.a vs MIS 6.a et D) MIS 6.a vs MIS 2. CB: Canyon Bourcart; CH: Canyon de l'Hérault; CS: Canyon de Sète; CM: Canyon Marti et CPR: Canyon du Petit Rhône.

Tableau IV- 1 : Récapitulatif de l'évolution des incisions entre les cycles glaciaire (100 ka) (A) et les événements rapides (B). Un code couleur à été appliqué sur le tableau A: en rouge phase érosive entaillant le plateau plus qu'au cycle précédent, en vert phase d'incision moins importante qu'au cycle précédent et en gris pas ou peu de changement dans la longueur de l'incision.

A

Canyons / Intervalle de temps		MIS 12.a - MIS 10.a	MIS 10.a - MIS 8.a	MIS 8.a - MIS 6.a	MIS 6.a - MIS 2
Canyon du Petit Rhône		Déplacement latérale vers l'ouest	Séparation en 2 branches et déplacement vers l'est	Incision d'une 3ème branche à l'est sur 5 km	Un seul branche restante et recul sur 20 km
Canyon de Marti		Pas de changement	Peu d'évolution mais développement de l'interfluve	Incision sur 4 km	Diminution de taille du canyon
Canyon de Sète	Est	Incision sur 3 km	Peu d'évolution mais développement de l'interfluve	Progradation de l'interfluve sur 5 km	Diminution de taille du canyon
	Ouest	Remplissage et séparation en 2 branches	Peu d'évolution mais développement de l'interfluve	Progradation de l'interfluve sur 3 km	Diminution de taille du canyon
Canyon de l'Hérault	Ouest	Abandon de l'incision ouest et nouvelle incision à l'est	Elargissement de l'incision sur 1 km	Pas de changement	Pas de changement
Canyon Bourcart		Peu de changement	Pas de changement	Incision sur 18 km	Migration latérale vers l'ouest de l'incision

B

Canyons	MIS 13.b - MIS 12.a	MIS 7.d - MIS 6.a	MIS 6.a - Fond marin actuel	
Canyon du Petit Rhône	Déplacement 3km vers l'est; canyon plus étroit; division en 2 branches au MIS 12.c	Diminution de la longueur d'incision de la branche principale	Réduction de la taille générale de l'incision; légère ré-incision au MIS 2; branche ouest abandonnée	
Canyon de Marti	Pas d'évolution	Diminution de la longueur d'incision jusqu'au MIS 6.c puis nouvelle phase d'incision	Réduction de la longueur de l'incision	
Canyon de Sète	Est	Peu d'évolution	Réduction de la taille générale de l'incision; légère ré-incision au MIS 2	
	Ouest	Interfluve développée au MIS 12.c s'érode; recul de l'incision au MIS 12.c puis ré-incision	Diminution de la longueur d'incision jusqu'au MIS 6.c puis nouvelle phase d'incision	Réduction de la longueur de l'incision
Canyon de l'Hérault	Ouest	Recul de l'incision au MIS 13.b; nouvelle phase d'incision au MIS 12.a plus importante que l'incision du MIS 13.b	Pas de changement significatif	Réduction de la taille générale de l'incision; légère ré-incision au MIS 2
Canyon Bourcart	Développement de l'incision au MIS 12.c	Pas de changement significatif avant l'incision du MIS 6.a	Réduction de la longueur de l'incision	

Du *MIS 8.a au MIS 6.a* la tête de canyon du Petit Rhône est toujours ramifiée mais possède désormais 3 branches plus développées que les 2 branches du MIS 8.a (Figure IV-6C,

Tableau IV-1A). L'apparition de la branche la plus à l'est incise le plateau sur 8 km. Malgré un changement du niveau de la tête du canyon, ces flancs plus au large restent inchangés. Le canyon de Marti, jusque là assez stable, voit son incision augmenter de 5 km suivant un axe similaire à l'incision du MIS 8.a. L'interfluve entre les têtes est et ouest du canyon de Sète continue de se développer et progrède de nouveau sur 5 km. Le canyon Bourcart subit un changement important au cours de cette période en incisant le plateau vers le nord-nord-est sur une distance de 13 km. L'incision est également latérale avec un flanc ouest qui s'érode.

La période entre le *MIS 6.a et le MIS 2* est une période morphogène majeure pour le système (Figure IV-6D, Tableau IV-1A). En effet, l'incision du canyon du Petit Rhône se comble sur presque toute sa longueur d'incision \approx (20 km) et semble passer à une seule branche. Le canyon devient également plus étroit avec une largeur passant de 8 km à 4 km. Les canyons de Marti et de Sète (est et ouest) voient aussi leur taille diminuer d'environ respectivement 10 à 6 km ; 8 à 4 km et de 16 à 8 km. Le canyon Bourcart ayant incisé fortement le plateau au MIS 6.a migre latéralement de 7 km vers l'ouest.

- Lors des derniers 500 ka, les incisions se produisant en fin de chute lors des cycles de 100 ka (MIS 12.a; 10.a; 8.a; 6.a et MIS 2) montrent une diminution progressive ou une stabilité de leur longueur d'incision sur le plateau continental au cours du temps.
- Seuls les incisions du MIS 6.a ont une longueur plus importante qu'aux cycles précédents, notamment sur le canyon du Petit Rhône et le canyon Bourcart.

(b) Incisions liées aux variations rapides du climat

Entre le *MIS 13.b et le MIS 12.a*, le canyon du Petit Rhône garde une longueur d'incision relativement identique (Figure IV-7A, Tableau IV-1B). En revanche, le canyon se déplace vers l'est sur 4 km lui donnant une orientation proche nord-sud. Il devient également plus étroit passant de 11 à 8 km. Le canyon se divise temporairement en 2 branches au MIS 12.c mais il n'est pas exclu que ces 2 branches soient déjà présentes au MIS 13.b. Cette incertitude sur le contour du canyon est due à la faible densité du jeu de données sur cette partie du plateau. Au voisinage du canyon de Sète, l'interfluve bien développée au MIS 12.c recule d'environ 7 km reprenant au MIS 12.a sa position durant le MIS 13.b. L'incision de la branche ouest n'évolue guère pendant l'ensemble de cette période à l'inverse de la branche est qui présente un recul de l'incision de 6 km au MIS 12.c et se voit ré-inciser au MIS 12.a pour

reprendre sa taille du MIS 13.d. Le même phénomène peut être observé sur la branche ouest du canyon de l'Hérault. Après le recul de l'incision sur 2 km au MIS 12.c, le canyon ré-incise le plateau sur 5 km dépassant ainsi la taille de l'incisions du MIS 13.b. Le canyon Bourcart voit au contraire se développer son incision du MIS 12.c sur 3 km par rapport aux incisions du MIS 13.b et du MIS 12.a se trouvant approximativement au même endroit (Figure IV-6A, Tableau IV-1).

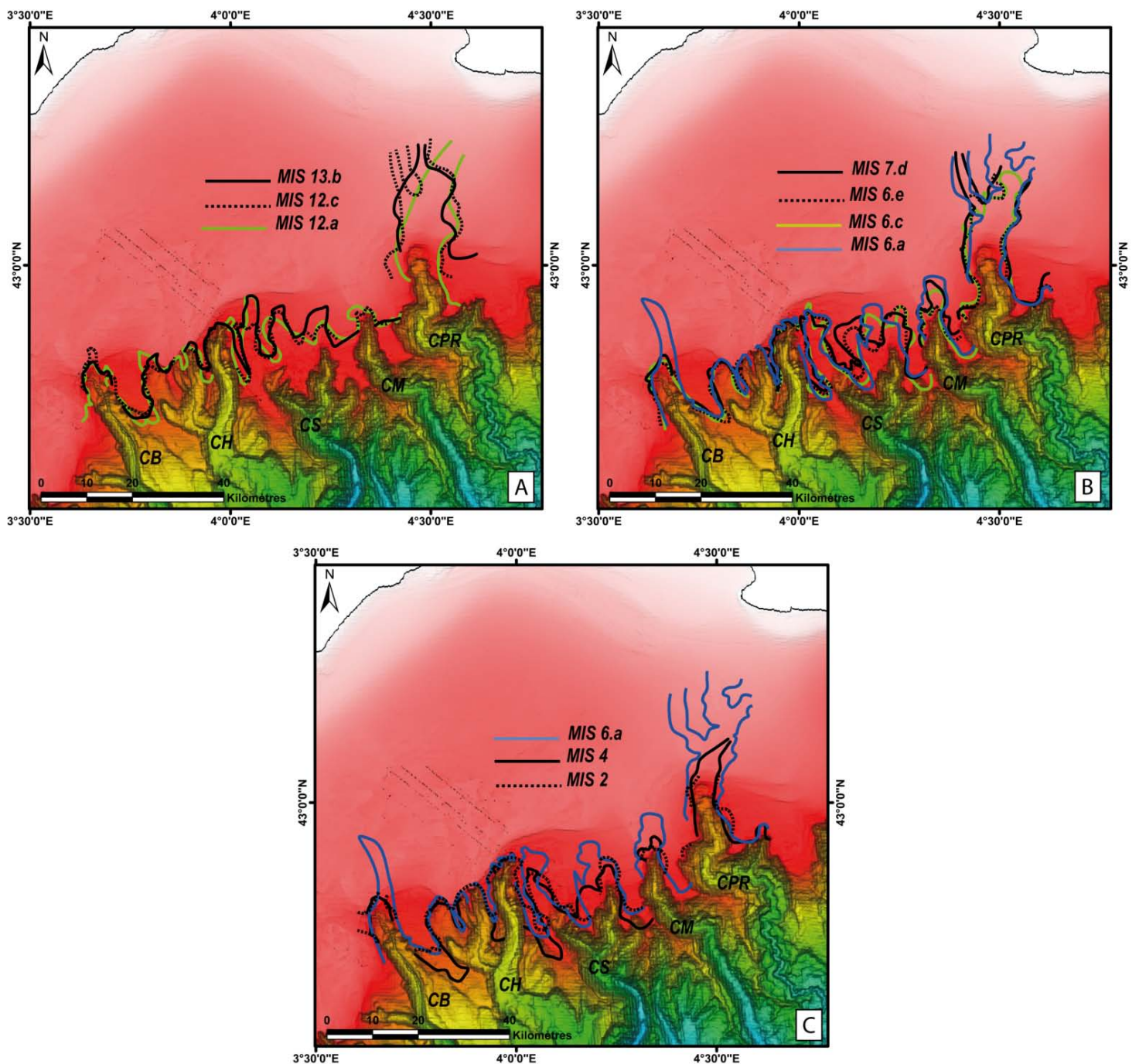


Figure 7 : Carte morpho-bathymétrique de la zone d'étude avec présentation de l'évolution des contours bathymétriques en tête des canyons entre les événements rapides. A) MIS 13.b au MIS 12.a. B) MIS 7.d au MIS 6.a. C) MIS 6.a au MIS 2. CB: Canyon Bourcart; CH: Canyon de l'Hérault; CS: Canyon de Sète; CM: Canyon Marti et CPR: Canvon du Petit Rhône.

Entre le *MIS 7.d et le MIS 6.a*, la taille de l'incision de canyon du Petit Rhône sur le plateau ne varie pas significativement (Figure IV-7B, Tableau IV-1B). L'incision garde ces 2 branches (initiées au MIS 8.a) jusqu'au MIS 6.a où une nouvelle branche apparaît. Lors des événements rapides (MIS 7.d, 6.e et 6.c) seule la longueur de la branche principale (branche médiane du MIS 6.a) diminue de 8 km. Sur le canyon de Marti, l'incision diminue du MIS 7.d au MIS 6.c avant de ré-inciser au delà de l'incision du stade 7.d au MIS 6.a. Le même constat peut être fait sur la branche est du canyon de Sète. Le canyon de Sète (branche ouest) séparé en 2 branches au MIS 7.d ; 6.e et 6.c ne compte plus qu'une seule branche au MIS 6.a. La longueur des incisions reste constante au cours du temps. Le canyon de l'Hérault ne semble pas affecté par les événements rapides car aucun changement morphologique majeur n'est observé. Le plus important changement identifié dans le Golfe du Lion à travers l'ensemble des périodes se déroule dans le canyon Bourcart qui voit l'amplification de son incision entre le MIS 6c et le MIS 6a sur plus de 10 km vers le nord alors qu'elle était relativement stable depuis le MIS 7.d voir le MIS 13.b (Figure IV-7B, Tableau IV-1B).

Durant le dernier cycle glaciaire entre le MIS 6.a et le MIS 2 (Dernier Maximum Glaciaire), le canyon du Petit Rhône voit sa longueur se réduire de 14 km au MIS 4 puis sur 6 km au MIS 2 (Figure IV-7C, Tableau IV-1B). La branche ouest est abandonnée après le MIS 6.a mais la direction de la branche principale reste la même. Les canyons de Sète (branche est) et de l'Hérault (branche ouest) voient également leurs incisions diminuées au MIS 4 avant de ré-inciser sur quelques kilomètres (entre 2 et 4 km). La tête des canyons de Marti et de Sète (branche ouest) subissent une forte progradation entre le MIS 6.a et MIS 4 puis une relative stabilité jusqu'au MIS 2 (Figure IV-6C). C'est également le cas pour le canyon de Bourcart mais dans des proportions beaucoup plus importante suite au colmatage de l'incision du MIS 6.a.

- Ce travail met en évidence, pour la première fois, des phases d'incisions liées aux cycles climato-eustatiques de 40 ka.
- Au sein d'un cycle de 100 ka, les incisions liées aux cycles de 40 ka (événements haute fréquence) montrent une diminution progressive ou une stabilité de leur longueur d'incision sur le plateau continentale au cours du temps.
- Les phases d'incisions des maximums glaciaires des cycles de 100 ka (MIS 12.a ; 10.a ; 8.a et 6.a) présentent une longueur d'incision supérieure aux incisions engendrées par les cycles de 40 ka.

→ Seule l'incision du Dernier maximum Glaciaire (MIS 2) est plus petite que les incisions générées par les événements rapides qui la précèdent (particulièrement au MIS 4).

La branche ouest du canyon de Sète qui incise de nos jours le plateau sur 9 km fut dès le MIS 12.a (et probablement avant) une incision majeure s'étendant sur environ 26 km suivant une même direction (Figure IV-8). Ces estimations sont des valeurs minimums d'incision. En effet, il est souvent très difficile de propager les surfaces sur le plateau tant l'érosion y est importante.

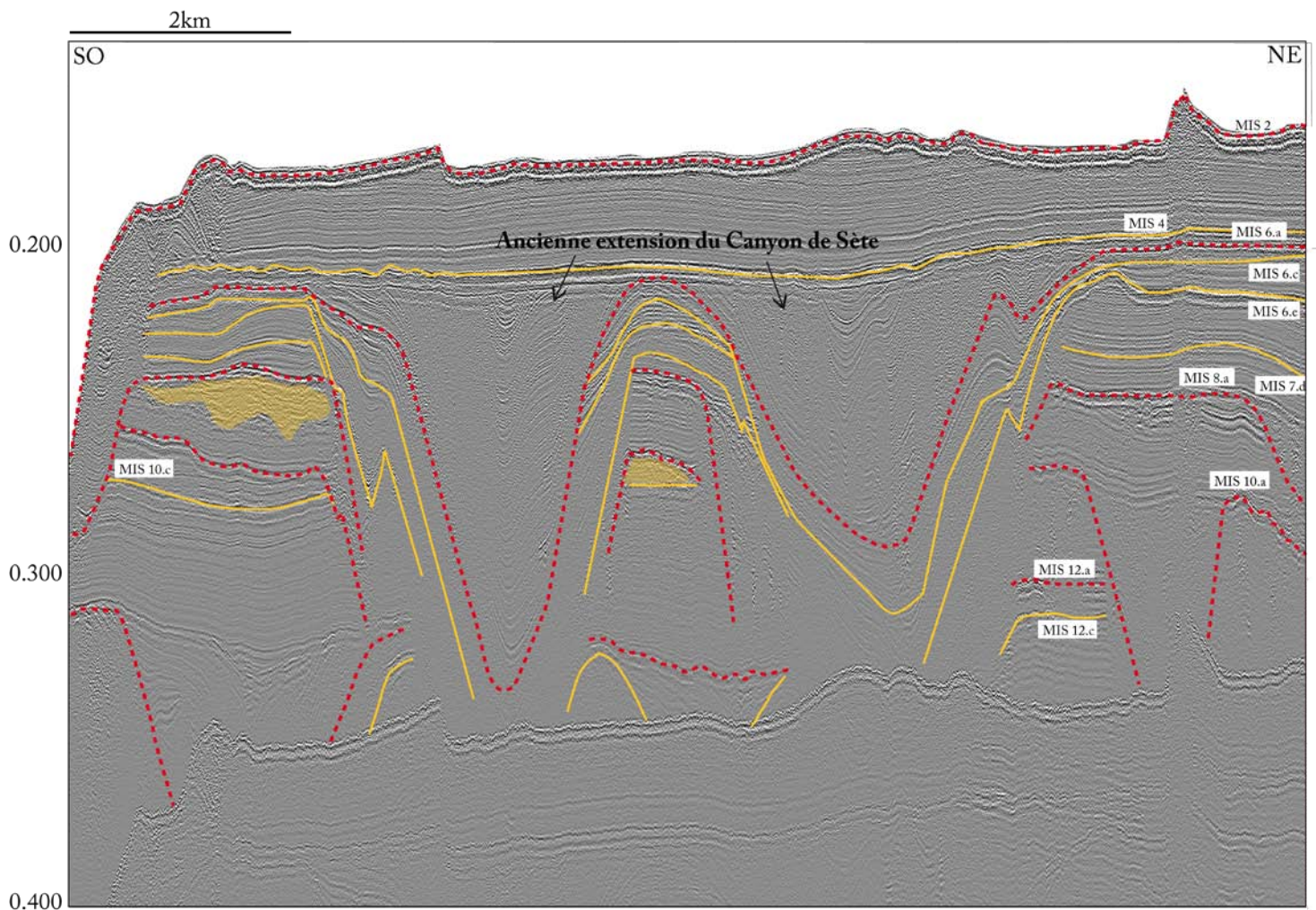


Figure IV-8 : Profil sismique Strataform 085 montrant le cas particulier du canyon de Sète. Celui-ci fut avant le dernier cycle de 100 ka un canyon majeur incisant le plateau continental du Golfe du Lion sur plus de 26km. Il est désormais comblé et ne s'étend que sur 9 km. Les surfaces liées aux cycles de 100 ka sont en rouge et les surfaces représentant les événements rapides sont en jaunes. 2 prismes ont été mis en évidence en jaune transparent. La localisation du profil sismique se trouve sur la carte de la Figure IV-2.

L'analyse des variations de longueur et de largeur de l'incision du canyon du Petit Rhône et de la branche ouest du canyon de Sète plus en détail (Figure IV-9), les plus longues incisions et donc le maximum d'érosion sur le plateau se produisent pendant les grandes chutes de niveau marin clôturant les grands cycles de 100 ka (Figure IV-9A). Il en est de même pour la largeur des canyons (Figure IV-9B). La longueur et la largeur des deux canyons suivent les mêmes variations au cours du temps avec une tendance générale à la diminution de la taille des incisions.

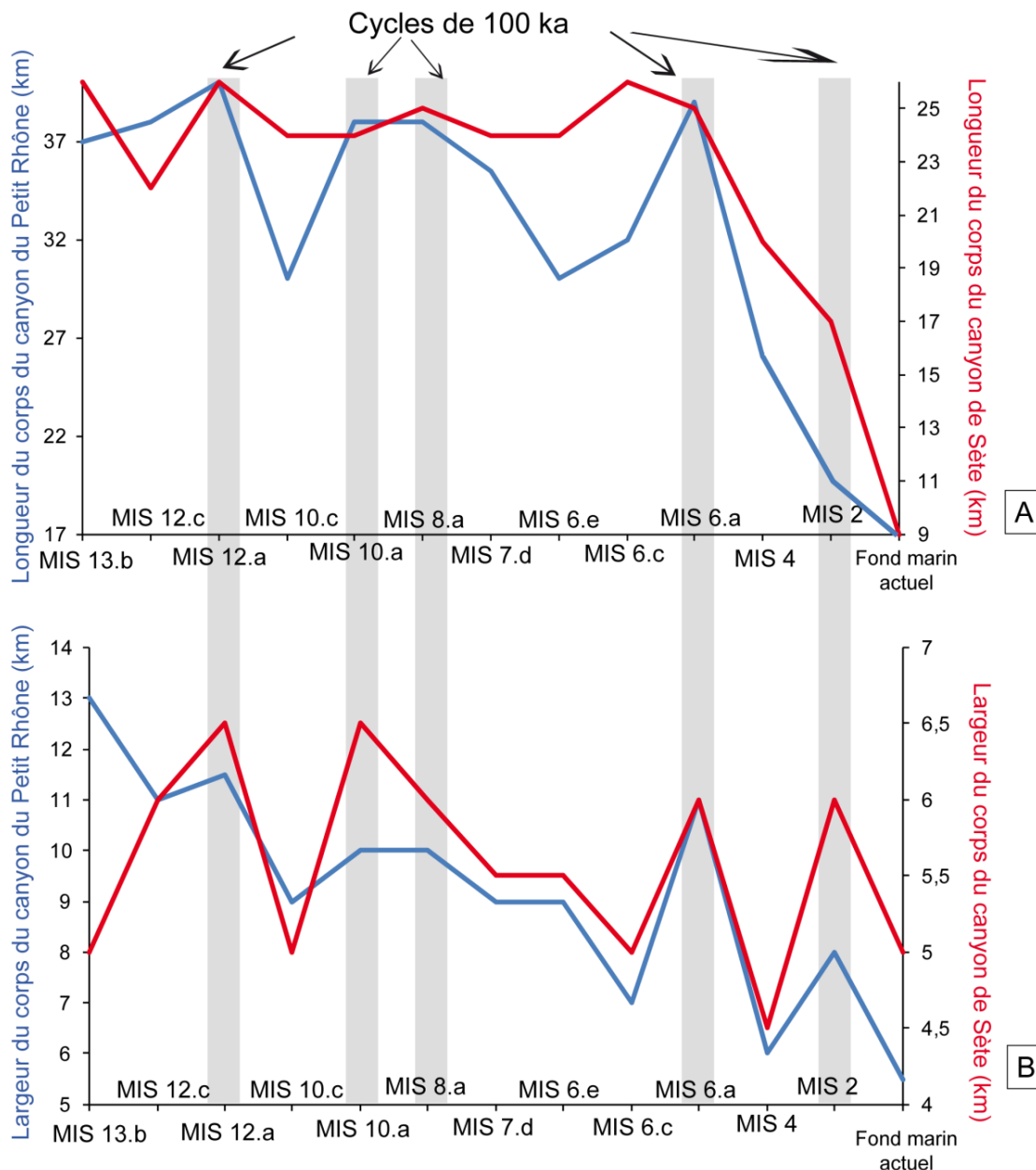


Figure IV-9 : Graphiques retraçant l'évolution des longueurs (A) et largeur (B) d'incisions pour les canyons du Petit Rhône (en bleu) et canyon de Sète (en rouge).

→ D'un point de vue morphologique, la longueur et la largeur des incisions évoluent de la même façon au cours du temps.

3. Cartographie des surfaces d'érosion sur la marge du Golfe du Lion

(a) Volumes sédimentaires préservés sur la plateforme durant les différentes phases des cycles eustatiques des derniers 500 ka

Ce paragraphe a pour objectif de quantifier les volumes sédimentaires préservés au cours des différents cycles depuis 500 ka à l'aide de cartes d'isopaques. Ce qui est observé ne comprend donc que les sédiments préservés au cours du temps et doit donc être perçu uniquement comme une estimation *a minima*. Sur les cartes présentant l'épaisseur des sédiments préservés, les contours des phases d'incisions précédemment analysés ont également été représentés.

La cartographie des surfaces représentant les cycles de 100 ka laisse apparaître que les l'accumulation des sédiments s'effectuent essentiellement dans les têtes de canyons et dans le corps des canyons (Figure IV-10). Cette observation se confirme pour tous les canyons du Golfe du Lion, du MIS 12.a au Dernier Maximum Glaciaire. Entre le MIS 10.a et le MIS 8.a, les têtes de canyons du Golfe du Lion ne semblent pas avoir accumulé autant de sédiment que pendant les 3 autres périodes (Figure IV-10B vs A, C et D).

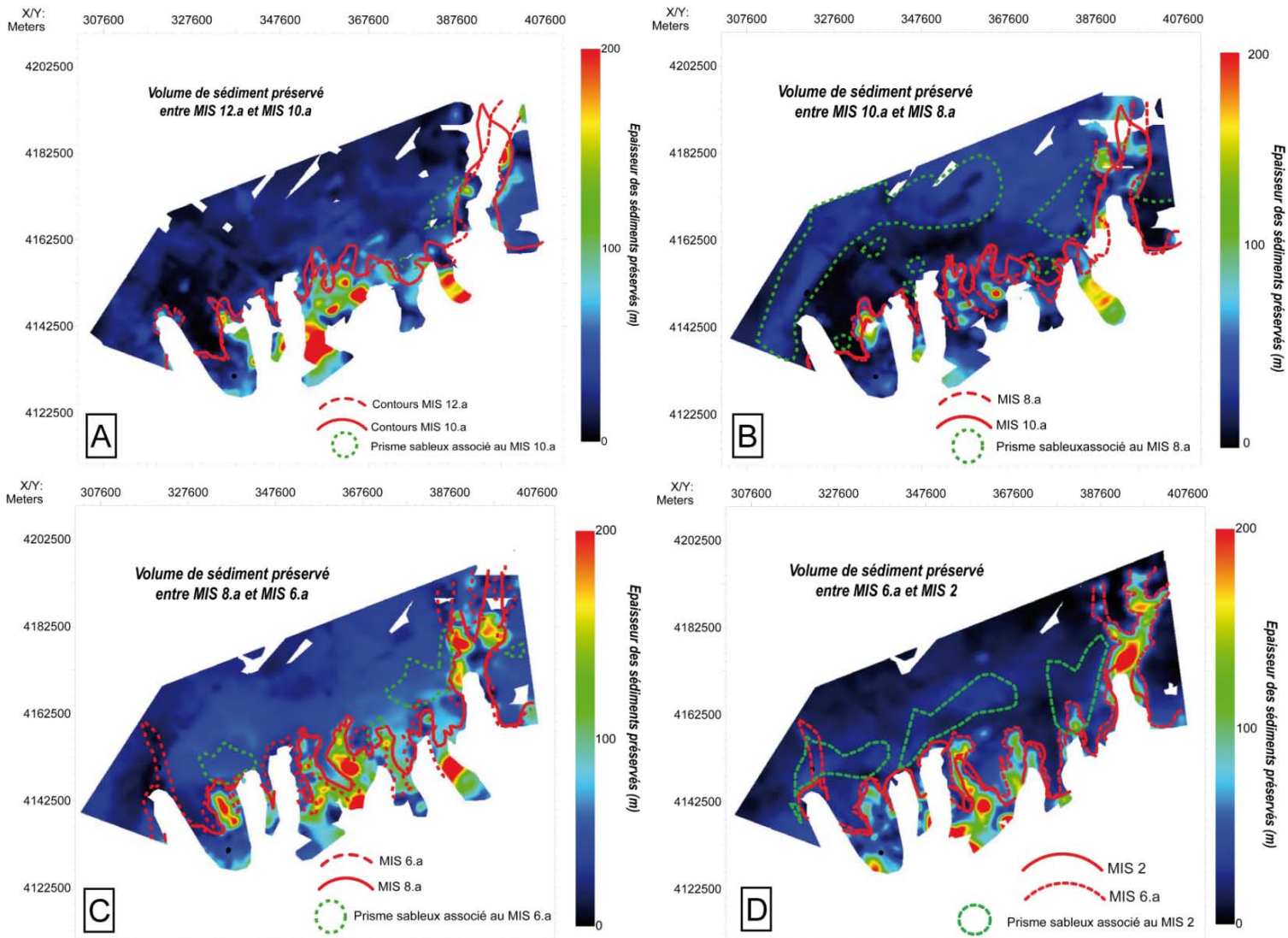


Figure IV-10 : Volume de sédiments préservés lors des cycles de 100 ka. A) Entre MIS 12.a et MIS 10.a. B) Entre MIS 10.a et MIS 8.a. C) Entre MIS 8.a et MIS 6.a et D) Entre MIS 6.a et MIS 2. Le maximum de remplissage des canyons se fait au niveau de leur tête (couleur vert/jaune/rouge). Les prismes (pointillé vert) sont des prismes sableux, littoraux associés aux chutes clôturant les cycles glaciaires. Ils ont été cartographiés sur Kingdom Suite 8.7. Les contours de chaque surfaces entre lesquelles les volumes sédimentaires préservés ont été calculés sont aussi représentés (rouge plein et pointillé).

Sur le plateau, l'épaisseur de sédiment accumulé et préservé lors des cycles de 100 000 ans est moins importante. Elle varie de 0 à 60 m entre le MIS 12.a et MIS 10.a et de 0 à 50 m entre MIS 10.a et 8.a (Figure IV-10A et B). Par la suite, l'épaisseur des sédiments préservés sur le plateau va augmenter, entre MIS 8.a et 6.a, pour atteindre entre 0 et 90 m (Figure IV-10C). Enfin, durant le dernier cycle glaciaire, le volume sédimentaire préservé va diminuer sur le plateau n'atteignant qu'entre 0-30 m d'épaisseur (Figure IV-10D).

En parallèle, de nombreux prismes sableux (prismes littoraux et/ou fronts de delta) ont été partiellement préservés (Figure IV-11) et cartographiés (Figure IV-10 et 12) (travail de Master 2 de M. Merazig, 2015). Ils sont situés en rebord de plateforme à proximité des têtes

de canyons et constituent la majorité des sédiments préservés sur cette zone. Trois zones principales d'accumulation et de préservation ressortent des cartes de volume sédimentaire préservé : la zone entre le flanc ouest du canyon du Petit Rhône et le canyon de Sète ; le plateau nord du canyon de l'Hérault et la zone nord du canyon Bourcart. Les prismes du MIS 8.a sont particulièrement bien conservés (Figure IV-10B).

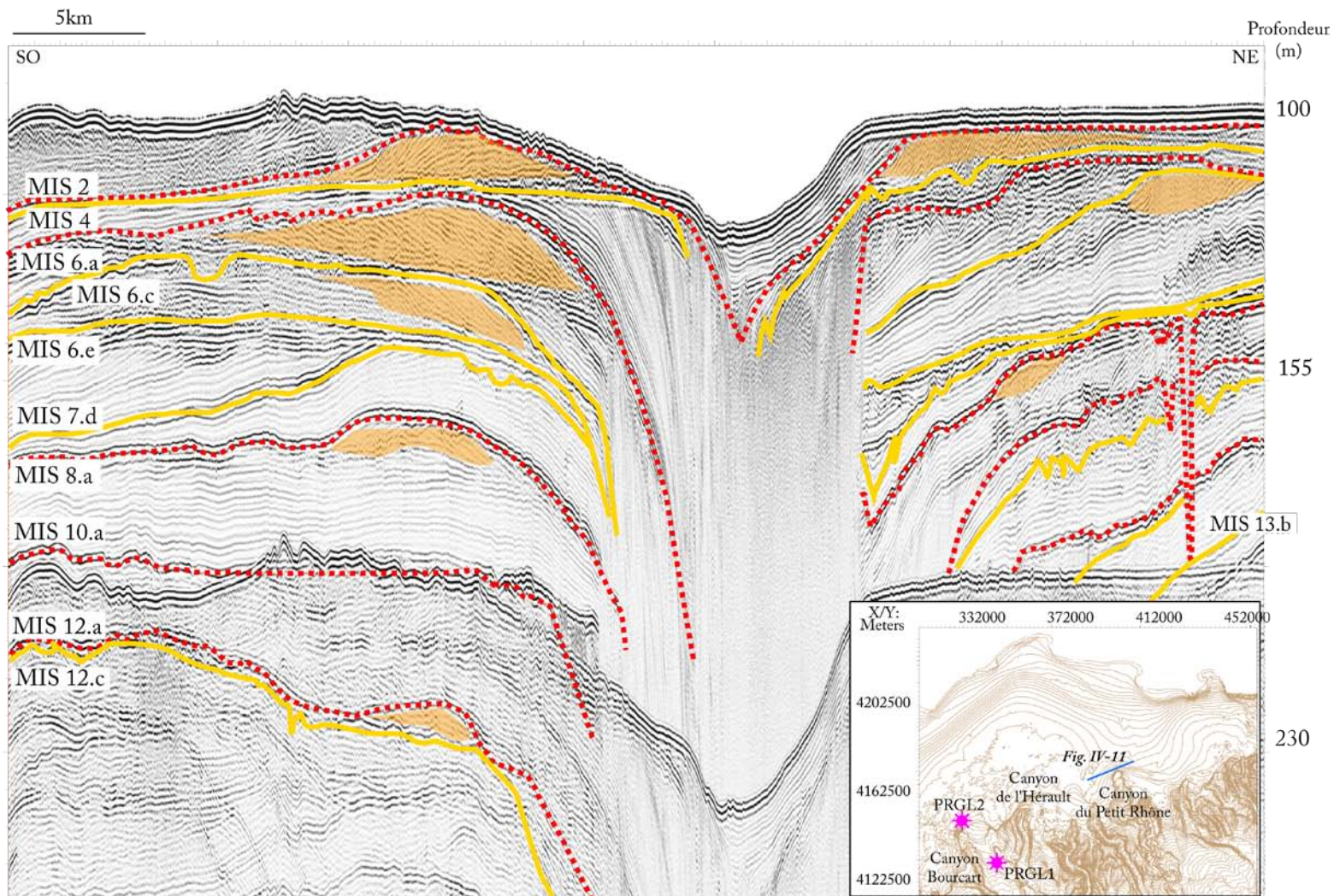
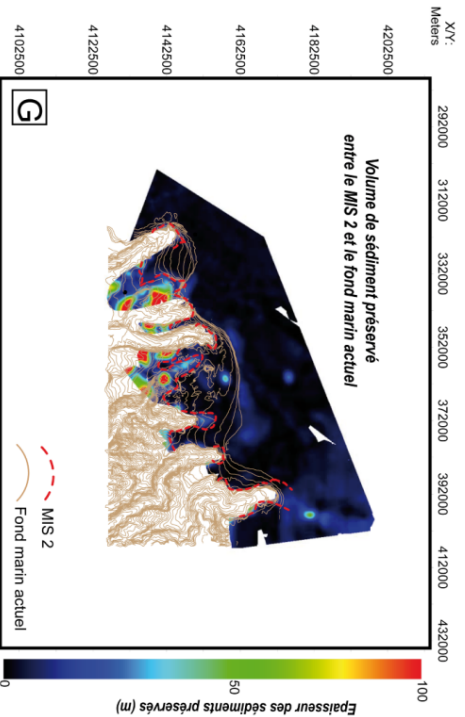
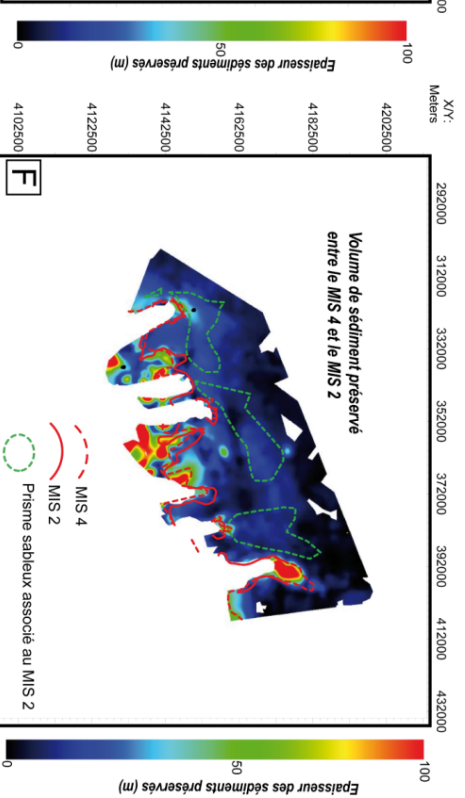
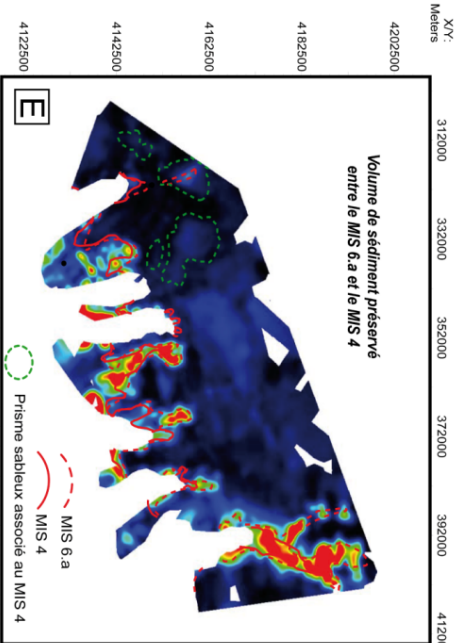
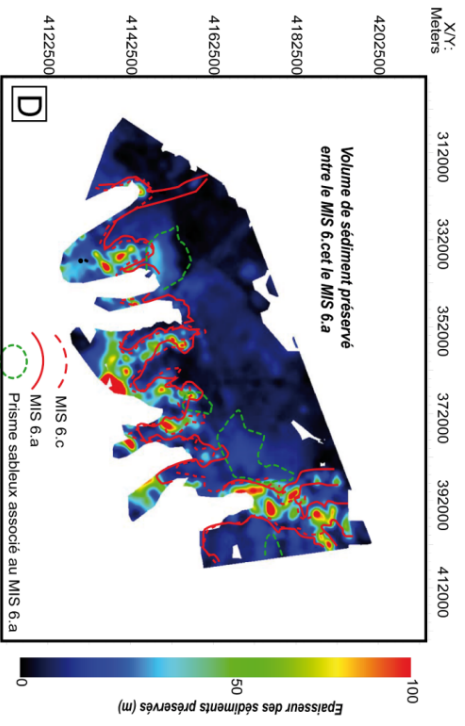
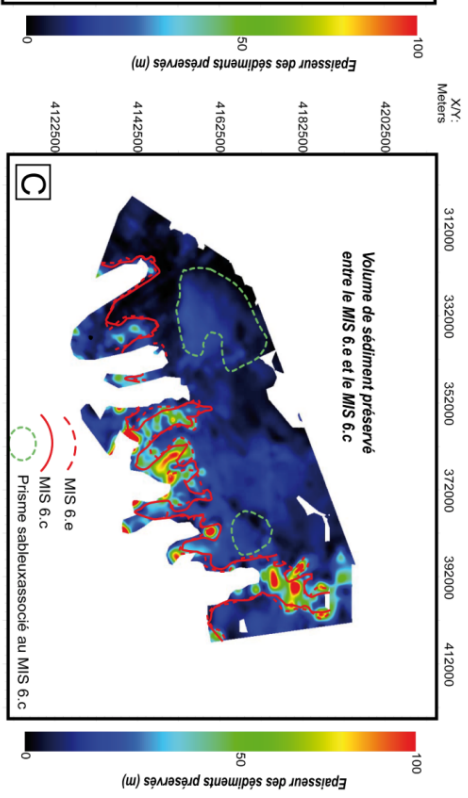
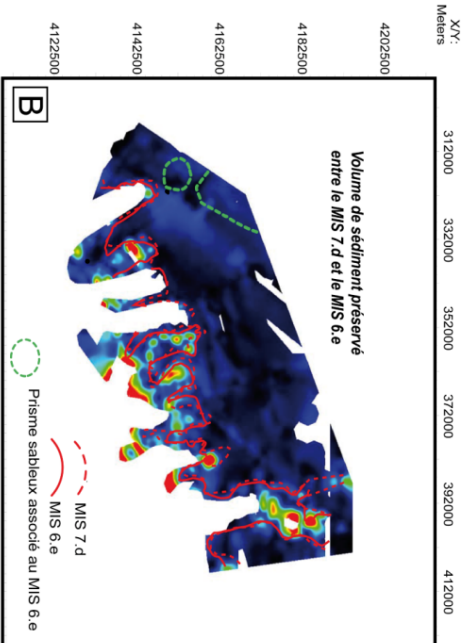
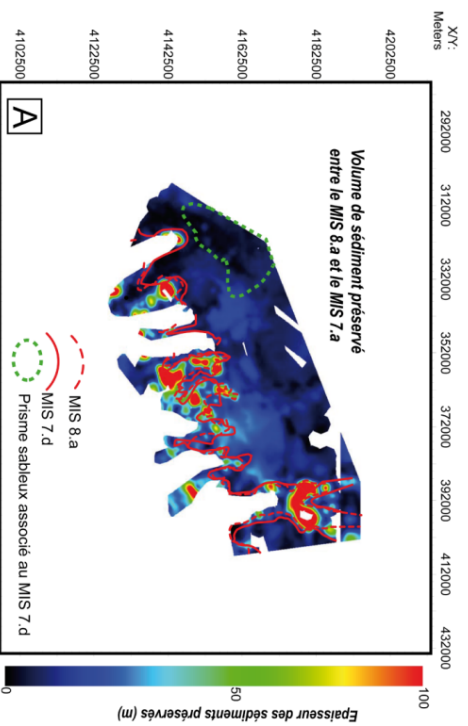


Figure IV-11 : Profil Escomed 053 traversant le canyon du Petit Rhône. Les prismes sableux mis en évidence en orange sont présents sur 5 périodes différentes (MIS12.a, MIS 8.a, MIS 6.c et 6.a et le MIS 2).

Lors des événements rapides du MIS 8.a jusqu'à l'actuel, les plus forts dépôts sont également concentrés dans la tête des canyons et leurs corps (Figure IV-12). Du MIS 8.a au MIS 7.d, la quantité de sédiment préservé varie de 0 à 30 m sur le plateau et entre 40 et 100 dans les têtes de canyons (Figure IV-12A). Entre le MIS 7.d et 6.e, l'épaisseur des sédiments déposés dans le canyon varie entre 40-100 m. Sur le plateau entre 0-15 m de sédiment on été

préservés et la plupart se trouve au nord du canyon Bourcart (Figure IV-12 B). Dans la première phase de chute du niveau marin du stade 6, entre le MIS 6.e et 6.c, l'épaisseur des sédiments concentrés dans la tête et le corps de canyon atteint entre 50-100 m (Figure IV-12C). Sur le plateau, une épaisseur moindre de sédiments a été préservée et elle atteint seulement entre 0 et 25 m. Leur répartition est plus uniforme entre le nord du canyon de l'Hérault et le canyon du Petit Rhône (Figure IV-12C). A la fin de la chute du niveau marin du stade 6, entre le MIS 6.c et 6.a, les sédiments préservés dans la tête et le corps des canyons du Golfe du Lion atteignent entre 60-100 m d'épaisseur (Figure IV-12D). Sur le plateau entre 0-40 m d'épaisseur de sédiment a été préservé en particulier au nord du canyon de l'Hérault (Figure IV-12D). Lors du dernier cycle glaciaire entre le MIS 6.a et le MIS 4, c'est-à-dire au début de la chute du niveau marin, les sédiments préservés en tête et corps de canyons sont en quantité plus importante, entre 100-150 m (Figure IV-12E). Sur le plateau, il a été préservé entre 0-20 m de sédiment (Figure IV-12E). Les prismes de bas niveau marin ont également été cartographiés sur les différentes cartes isopaques. On peut constater l'avancée des ces prismes au fur et à mesure de la chute du niveau marin (Figure IV-12B, C et D). Comme pour les observations réalisées sur les séquences liées aux cycles de 100 000 ans, les 3 mêmes zones préférentielles pour la préservation des sédiments sur le plateau sont observées. Durant la fin de la chute (du MIS 4 au MIS 2, Figure IV-12F), les épaisseurs de sédiments préservés sur le plateau varient entre 0 et 40 m d'épaisseur alors que le remplissage atteint entre 50 et 100 m dans les têtes de canyons. Enfin entre le MIS 2 (DMG) et le fond marin actuel, les sédiments du plateau sont principalement regroupés en 3 zones : au nord du canyon du Petit Rhône, au nord ouest du canyon Marti et au nord est du canyon de l'Hérault (Figure IV-12G). Seules les têtes de canyons de Sète et de l'Hérault présentent un remplissage significatif.

Figure IV-12 : Volume sédimentaire préservé entre les événements rapides du MIS 8.a au fond marin actuel. A) entre MIS 8.a et 7.d. B) entre MIS 7.d et 6.e. C) entre MIS 6.e et 6.c. D) entre MIS 6.c et MIS 6.a. E) entre MIS 6.a et MIS 4. F) entre MIS 4 et MIS 2 et G) entre MIS 2 et le fond marin actuel. Ces volumes de sédiments préservés montrent l'évolution du remplissage au sein même des cycles de 100 ka. Sur ces cartes sont également représentés les prismes sableux associés aux chutes de niveau marin des événements rapides (pointillé vert). La préservation des sédiments est localisée dans les têtes de canyons et l'avancée des prismes est également visible tout au long du stade 6 (B à D).



(b) Estimation de taux de sédimentation sur le plateau du Golfe du Lion

Grâce à l'estimation des volumes de sédiments préservés et la chronologie des surfaces, il est possible de calculer les taux de sédimentation pour chaque intervalle de temps

Le taux d'accumulation (exprimé en m/1000 ans et sans prendre en compte la compaction des sédiments) a été ici calculé sur le plateau (Figure IV-13). Les taux d'accumulation des sédiments préservés ont été calculés par zone (Figure IV-13). Ces zones ont été découpées en fonction des 5 canyons étudiés (Figure IV-13A). Le choix d'éliminer les têtes de canyons (actuelles) de la zone d'étude permet de limiter la marge d'erreur du travail sur Kingdom Suite SMT. Les réflexions sur le plateau étant parallèles et moins incisées, le pointé est plus uniforme et les erreurs dans le suivi des réflecteurs sont moins importantes. Les variations du stock de sédiment (en taux de sédimentation et en épaisseur) sur le plateau à travers les derniers 500 ka permettent de comprendre à quel moment le sédiment est stocké sur le plateau et à quel moment il est « évacué » par les canyons.

Ainsi il est possible de constater que le taux d'accumulation est multiplié entre 1,7 et 2,5 en fin de période glaciaire, avant les maximums glaciaires (entre MIS 12.c et 12.a ; entre MIS 6.c et 6.a ou encore entre MIS 4 et 2, Figure IV-13B). Après les maximums glaciaires, les taux d'accumulation sédimentaire sur le plateau chutent et sont divisés par 1,2 à 4,8 (entre MIS 7.d et 6.e ; entre MIS 6.a et 4 et entre MIS 2 et le fond marin actuel ; Figure IV-13B). Cette tendance est également visible sur chacun des secteurs (Figure IV-13C). Le canyon Bourcart, se trouvant à l'extrémité ouest de la zone d'étude, a les valeurs minimum alors que le canyon du Petit Rhône, à l'extrémité est, a les valeurs maximum de taux d'accumulation (Figure IV-13C). A noter que le canyon de Sète a également un taux d'accumulation sédimentaire analogue à ceux du canyon du Petit Rhône (Figure IV-13C).

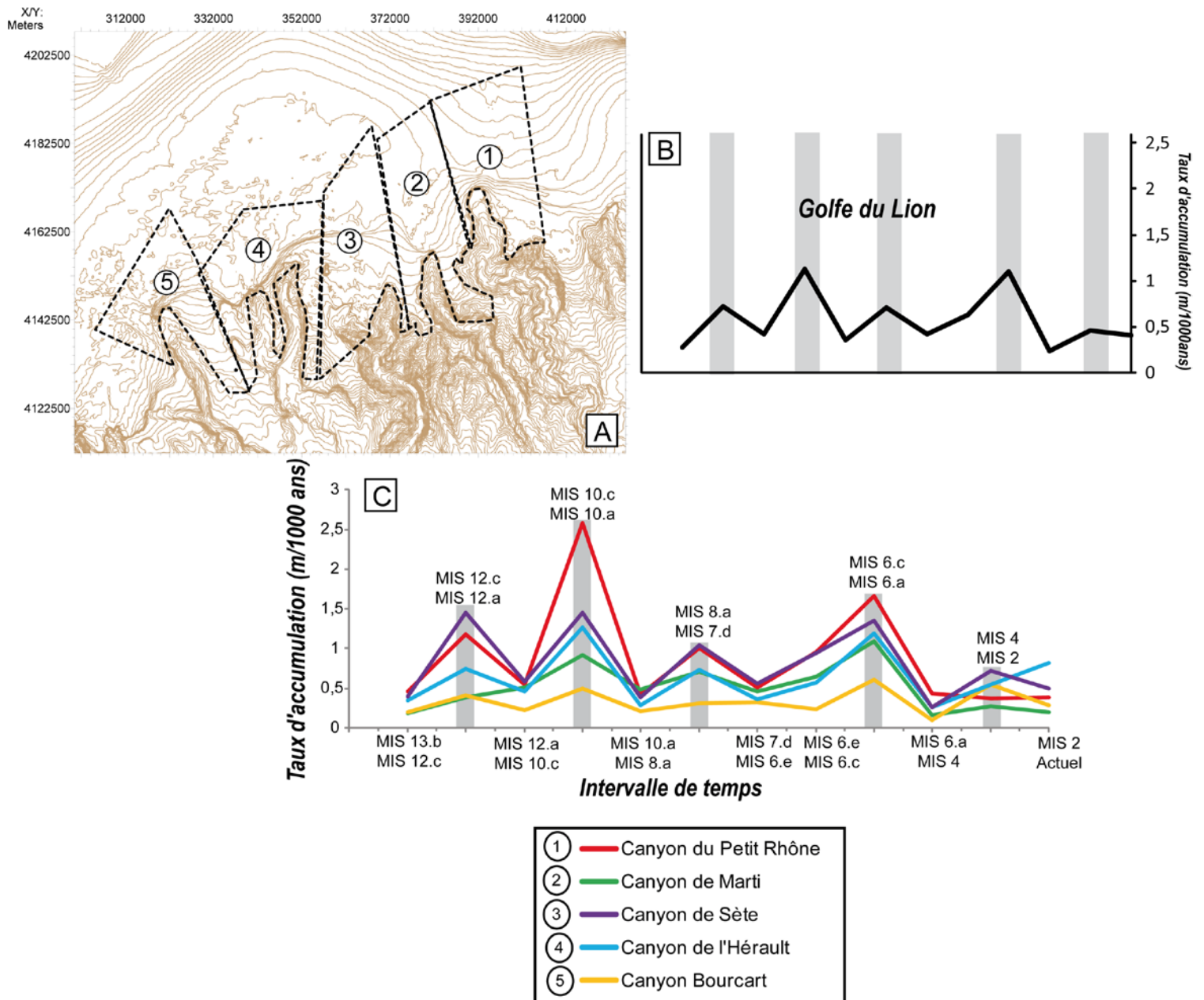


Figure IV-13 : Taux d'accumulation des sédiments préservés par zones. A : découpage du plateau du golfe du Lion. B : Taux d'accumulation général. C : Taux d'accumulation par zones.

Ainsi deux conclusions peuvent être faites sur le taux de sédimentation et les épaisseurs de sédiments préservés:

- Sur le plateau, durant un cycle glaciaire, le taux de sédimentation augmente et atteint donc son maximum lors du maximum glaciaire. La tendance est inversée pour l'épaisseur des sédiments préservés qui diminue au cours du cycle glaciaire pour atteindre son minimum lors du maximum glaciaire.
- Puis, lors de la déglaciation, le taux de sédimentation chute drastiquement alors que l'épaisseur de sédiments préservés atteint son maximum.

D. Discussion

1. Impact des cycles de 100 ka sur les incisions du Golfe du Lion

A l'échelle des cycles de 100 ka, les incisions qui entaillent le Golfe du Lion n'ont pas beaucoup évolué, en longueur et largeur, ni même migré latéralement. Leurs longueurs et largeurs s'inscrivent cependant dans une tendance générale à la diminution depuis le MIS 13.b. Ainsi, le canyon de Sète passe d'une longueur d'incision sur le plateau de plus de 25 km au MIS 12.a à environ 9 km sur le plateau moderne.

C'est lors des maximum glaciaires lors des chutes importantes du niveau marin (MIS 8.a ou MIS 6.a par exemple), pouvant atteindre jusqu'à -140 m (Shakun *et al.*, 2015), que les canyons ont un plus grand pouvoir d'érosion et incisent largement le plateau continental permettant d'atteindre leur maximum d'extension (longueur et largeur). C'est le cas du canyon du Petit Rhône qui incise le plateau sur plus de 35 km dès le MIS13.b. La cartographie des séquences du plateau externe montre que chaque maximum glaciaire à engendré la formation de prismes littoraux et fronts de deltas sableux, plus ou moins bien préservés, tout le long du plateau et en amont des têtes de canyons. Les limites de séquence associées à ces prismes sableux sur le plateau correspondent, sur la pente, aux phases d'incisions majeures des canyons.. Ces résultats confirment et précisent les hypothèses de Bertoni et Cartwright (2005) qui observent sur la marge de l'Ebre un maximum d'activité d'érosion des canyons à la fin d'un cycle de 100 000 ans. La proximité des prismes littoraux avec le rebord de plate-forme atteste également de la présence de la côte et donc de potentielles sources fluviales au niveau des têtes de canyons.

Le stock sédimentaire préservé sur le plateau du Golfe du Lion indique un taux de sédimentation en augmentation au cours des cycles de 100 ka atteignant son maximum lors des maximums glaciaires.

L'amplitude des cycles de 100 ka engendre d'amples migrations de la ligne de rivage, permettant, en période de maximum glaciaire des rivages en amont des têtes de canyons. C'est à cette période clé que les canyons atteignent leur taille maximum sur le plateau grâce à une érosion plus importante. Ce sont les nouvelles conditions hydrodynamiques installées en amont des têtes de canyons qui vont permettre l'accroissement du pouvoir érosif des canyons, la construction des prismes sableux. De plus, les grandes amplitudes des cycles de 100 ka permettent l'augmentation du taux de sédimentation, notamment grâce à l'érosion du plateau. Il est donc important de comprendre que les cycles de 100 ka de par leur amplitude (temporelle et spatiale) permettent, durant les maximums glaciaires, à la fois l'érosion des canyons mais également le remplissage des têtes de canyons (du à l'érosion régressive). Ceci vient soutenir l'hypothèse présentée par Baztan (2004) sur l'apparition et l'augmentation des dimensions des canyons sous-marins du Golfe du Lion en lien avec l'apparition des cycles de 100 ka.

2. Impact des cycles de 40 ka et des événements rapides sur les incisions du Golfe du Lion

L'analyse détaillée des données sismiques met en évidence des phases d'incision liées aux cycles de 40 ka. Plus précisément, il s'agit des périodes de bas niveau marin associées aux stades isotopiques 6.c ; 6.e ; 7.d ; 10.c et 12.c. Ces phases de creusement provoquent des incisions de dimensions (largeur et longueur) plus faibles. Pendant le stade 6, la chute générale du niveau marin (associée au cycle de 100 ka) est marquée par des pulsations liées aux cycles de 20/40 ka qui se traduisent par la migration progressive vers le large des prismes sableux associées aux régressions forcées. Cela se traduit également par l'existence de 3 phases d'incision, comblées par les produits de l'érosion en amont. D'une manière générale, les canyons ont donc pendant cette période de fin de chute, un pouvoir de préservation des sédiments supérieur au pouvoir d'érosion de l'incision, c'est-à-dire qu'ils se remplissent plus qu'ils ne s'érodent. Lors des chutes du niveau marin liées aux événements haute fréquence, la source contribuant à l'apport des sédiments (un fleuve), se voit significativement rapprochée des têtes de canyons permettant une augmentation de la quantité de sédiments délivrée dans la tête de canyon. Même si les conditions permettent la construction (et la préservation) de prismes littoraux sableux comme lors des maximums glaciaires, ceux-ci sont moins importants

(en taille). La quantité moins importante de sédiments préservés durant ces périodes comparée aux périodes de plus bas niveau marin peut s'expliquer par (1) le fait que la distance tête-fleuve soit plus importante, les sédiments peuvent être transportés ailleurs sur le plateau par les dérivés littorales avant d'atteindre la tête du canyon et que (2) la quantité de sédiment produite sur le continent soit moins importante car les conditions climatiques sont moins favorables à la production de matériel.

Ainsi les événements haute fréquence ne peuvent être considérés comme des événements majeurs dans l'évolution des canyons sous-marins au même titre que les maximums glaciaires. Cependant leur impact n'est pas négligeable comme le remplissage des têtes de canyons, le maintien des incisions sur le plateau et la construction (et préservation) des prismes sableux sur le plateau.

3. L'impact des connexions fluviales sur les canyons

Les maximums glaciaires sont des périodes particulières mêlant un fort taux d'incision et un stockage important des sédiments dans la tête des canyons. La proximité de la tête de canyon avec la source ou dans certains cas sa connexion directe, associée à des conditions climatiques favorables (production de sédiments grâce à la fonte de glaciers) va permettre le transport d'une quantité importante de sédiments à la tête du canyon et son érosion.

L'augmentation de la compétence des fleuves pendant ces périodes est illustrée par la présence de galets à la base du forage PRGL2, forant dans le remplissage d'un chenal, et à 85 m de profondeur au niveau du MIS 10.a, localisé proche de la tête du canyon Bourcart (Bassetti *et al.*, 2008). Ces dépôts sont le témoin de l'existence de connexions fluviales avec la tête du canyon permettant le transport d'un matériel plus grossier à son voisinage (Bassetti *et al.*, 2008; Baztan *et al.*, 2005). Le canyon du Petit Rhône présente des facies turbiditiques prouvant la présence de courants hyperpycniaux ayant été générés par le « flushing » des sédiments lors de la déglaciation (Lombo Tombo *et al.*, 2015).

Grâce à sa longueur d'incision spectaculaire de sa tête au rebord du plateau (35 km), il est possible d'envisager une connexion entre le canyon du Petit Rhône et le fleuve Rhône lors des derniers 5 maximum glaciaires. Cependant il est plus difficile de repérer les indices de connexion pour les autres canyons. Sur la bathymétrie actuelle du plateau (Figure IV-14), la présence de vallées (surcreusements) ou au contraire de hauts topographiques (résidus de levées fluviales) témoignent néanmoins de la présence d'autres connexions fluviales fossiles (Berné *et al.*, 2007).

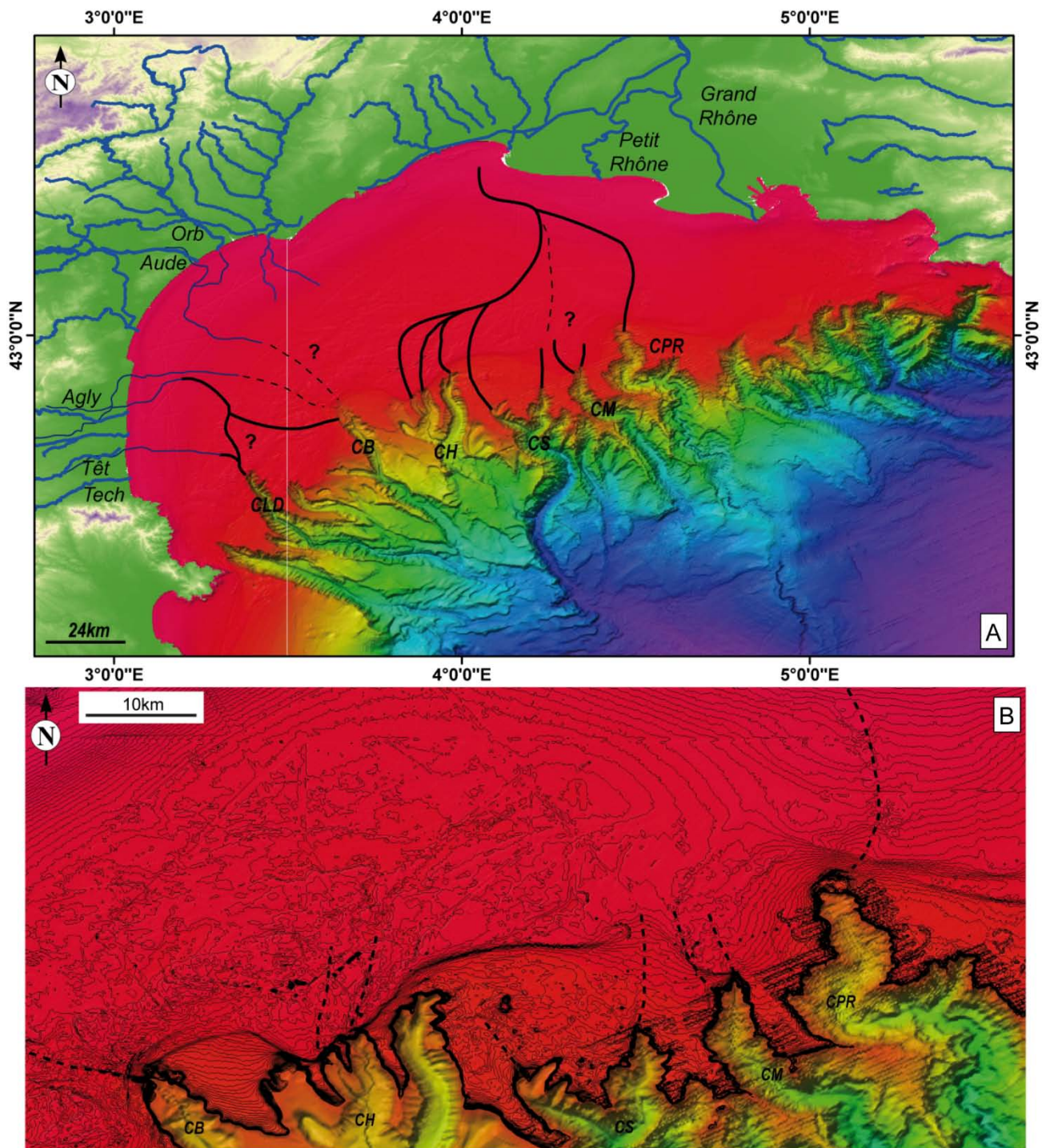


Figure IV-14: A : Tracé présumé des fleuves durant le dernier maximum glaciaire (en noir). Cette carte est basée sur l'analyse des incisions et des reliefs laissés par les fleuves durant leur remontée. En bleu foncé sont les paléo vallées de Tesson et al. (2011) et en bleu plus clair, les fleuves actuels. Le plateau ayant été fortement érodé, il est difficile de tracer un lien continu entre les fleuves et les canyons. Ces lacunes sont matérialisées par un point d'interrogation et des traits en pointillé noir. La carte B est un zoom sur les canyons étudiés dans ce chapitre (contours 2 m). En pointillé noir sont représentés les paléo-fleuves ayant incisés le plateau et ayant laissé une trace sur la topographie actuelle. Certains fleuves ont creusé des vallées (canyon Bourcart), d'autres se sont retirés en laissant derrière eux les hauts topographique d'anciennes levées (canyon de l'Hérault). Pour plus de détails se référer au chapitre suivant. CB : Canyon Bourcart ; CH : Canyon de l'Hérault ; CS : Canyon de Sète ; CM : Canyon Marti et CPR : Canyon du Petit Rhône.

4. Impact des facteurs globaux/locaux sur l'évolution des canyons

L'évolution des canyons semble suivre une tendance commune se résumant par un creusement et un taux de sédimentation important pendant les chutes glacio-eustatiques puis un remplissage et un stockage des sédiments de la tête de canyons, principalement en début de remontée. Les résultats sont similaires d'un canyon à l'autre, mais l'amplitude des variations est différente. Cependant alors que certains canyons entaillent le plateau sur plusieurs kilomètres d'un cycle à l'autre, d'autres canyons peuvent ne subir aucun changement dans la taille de leur incision. Ceci montre toute la complexité de cette étude. Cette hétérogénéité dans la réponse du canyon face à une variation identique des paramètres globaux est particulièrement observable entre les deux branches du canyon de Sète. Les paramètres globaux tels que les variations du climat et du niveau marin se doivent d'être couplés à des paramètres plus locaux (aux têtes de canyons) pour comprendre leur évolution. Chaque fleuve et son bassin versant associé possède des particularités (taille, flux, concentration en sédiment...) qui deviennent une contrainte locale pour les canyons qu'elles alimentent temporairement ou sur un laps de temps plus long. Cette disparité dans le comportement actuel des fleuves languedocien et rhodanien est illustrée dans les travaux de Bourrin *et al.* (2006). Les glissements de pente et instabilités sont une partie non négligeable du remplissage (chapitre suivant) des canyons. Ils permettent à la fois l'érosion et l'élargissement du canyon mais aussi le remplissage en stockant le matériel érodé. Ce sont des processus internes aux canyons et initiés par différents paramètres tels que les sortie de fluide ou la charge sédimentaire qui induisent ces instabilités (McAdoo *et al.*, 1997; Orange and Breen, 1992). De plus les courants locaux liés à la topographie spécifique en rebord de plateforme ou aux abords d'un canyon peuvent également être décisifs dans l'évolution du système.

E. Conclusions

Lors des cycles de 100 ka, les changements que suscitent les maximum glaciaires permettent une évolution significative de la morphologie des canyons sous-marins. Les chutes importantes de niveau marin entraînent la construction de prismes sableux littoraux/ fronts de deltas en rebord de plateforme, proches des têtes de canyons, ainsi que la mise en place de figures sédimentaires comme les « sediment waves » témoins d'une hydrodynamique intense. Ceci implique donc une proximité entre les canyons et les systèmes fluviaux tels que le Rhône ou les fleuves du Languedoc Roussillon (Agly, Aude, Têt...). Lors des maximums glaciaires, l'évolution des canyons se traduit par :

- Des phases d'incisions majeures (extension de la longueur de l'incision sur le plateau et élargissement des canyons) due à la proximité des fleuves et une augmentation de l'intensité de l'hydrodynamisme en rebord de plateforme.
- C'est également à cette même période que les taux de sédimentation sont les plus importants, dus à une augmentation de l'apport en sédiments grâce à une érosion intense du plateau liée à la chute du niveau de base.
- Les sédiments s'accumulent dans les canyons (essentiellement dans leur tête).
- Les sédiments sont ensuite partiellement préservés dans ces têtes des canyons du fait de la subsidence (importante dans le Golfe du Lion : 250 m/Ma selon Rabineau *et al.*, 2014) et une remontée rapide du niveau marin (forte diminution de la sédimentation et de l'hydrodynamisme).

Les canyons ont tous été impactés de la même manière par les cycles de 100 ka et particulièrement par les maximums glaciaires. Cependant l'intensité de l'impact est différente selon les canyons car tous n'ont pas été connectés à des systèmes fluviaux à chaque maximum glaciaire. Ainsi les canyons ayant été directement connectés durant un maximum glaciaire ont une évolution plus importante, autant morphologiquement (longueur et largeur) qu'en terme de remplissage (au niveau de la tête de canyon) ou de taux de sédimentation grâce à l'arrivée du fleuve directement dans la tête du canyon alors que les canyons qui ne sont pas connectés durant le même maximum glaciaire, sont sous l'influence des panaches turbides des embouchures voisines.

Au sein même des cycles de 100 ka, les événements haute fréquence ont un impact mineur sur les incisions du plateau. Ces événements haute fréquence aident au maintien et à l'entretien des incisions du plateau au cours des cycles de 100 ka. Ils engendrent des conditions peu érosives (pas d'augmentation de la taille des incisions sur le plateau) mais entraînent un remplissage important des têtes de canyons.. Les prismes sableux associés à ces cycles à haute fréquence, moins nombreux que ceux observés aux maximums glaciaires, attestent tout de même de la proximité du littoral et des embouchures avec les têtes de canyons. Des conditions hydrodynamiques moins intenses acheminent donc le sédiment vers les têtes de canyons sans les inciser. Tout ce remplissage peut par la suite être incisé par érosion régressive lors du maximum glaciaire clôturant le cycle de 100 ka.

Bibliographie

- Bassetti, M. A., Berné, S., Jouet, G., Taviani, M., Dennielou, B., Flores, J. A., Gaillot, A., Gelfort, R., Lafuerza, S., and Sultan, N., 2008. The 100-ka and rapid sea level changes recorded by prograding shelf sand bodies in the Gulf of Lions (western Mediterranean Sea): *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 9, no. 11.
- Bassetti, M. A., Jouet, G., Dufois, F., Berné, 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*, v. 234, no. 1-4, p. 93-109.
- Baztan, J., 2004. Formation et évolution des canyons sous-marins du Golfe du Lion: relation avec les cycles glacio-eustatiques [PhD: Université de Bretagne occidentale, 446 p.
- Baztan, J., Berné, S., Olivet, J. L., Rabineau, M., Aslanian, D., Gaudin, M., Réhault, J. P., and Canals, M., 2005. Axial incision: The key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion): *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, no. 6-7, p. 805-826.
- Berné, S., Jouet, G., Bassetti, M. A., Dennielou, B., and Taviani, M., 2007. Late Glacial to Preboreal sea-level rise recorded by the Rhône deltaic system (NW Mediterranean): *Marine Geology*, v. 245, p. 65-88.
- Berne, S., Lericolais, G., Marsset, T., Bourillet, J. F., and De Batist, M., 1998. Erosional offshore sand ridges and lowstand shorefaces: examples from tide- and wave-dominated environments of France: *Journal of Sedimentary Research*, v. 68, no. 4.
- 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*, v. 17, no. 4.
- Bertoni, C., and Cartwright, J. A., 2005. 3D seismic analysis of slope-confined canyons from the Plio-Pleistocene of the Ebro Continental Margin (WesternMediterranean): *Basin Research*, v. 17, p. 43-62.
- Bourrin, F., De Madron, X. D., and Ludwig, W., 2006. Contribution to the study of coastal rivers and associated prodeltas to sediment supply in the Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea): *Vie et Milieu*, v. 56, no. 4, p. 307-314.
- Clark, P. U., Archer, D., Pollard, D., Blum, J. D., Rial, J. A., Brovkin, V., Mix, A. C., Pisias, N. G., and Roy, M., 2006. The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO₂: *Quaternary Science Reviews*, v. 25, p. 3150-3184.
- Frigola, J., Canals, M., Cacho, I., Moreno, A., Sierro, F. J., Flores, J. A., Berné, S., Jouet, G., Dennielou, B., Herrera, G., Pasqual, C., Grimalt, J. O., Galavazi, M., and Schneider, R., 2012. A 500 kyr record of global sea-level oscillations in the Gulf of Lion, Mediterranean Sea: new insights into MIS 3 sea-level variability: *Climate of the Past*, v. 8, no. 3, p. 1067-1077.
- Gaudin, M., Berné, S., Jouanneau, J. M., Palanques, A., Puig, P., Mulder, T., Cirac, P., Rabineau, M., and Imbert, P., 2006. Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea): *Marine Geology*, v. 234, no. 1-4, p. 111-128.
- Jouet, G., 2007. Enregistrements stratigraphiques des cycles climatiques et glacio-eustatiques du Quaternaire terminal. Modélisations de la marge continentale du Golfe du Lion: Université de Bretagne Occidentale.

- 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*, v. 234, no. 1-4, p. 21-42.
- Lisiecki, L. E., and Raymo, M. E., 2007. Plio-Pleistocene climate evolution: trends and transitions in glacial cycle dynamics: *Quaternary Science Reviews*, v. 26, p. 56-69.
- Lofi, J., Rabineau, M., Gorini, C., Berné, S., Clauzon, G., De Clarens, P., Tadeu Dos Reis, A., 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*, v. 198, p. 289-317.
- Lombo Tombo, S., Dennielou, B., Berné, S., Bassetti, M. A., Toucanne, S., Jorry, S., Jouet, G., and Schneider, R., 2015. Sea-level control on turbiditic activity in the Rhone canyon and the upper fan during the Last Glacial Maximum and early Deglacial: *Sedimentary Geology*.
- McAdoo, B. G., Orange, D. L., Sreaton, E., Lee, H., and Kayen, R., 1997. Slope basins, headless canyons, and submarine palaeoseismology of the Cascadia accretionary complex: *Basin Research*, v. 9, no. 4, p. 313-324.
- Millot, C., 1990. The gulf of Lions' hydrodynamics: *Continental Shelf Research*, v. 10, no. 9, p. 885-894.
- Mulder, T., and Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits: *Sedimentology*, v. 48, no. 2, p. 269-299.
- Mulder, T., Savoye, B., and Syvitski, J. P. M., 1997. Numerical modelling of a mid-sized gravity flow: the 1979 Nice turbidity current (dynamics, processes, sediment budget and seafloor impact): *Sedimentology*, v. 44, p. 305-326.
- Mulder, T., Zaragosi, S., Garlan, T., Mavel, J., Cremer, M., Sottolichio, A., Sénéchal, N., and Schmidt, S., 2012. Present deep-submarine canyons activity in the Bay of Biscay (NE Atlantic): *Marine Geology*, v. 295-298, p. 113-127.
- Orange, D. L., and Breen, N. A., 1992. The Effects of Fluid Escape on Accretionary Wedges. 2. Seepage Force, Slope Failure, Headless Submarine Canyons, and Vents: *Journal of geophysical research*, v. 97, no. B6, p. 9277 - 9295.
- Pratson, L. F., and Coakley, B. J., 1996. A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows: *Geological Society of American Bulletin*, v. 108, no. 2, p. 225-234.
- Puig, P., Greenan, B. J., Li, M. Z., Prescott, R. H., and Piper, D. J., 2013. Sediment transport processes at the head of Halibut Canyon, eastern Canada margin: An interplay between internal tides and dense shelf-water cascading: *Marine Geology*, v. 341, p. 14-28.
- Puig, P., Ogston, A., Mullenbach, B., Nittrouer, C., and Sternberg, R., 2003. Shelf-to-canyon sediment-transport processes on the Eel continental margin (northern California): *Marine Geology*, v. 193, no. 1, p. 129-149.
- Rabineau, M., 2001. Un modèle géométrique et stratigraphique des séquences de dépôts quaternaires sur la marge du Golfe du Lion: enregistrement des cycles climatiques de 100 000 ans: Université de Rennes1.
- Rabineau, M., Berné, 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*, v. 22, no. 6-7, p. 775-804.

- Rabineau, M., Leroux, E., Aslanian, D., Bache, F., Gorini, C., Moulin, M., Molliex, S., Droz, L., Dos Reis, A. T., Rubino, J. L., Guillocheau, F., and Olivet, J. L., 2014. Quantifying subsidence and isostatic readjustment using sedimentary paleomarkers, example from the Gulf of Lion: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 388, p. 353-366.
- Riboulot, V., Thomas, Y., Berné, S., Jouet, G., and Cattaneo, A., 2014. Control of Quaternary sea-level changes: *Geophysical Research Letters*, v. 41, no. 14, p. 4970-4977.
- Shakun, J. D., Lea, D. W., Lisiecki, L. E., and Raymo, M. E., 2015. An 800-kyr record of global surface ocean and implications for ice volume-temperature coupling: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 426, p. 58-68.
- Sierro, F. J., Andersen, N., Bassetti, M. A., Berné, S., Canals, M., Curtis, J. H., Dennielou, B., Flores, J. A., Frigola, J., Gonzalez-Mora, B., Grimalt, J. O., Hodell, D. A., Jouet, G., Pérez-Folgado, M., and Schneider, R., 2009. Phase relationship between sea level and abrupt climate change: *Quaternary Science Reviews*, v. 28, no. 25-26, p. 2867-2881.
- Tesson, M., Labaune, C., Gensous, B., Suc, J.-P., Melinte-Dobrinescu, M., Parize, O., Imbert, P., and Delhaye-Prat, V., 2011. Quaternary "compound" incised valley in a microtidal environment, Roussillon continental shelf, western Gulf of Lions, France: *Journal of Sedimentary Research*, v. 81, p. 708-729.
- Tesson, M., Posamentier, H., and Gensous, B., 2015. Compound incised-valley characterization by high-resolution seismics in a wave-dominated setting: Example of the Aude and Orb rivers, Languedoc inner shelf, Gulf of Lion, France: *Marine Geology*, v. 367, no. 0, p. 1-21.
- Zhang, P., Molnar, P., and Downs, W. R., 2001. Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates: *Nature*, v. 410, no. 6831, p. 891-897.

Partie II

Les résultats

Chapitre V

*“Sea-level control on the connection
between shelf-edge deltas and the
Bourcart canyon head (western
Mediterranean) during the last
Glacial/Interglacial cycle”*

Ce dernier chapitre de résultats va présenter les détails du remplissage de la tête du canyon Bourcart dans le Golfe du Lion. Cet article, publié dans *Marine Geology*, retrace les étapes majeures de l'évolution du canyon Bourcart durant le dernier cycle glaciaire/interglaciaire (les derniers 130.000 ans) et permet ainsi de comprendre le fonctionnement et le remplissage d'un canyon dans le détail des changements rapides du climat et donc du niveau marin.

Chapitre V : “Sea-level control on the connection between shelf-edge deltas and the Bourcart canyon head (western Mediterranean) during the last Glacial/Interglacial cycle”

A. Introduction

La formation des canyons résulte de la combinaison de plusieurs facteurs tels que l'érosion régressive, les glissements ou les connexions fluviales (Shepard, 1981). Une caractéristique des canyons ayant eu une connexion relativement récente (dernier cycle glaciaire du Quaternaire) avec un système fluvial est représentée par la présence d'une incision axiale (Baztan *et al.*, 2005). Le canyon de Capbreton, sur la côte aquitaine, présente également une incision axiale provenant de connexions avec l'Adour (Gaudin *et al.*, 2006b; Mazières *et al.*, 2014). Le canyon Bourcart, objet de ce chapitre, est affecté par une telle incision remontant jusqu'au plateau continental et présentant une connexion visible avec un système fluvial (Figure V-1), décrite par Gaudin (2006) et Gaudin *et al.* (2006b). Dans ces travaux, les interprétations sismiques avaient été réalisées manuellement (sur papier) et les données du forage PROMESS n'avaient pas encore été exploitées.

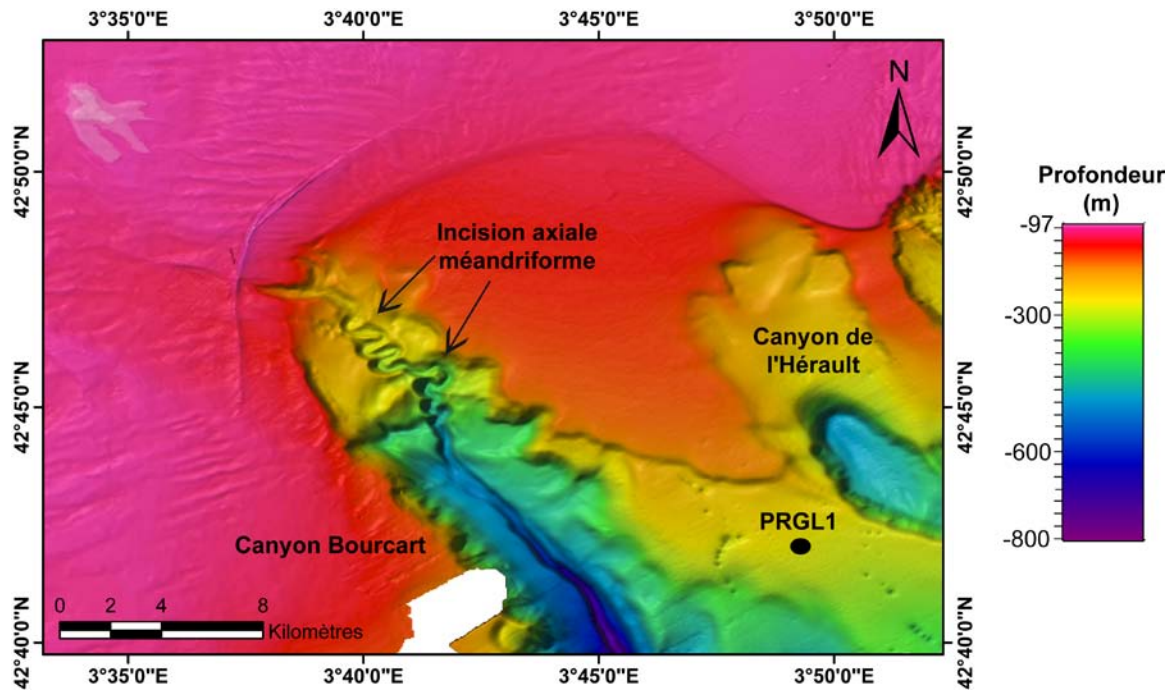
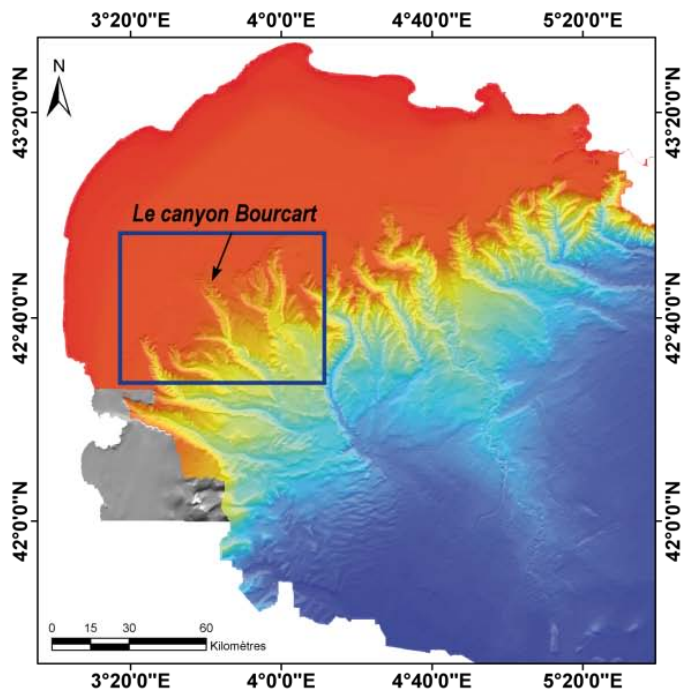
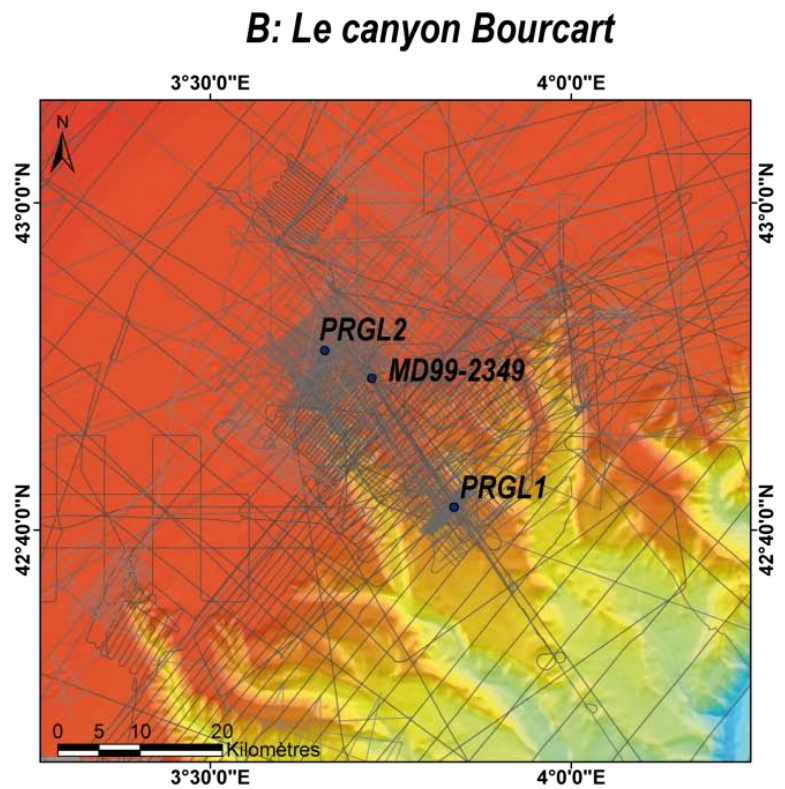


Figure V-1: Carte morpho-bathymétrique de la tête du canyon Bourcart et du canyon de l'Hérault mettant en évidence l'incision axiale méandrique du canyon Bourcart.

Ce dernier article présente donc un zoom à la fois spatial (sur un seul canyon) et temporel (sur le dernier cycle glaciaire) du remplissage d'une tête de canyon. Le site choisi pour cette étude est le canyon Bourcart car il est situé à proximité immédiate du forage PRGL1 (Figure V-1) et a fait l'objet d'une ouverture sismique particulièrement dense, à différentes échelles de résolution et pénétration (Figure V-2). L'objectif est donc de comprendre l'évolution du remplissage dans la tête du canyon pendant le dernier cycle glaciaire et de mettre en évidence l'impact des changements du niveau marin qui a engendré les connexions fluviales. Le dernier cycle glaciaire ayant subi de nombreuses et abruptes oscillations telles que les cycles de Bond, il est ici intéressant de comprendre l'effet de ces changements rapides du climat/niveau marin sur le fonctionnement du canyon sous-marin et processus associés. La chronologie détaillée offerte par le forage PRGL1 (Sierro *et al.*, 2009) a donc été propagée du forage vers la tête du canyon via les profils sismiques. Ce travail a été fait sur le logiciel Kingdom Suite 8.7. Les grilles générées grâce aux surfaces sismiques ont ensuite permis de visualiser différents types de résultats : les cartes paléo-bathymétriques et les cartes d'isopaques.



A: Le Golfe du Lion



B: Le canyon Bourcart

Figure V-2: Carte morpho-bathymétrique du Golfe du Lion (A, Berné *et al.*, 2005) et du canyon Bourcart (B). Sur le canyon Bourcart, les lignes grises correspondent aux profils sismiques analysés dans ce chapitre. Les deux forages PRGL1 et PRGL2 ainsi que la carotte MD99-2349 sont également localisés.

B. Article 2



Sea-level control on the connection between shelf-edge deltas and the Bourcart canyon head (western Mediterranean) during the last glacial/interglacial cycle

M.A. Mauffrey^{a,*}, S. Berné^a, G. Jouet^b, P. Giresse^a, M. Gaudin^c

^a Université de Perpignan, Laboratoire CEFREM, UMR-CNRS 5110, 52 Av. P. Alduy, 66860 Perpignan, France

^b Ifremer, Géosciences Marines, BP 70, 29280 Plouzané, France

^c TullowOil, Oslo, Norway



ARTICLE INFO

Article history:

Received 25 May 2015

Received in revised form 7 September 2015

Accepted 18 September 2015

Available online 26 September 2015

Keywords:

Submarine canyon

Confined channel–levee systems

Mass transport deposits

Bond cycles

Sea level

ABSTRACT

A dense grid of high- and very high resolution seismic data, together with piston cores and borehole data providing time constraints, enables us to reconstruct the history of the Bourcart canyon head in the western Mediterranean Sea during the last glacial/interglacial cycle. The canyon fill is composed of confined channel–levee systems fed by a series of successively active shelf fluvial systems, originating from the west and north. Most of the preserved infill corresponds to the interval between Marine Isotope Stage (MIS) 3 and the early deglacial (19 cal ka BP). Its deposition was strongly controlled by a relative sea level that impacted the direct fluvial/canyon connection. During a period of around 100 kyr between MIS 6 and MIS 2, the canyon “prograded” by about 3 km. More precisely, several parasequences can be identified within the canyon fill. They correspond to forced-regressed parasequences (linked to punctuated sea-level falls) topped by a progradational–aggradational parasequence (linked to a hypothetical 19-ka meltwater pulse (MWP)). The bounding surfaces between forced-regressed parasequences are condensed intervals formed during intervals of relative sediment starvation due to flooding episodes. The meandering pattern of the axial incision visible within the canyon head, which can be traced landward up to the Agly paleo-river, is interpreted as the result of hyperpycnal flows initiated in the river mouth in a context of increased rainfall and mountain glacier flushing during the early deglacial.

© 2015 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

There are relatively few studies focusing on the relationship between canyon infill, fluvial delivery to canyon heads and relative sea-level changes. Most of the textbooks on sequence stratigraphy (e.g. Posamentier et al., 1988; Catuneanu, 2006) include canyons in *slope and deep-sea facies*, which are viewed as part of the lowstand (or falling stage) and transgressive systems tracts (Rasmussen, 1994, 1997). The Quaternary, and especially the last glacial/interglacial cycle, offers the possibility to investigate precise processes that control fluvial/canyon connections, because most of the world’s fluvial systems reached the shelf edge during the Last Glacial Maximum (LGM, between ca. 26.5 and 19 ka BP).

Several mechanisms have been proposed to explain the origin of canyons, which are common features observed along modern (Quaternary) continental margins, as well as features that are buried in the stratigraphic record. Two main processes (not necessarily mutually exclusive) are generally proposed and have been the object of reviews and

discussions (i.e. Mountain et al., 1996; Pratson and Coakley, 1996; Pratson et al., 1994).

1- **Initiation of turbidity currents (and/or mass failure)** at the mouth of a fluvial system situated in the vicinity of the shelf edge. Daly (1936) was the first to introduce the idea of turbidity currents as the major factor in the formation and erosion of submarine canyons in relation to sea-level variations. This mechanism of canyon formation implies overloading through sediment accumulation at the river mouth (Pratson et al., 1994) triggering mass failure and/or the initiation of hyperpycnal flows within the river, evolving into a turbidity current along the slope (Mulder et al., 2003; Normark and Piper, 1991). In the Gulf of Lions, Baztan et al. (2005) suggested that the connection of fluvial systems at some canyon heads during the Last Glacial Maximum resulted in the formation of narrow (300 m wide) axial incisions, about 100 m deep, cutting across the thalweg of the main canyons. It was proposed that this process also accounts for the broadening of the main canyon through the lateral collapse of the canyon rims, due to retrogressive slides triggered along the axial incision (Sultan et al., 2007). Instead of direct sediment delivery from rivers, littoral drift can be the main source feeding canyon heads when the continental shelf is narrow or absent (Shepard,

* Corresponding author.

E-mail address: marie-aline.mauffrey@univ-perp.fr (M.A. Mauffrey).

1972; Shepard and Dill, 1977). This is the case of Mandji Island, in the vicinity of the Ogooue River mouth on the Gabonese Margin (Biscara et al., 2011) to the North of Fraser Island on the east coast of Australia (Boyd et al., 2008), or for the La Jolla canyon on the Californian margin (Covault et al., 2007). In these cases, however, sediment transfer to the deep sea is channelized within several gullies, rather than through a distinct axial incision meandering within a broad canyon.

2- Mass failure on the slope evolving through retrogressive erosion that may eventually “capture” fluvial systems. This scenario was based on the observation by Twichell and Roberts (1982) that some canyons cut across the shelf edge, whereas others are confined to the continental slope, the former (and older) resulting from headward erosion of the second (younger) type. This idea was also developed by Farre et al. (1983) who proposed a scenario with an initial phase dominated by slope failure, followed by the development of coarse-grained turbiditic flows fed by offshore sands after the canyon head reaches the shelf edge. This “bottom-up” scenario has been proposed to explain the origin of the Yoakum/Lavaca canyon system (Gulf of Mexico) (Galloway et al., 1991), the Andóya canyon (Norwegian Sea) (Laberg et al., 2007) or the Bari canyon (Adriatic Sea) (Ridente et al., 2007), which are not related to any river. This scenario was also proposed to explain the formation of canyons where buried paleovalleys exist on the shelf such as of the Otero River (Lo Iacono et al., 2013). Similarly, the formation of some canyons of the Argentine Continental Margin is explained by headward retrogressive erosion, increased by strong contour currents (Lastras et al., 2011). Headward erosion and lateral migration controlled by contour currents is also proposed as the mechanism at the origin of buried late Miocene canyons in the South China Sea (He et al., 2013).

These two scenarios were reconciled by Pratson and Coakley (1996) who showed, through numerical modeling, that retrogressive failure along the mid-slope can be triggered by downslope currents initiated at the shelf edge (possibly at the river mouth) and flowing along rills. In addition to these two general scenarios of canyon formation, fluid escape has been proposed as an important mechanism in the initiation and/or evolution of some canyons, such as the Benito canyon off the Equatorial Guinean coasts (Jobe et al., 2011) or along the eastern margin of Japan, where pockmarks formed by release of hydrostatic pressure during sea-level falls might be at the origin of the canyons (Nakajima et al., 2014).

In any event, as already mentioned by Shepard (1981), it is likely that most canyons result from a combination of various processes operating over long periods of time, interrupted by intervals of non-deposition or condensation. For instance, the history of the Tugela Canyon on the east coast of South Africa is related to several phases of hinterland uplift, at the origin of incisions, followed by pelagic infill and reworking by oceanic currents (Wiles et al., 2013). In the Bay of Biscay, the Capbreton canyon that cuts across the broad Aquitaine shelf displays a very meandering pattern and a distinct axial incision that is interpreted as being inherited from the period of connection of the canyon head with the Adour River (Gaudin et al., 2006). However, during the last decade, the canyon experienced distinct morphological and sedimentological evolution due to massive transfer of sand eroded from the coastline during major storms (Mazières et al., 2013).

In this paper, we focus on the head of the Bourcart canyon in the Gulf of Lions (western Mediterranean). A large number of seismic profiles at different resolutions, as well as one long piston core and two boreholes (100 and 300 m deep), allow us to reconstruct the architecture and the history of the canyon head during the last glacial/interglacial cycle in relation with the relative sea-level changes and the question of connection/disconnection of the fluvial system(s).

2. Geological framework

The Bourcart canyon is located at the western end of the Gulf of Lions (Fig. 1). The canyon starts at about 110 to 120 m water depth, 60 km

from the present coastline. The Gulf of Lions is a passive and prograding margin influenced by a significant subsidence rate (about 250 m/Myr at the shelf edge) (Rabineau et al., 2014) and high sediment supply, mainly from the Rhone River. As a result, depositional sequences linked to Milankovitch and sub-orbital Quaternary sea-level changes are well preserved at the shelf edge and along the upper continental slope (i.e. (Bassetti et al., 2008; Jouet et al., 2006; Rabineau et al., 2005; Tesson et al., 2000)). These units mainly consist in forced-regressive sequences, which thicken seaward and pinch out landward at a depth of 100 m. The continental slope is deeply incised by numerous canyons, some with a depth in excess of 1000 m (Berné et al., 1999). Among these, the Petit Rhone canyon to the east was, at least during the last glacial cycle, the main conduit of sediment between the Rhone watershed and the Rhone Deep Sea Fan, which drains all the canyons from the central and western Gulf of Lions (Fig. 1).

Because of overall subsidence and high sediment supply, fossil canyons have been rapidly buried. Except for the Rhone canyon, most canyons were initiated around the Middle–Late Pliocene and reached full development (similar in size to modern canyons) around the Pliocene–Quaternary transition (Lofi et al., 2003). This canyon evolution might be related to the amplification of glacial/interglacial cycles at the end of the Pliocene (Lisiecki and Raymo, 2005) and related sea-level changes.

3. Data set and methodology

3.1. Bathymetric data

The overall study area is covered by two multi-beam data sets acquired by R/V “Le Suroît” during several cruises using Simrad EM300 and EM1000 systems. For the purpose of this study, a Digital Terrain Model (DTM) with a grid spacing of 50 m was produced.

3.2. Seismic data

1500 km of high- and very high-resolution seismic profiles were acquired over the Bourcart canyon head (about 50 km²; Fig. 2). This data set includes 24-fold multi-channel and single channel seismic profiles. Multi-channel seismic data was acquired during the “Marion” cruise aboard R/V “Le Suroît” using two Soderma™ mini-GI gun sources and a 24-channel (6.25 m, 8 hydrophones per trace) streamer. For higher resolution, we used SIG™ sparker equipment (700 J power emission, 1.5 s shooting rate) and a hull-mounted, IXSEA™ chirp sub-bottom profiler (20 to 50 ms pulse length, 2000–5200 Hz bandwidth) during several cruises of R/V “Le Suroît”. These different systems give vertical resolutions in the order of >3 m, 1 m and <1 m, respectively. Seismic and borehole data were transferred to an interpretation station (SMT Kingdom Suite™). Seismic interpretation was based on the principle of seismic stratigraphy (Mitchum et al., 1977). Major seismic surfaces were plotted in a manual or semi-automated mode over the entire study area. For the correlation of these surfaces with borehole information, we used seismic velocity determined at sites PRGL1 and PRGL2 by the Promess project (see below).

3.3. Chrono-stratigraphic constraints

We used all the age controls from both PRGL1 and PRGL2 boreholes and from Images 5 cores MD99-2349 and MD99-2348. P-wave sonic velocities were determined along cores by direct sonic velocity measurements using a Multi-Sensor Core Logger (MSCL, Geotek™), together with interval velocity analysis performed on multi-channel seismic data at the position of borehole PRGL1 (Denniellou, 2007). Sonic velocity analysis allowed us to tie seismic surfaces to core and borehole data and thus to infer ages for each surface thanks to robust chrono-stratigraphic constraints established for PRGL1 and MD99-2348 (Frigola et al., 2012; Jouet et al., 2006; Sierro et al., 2009). Analysis and dating on PRGL2

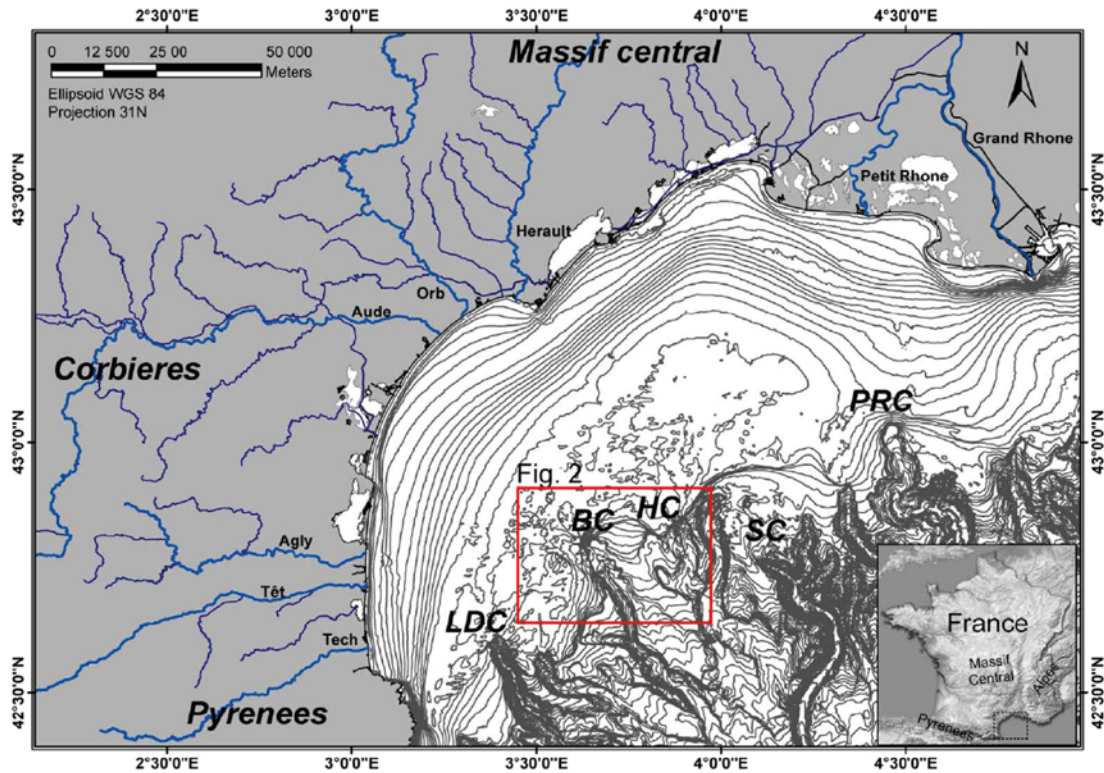


Fig. 1. Physiographic map of the Gulf of Lions (contour line spacing is 5 m on the continental shelf and 50 m on the slope). Major canyons are represented: Lacaze-Duthiers canyon (LDC), Bourcart canyon (BC), Herault canyon (HC), Sete canyon (SC) and Petit Rhone canyon (PRC). Please note that borehole PRGL1 and core MD99 2348 are at the same location.

(Bassetti et al., 2008) and MD99-2349 (Jouet et al., 2006) were used as points of reference or checkpoints while propagating seismic surfaces from PRGL1 and/or MD99-2348 to the shelf.

In a first approach, seismic surfaces at the position of the borehole are considered as timelines and can be propagated around and within the canyon head. We will discuss the precise chrono-stratigraphic

significance of each type of seismic bounding surface in the following section.

In order to compare already published results from the Promess boreholes and new ¹⁴C dates from beachrock samples, all ages were re-calibrated using CALIB 7.0.2 with Marine13 calibration (Stuiver and Reimer, 1993). It was corrected for a 400-year air-sea reservoir age

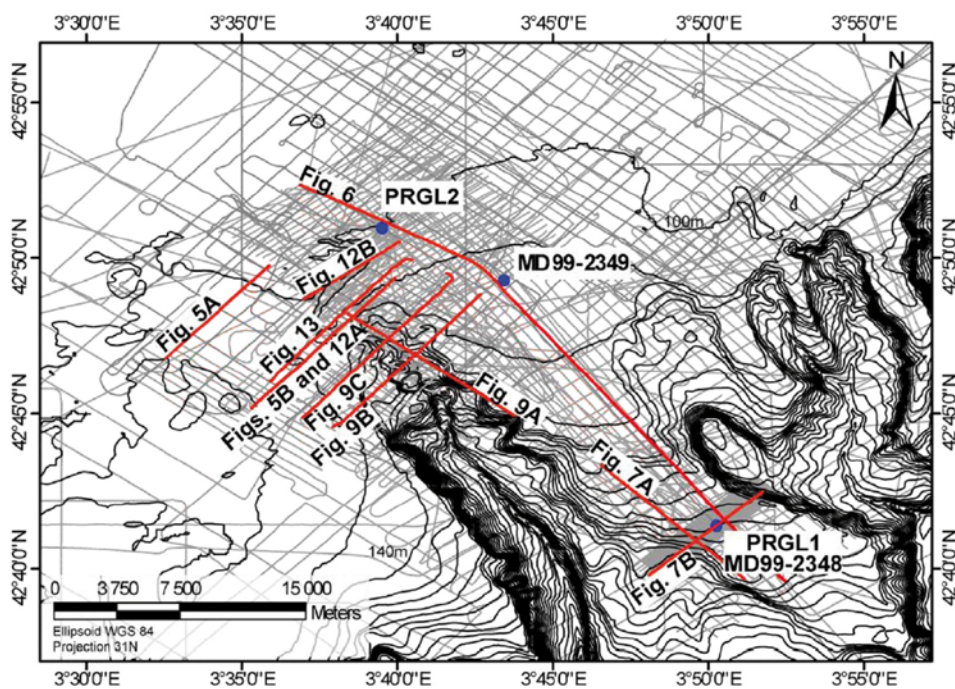


Fig. 2. Seismic data set used for interpretation in this study and positions of cores/boreholes (blue dots). Red lines represent seismic profiles displayed in this study.

effect and performed at the Poznan Radiocarbon Laboratory. For the chronology of major climatic events, we used the lettered substages of Railsback et al. (2015). The terminology for sub-orbital climatic events is based on the Greenland chronology (Project, 2004), synchronized with the Mediterranean record by Sierró et al. (2009).

4. Results

4.1. Shelf and slope morphology around the Bourcart canyon

The morphology of our study area has already been studied by Baztan et al. (2005) and Bassetti et al. (2006). The resolution of new swath bathymetric data sheds new light on several morphological features and the connection between canyons and fluvial systems. The Bourcart canyon head (the upper part of the canyon, comprised between 120 and 500 m water depth) displays a deep (50–400 m) and broad (2–5 km) major incision indenting the shelf along a distance of about 10 km (Fig. 3A and B). Both rims of the canyon are indented by several slump scars. The bottom of the canyon head presents an axial incision in the sense of Baztan et al. (2005), 50 m deep and 400–800 m wide (Fig. 3A and B). Between about 230 m down to about 370 m water depth, the axial incision is markedly meandering with a sinuosity

index (ratio of the curvilinear length to the straight length) of approximately 2. Beyond –370 m, the incision becomes almost straight, in relation to an abrupt increase of the overall slope of the canyon as shown in Fig. 4.

In the Gulf of Lions, the shelf-to-slope transition (the “shelf break”) is marked by an increase of 0.1° to 1.5° of the overall gradient (Baztan et al., 2005). As it varies strongly between canyon heads and interfluves, we chose a value of 0.5° as the boundary between the two domains. In most of the canyons in the Gulf of Lions, including the Bourcart canyon, the shelf break is situated at a present water depth of about 120 m around the canyon head, in contrast with a depth of about –160 m along the Bourcart/Herault interfluve, where the smooth morphology is affected by several pockmarks (Fig. 3A). Farther east, the four branches of the Herault canyon (labeled H1 to H4) display contrasted morphologies, with H2 and H3 incised by meandering axial incisions merging at about 500 m water depth (Fig. 3A and C). In contrast, H1 and H4 do not display any axial incision, the upper part of H1 being largely infilled by sediment down to a depth of about 340 m, where a major slump scar is visible (Fig. 3A).

On the shelf, several distinct features are noticeable on swath bathymetric maps, also of interest for understanding the history of canyons and their connections with fluvial systems.

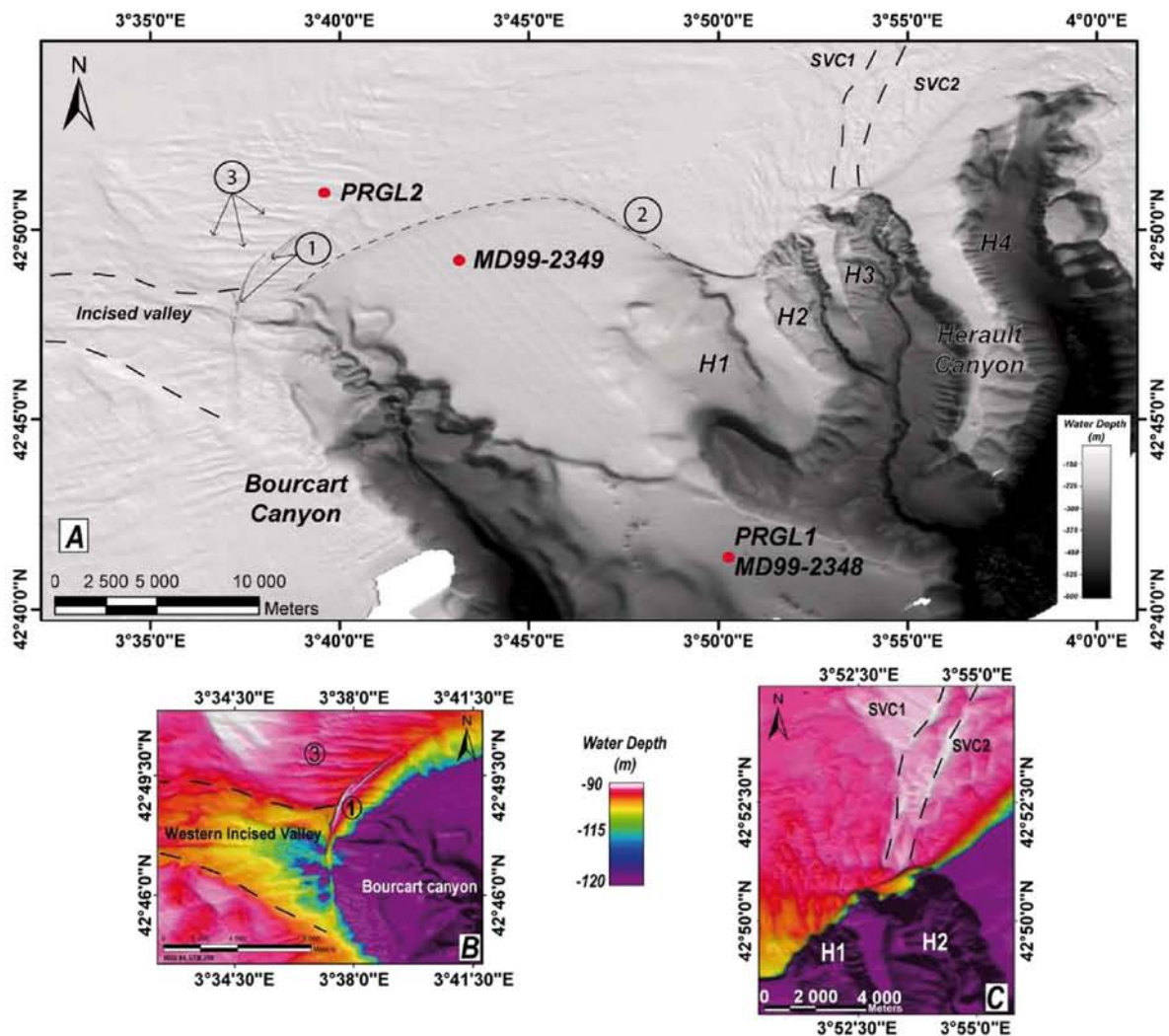


Fig. 3. Shaded swath bathymetric map of the study area. A- General map of the study area, B and C- Close-up views of the Bourcart and Herault canyon heads. 1- “Pierres de Sete” beachrocks. 2- Seaward limit of the offshore sands. 3- E-W oriented relict sand ridges. H1 to H4 correspond to the four distributaries of the Herault canyon. SVC 1 and 2: Shelf Valley Complexes left by fluvial retreat during the deglacial sea-level rise. In Fig. 3C, the dashed and dotted lines correspond to the retreat path of shelf valley complex 2. Note that canyons displaying a meandering axial incision (Bourcart and H2–H3 canyons) are all connected to a fluvial system visible on the shelf morphology. See explanations in Section 5.1.

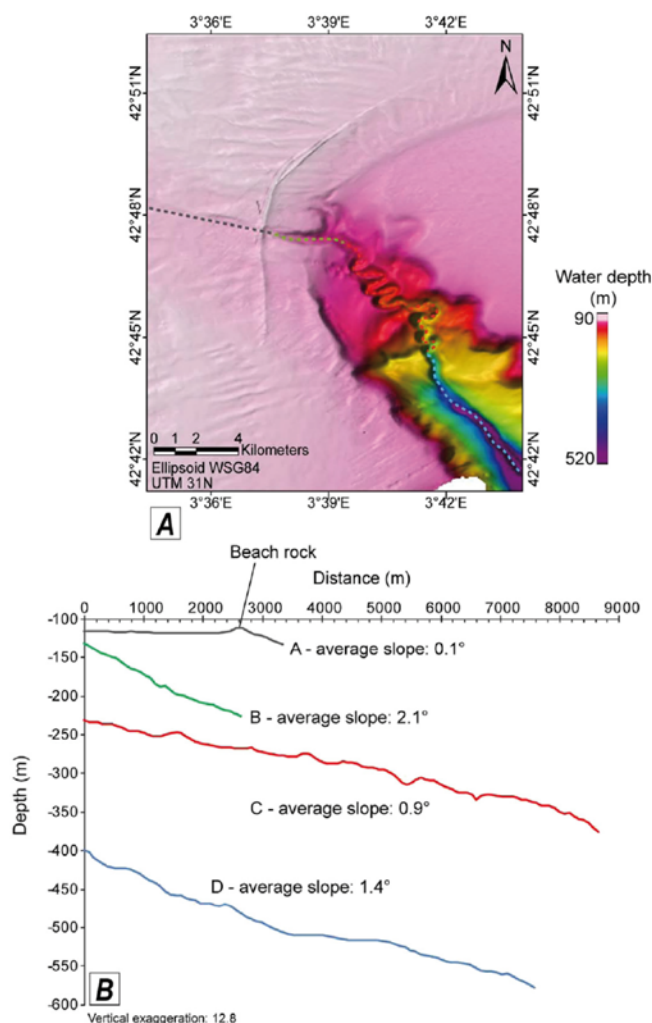


Fig. 4. Morphology of the Bourcart canyon head area (A) and curvilinear gradient along the fluvial/axial incision (B). The curvilinear gradient of the axial incision (and of the adjacent continental shelf) can be separated into four distinct domains: **a (in gray)**: on the continental shelf, the average slope is 0.1°; **b (in green)**: canyon rim; the average slope is 2.1°; **c (in red)**: meandering axial incision where the average slope is 0.9° and the sinuosity index about 2; **d (in blue)**: linear axial incision with an average slope of 1.4°. The transition between the meandering and linear axial incision is marked by a gradient increase. Beachrocks formed after fluvial disconnection (see Section 4.2.2 for details).

- **Beach rocks**—The most pronounced relief corresponds to the 7 km long “Pierres de Sete”, parallel to bathymetric contour lines (1 in Fig. 3A and B, Fig. 4). It culminates at 90 m, about 21 m above the surrounding seafloor. This relief corresponds to beachrocks formed by the cementation of littoral sands during the last glacial period (Jouet et al., 2006). The precise nature and age of this feature will be discussed later.
- **Seaward limit of “offshore sands”**—All along the outer shelf in the Gulf of Lions, and in particular in the Bourcart–Herault area, a distinct notch, parallel to contour lines, can be traced at a water depth around 120 m (2 in Fig. 3A). This step corresponds to the boundary between the upper (sandy) and lower (clayey) shoreface that formed in response to the last forced regression, between Marine Isotope Stage (MIS) 3 and MIS 2 (Bassetti et al., 2008). Interestingly, in our area this step corresponds to the pinch out of the axial incisions at the Bourcart canyon head. Upward of this boundary and up to a water depth of about 80 to 90 m, a broad domain of relict sands (“offshore sands” in the sense of Emery (1968)), covers the outer continental shelf (3 in Fig. 3A and B).

- **Sand ridges**—The offshore sands are reworked into transgressive E–W-oriented sand ridges (3 in Fig. 3A and B), up to 9 m high and several kilometers in length (Bassetti et al., 2006). According to these authors, the ridges formed around 12,000 cal years BP, at a time when water depth was <50 m.
- **“Shelf Valley Complexes” (SVC)**—This concept was proposed by (Swift, 1973) and further developed by Swift and Thorne (1991), to describe the landward shift of depo-center estuary mouths in response to relative sea-level rise. The resulting morphology of this process consists of levee-like shoals (topographic highs), paired with a shelf valley (topographic low; Fig. 3C). This concept is important in the Gulf of Lions because it allows us to recognize the retreat path of river mouths (from bathymetric maps) as elongated topographic highs and/or lows, roughly perpendicular to the contour lines. SVC1 and SVC2 (Fig. 3C) have been mapped landward, where they form distributaries of the Rhone transgressive fluvial system (Berné et al., 2007; Gensous and Tesson, 2003).
- **“Incised valleys”**—Despite the fact that valleys are incised by definition (Blum and Törnqvist, 2000) the term of incised valley is commonly used to describe elongated erosional features formed by fluvial erosion. In our study area, a major incised valley, oriented WNW–ESE, 6 km wide and up to 18 m deep, is visible to the west of the Bourcart canyon (“western incised valley” in Fig. 3B). Seismic profiles show that it carves across forced-regressed deposits of MIS 3–MIS 2 (Fig. 5). This incised valley is tentatively linked to the Tet–Agly paleo-valley mapped by Tesson et al. (2011, 2015) on the inner and middle shelf (down to a present water depth of about 90 m).

In summary, the study area provides some evidence of the presence of streams reaching the shelf edge. The seaward terminations of these features (either shelf valley complexes or incised valleys) are in continuity, at the shelf edge, with meandering axial incisions within the Bourcart, Herault 1 and Herault 2 canyons (Fig. 3). In contrast, canyons without axial incisions (Herault 3 and Herault 4) do not exhibit any remnant of a fluvial system from MIS 3–MIS 2 at the shelf edge (Fig. 3). This observation strongly suggests a genetic link between meandering axial incisions and fluvial connections.

4.2. Interpretation of seismic data and correlation with core/borehole data

We used here the principles and terminology of seismic stratigraphy (Mitchum et al., 1977) to describe seismic surfaces and facies. Regarding gravity deposits within the Bourcart canyon head, we used the terms defined and ground-truthed during ODP leg 155 (Normark and Damuth, 1997).

4.2.1. Seismic surfaces and their chronostratigraphic constraints

A hierarchy of seismic bounding surfaces is observed in the study area for the interval corresponding to the last ca. 120 kyr, with major seismic bounding surfaces linked to 100 kyr glacial/interglacial cycles and second-order surfaces linked to sub-orbital climate/sea-level changes. These surfaces have been dated at the position of cores and boreholes (Bassetti et al., 2008; Bassetti et al., 2006; Jouet et al., 2006; Sierro et al., 2009). They may represent a relatively important time span in the case of condensed or erosive intervals, so it is more relevant for this study to assign them a significance in terms of climatic/sea-level change events. Their main characteristics, age at the position of cores/boreholes, and relations with climate/sea-level changes are summarized below and in Figs. 6 and 7 and Table 1.

4.2.1.1. Major bounding surfaces linked to 100 kyr glacial/interglacial cycles. Major bounding surfaces are sequence boundaries on the shelf and maximum flooding surfaces on the continental slope.

–The **sequence boundaries** (or maximum regressive surfaces in the sense of Catuneanu et al. (2009)), labeled with an “s”, formed during

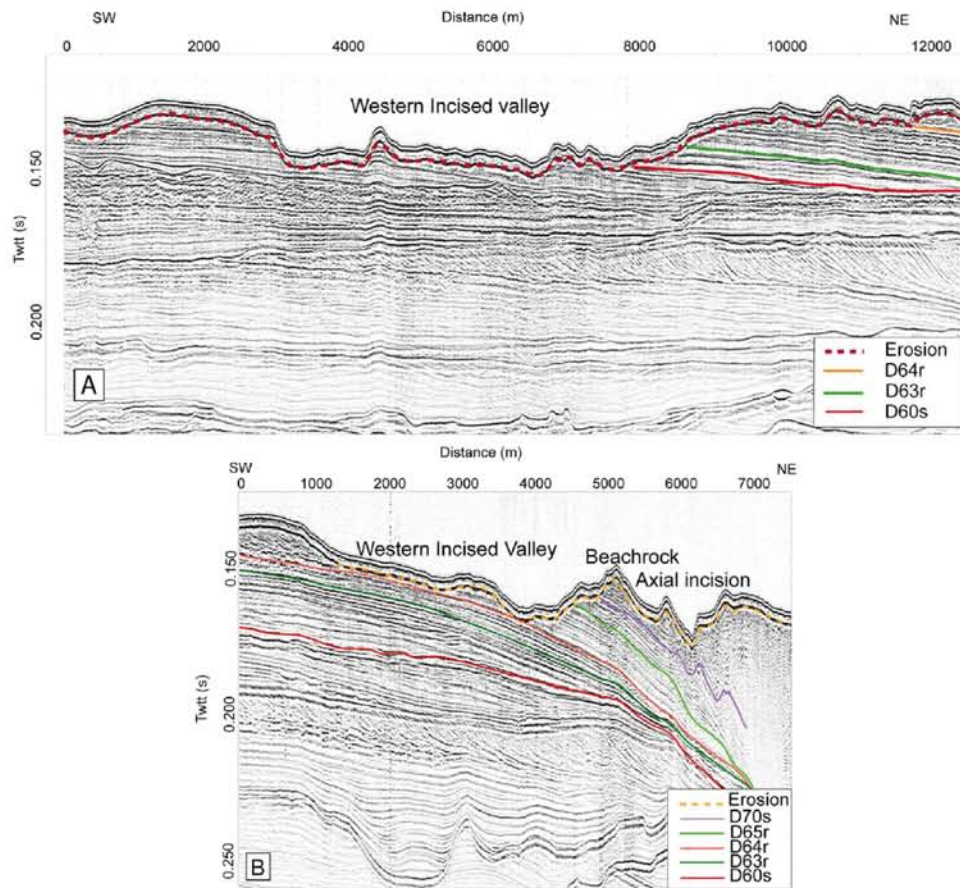


Fig. 5. Seismic sparker profiles (A: 1040 and B:1020, position in Fig. 2) on the west rim of the Bourcart canyon head, across the Western Incised Valley. Note the distinct erosional nature of the present-day sea floor (with topset terminations) at the position of the ancient river path. Seismic surfaces are defined in Section 4.2.1.

the last (MIS 2) and penultimate (MIS 6.a) Glacial Maxima (D70s and D60s, respectively) (Table 1, Figs. 6–8). These surfaces are very pronounced shelfal erosion surfaces, with topset terminations. Seaward,

they become progressively conformable near or beyond the shelf edge, where they lose any distinct seismic character. The correlative conformity of the LGM sequence boundary (D70s) is dated at about

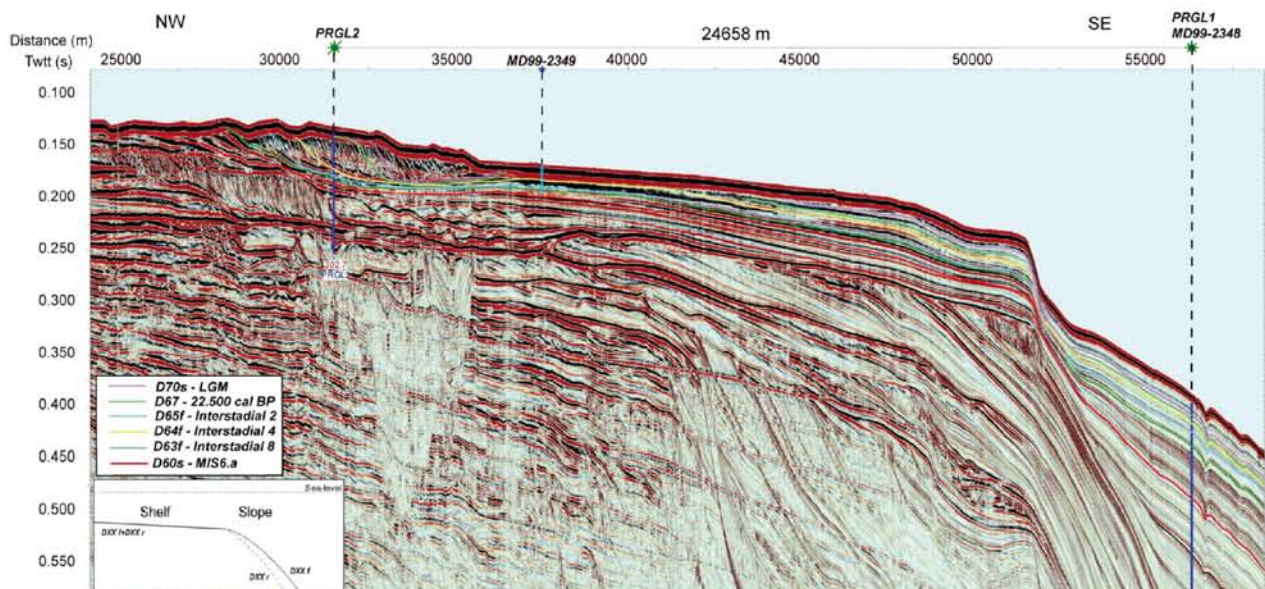


Fig. 6. Multi-channel seismic dip section (Marion12; location in Fig. 2) along the Bourcart/Herauld interfluvium. Colored lines are the major seismic surfaces identified in the study area (D67 being an additional timeline without stratigraphic significance). Their ages were determined at the position of borehole PRGL1 (from Siervo et al., 2009) and, to a lesser extent, borehole PRGL2 (from Bassetti et al., 2008) and core MD99-2349 (from Ridente et al., 2007). Conventional ages of these authors have been re-calibrated with Calib 7.0.2 (Wiles et al., 2013). The sketch illustrates the “r” and “f” (“s” and “m”) for the major bounding surfaces linked to 100 kyr glacial/interglacial cycles) surfaces on the shelf and on the slope (further details in Section 4.2.1).

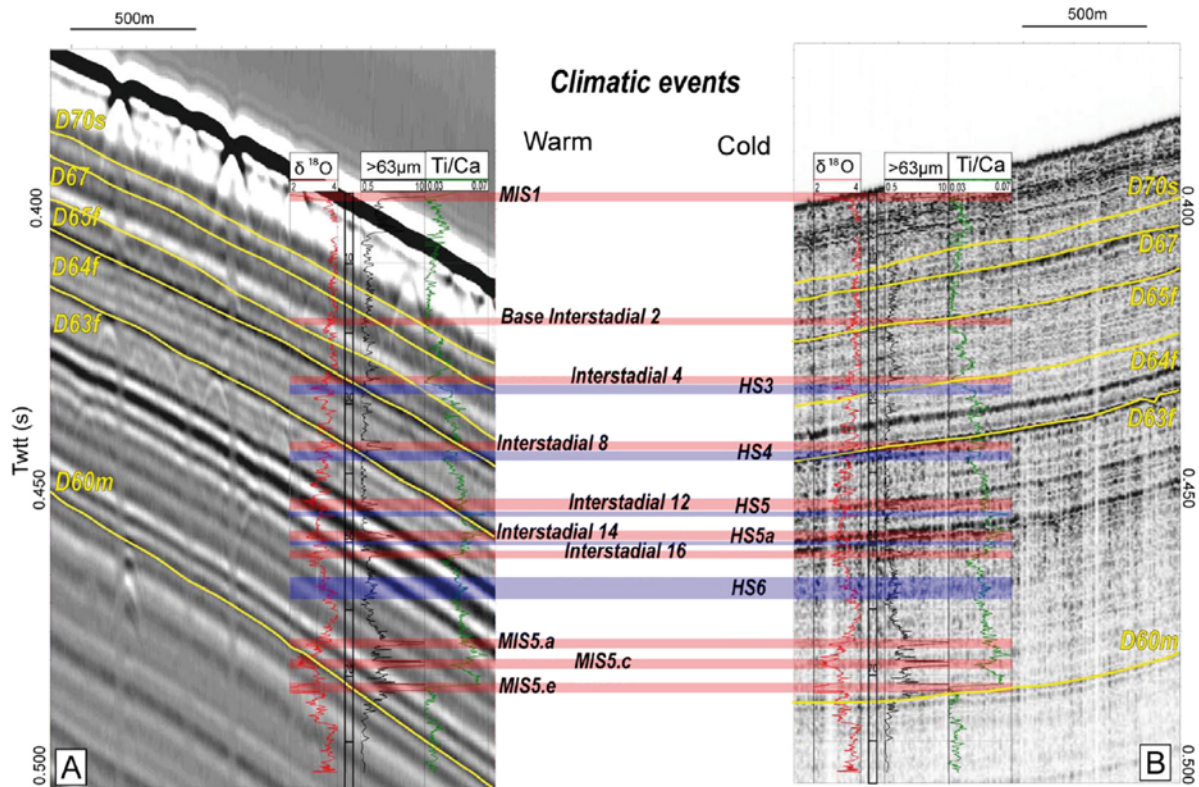


Fig. 7. Time constraints of seismic surfaces from hole PRGL1. A: Multi-channel (Stack20R) and B Chirp seismic profile (Calim167) at the position of the borehole. Oxygen isotope ratios, sand fraction (>63 μm) and Ti/Ca ratio are given at the position of the borehole. Depth is given thanks to the reconstruction of the P-wave velocity and then its conversion from millisecond two-way travel time to meters below seafloor. P-wave velocities from PRGL 1 were altered by strong sediment degassing. The climatic events corresponding to the variations in those parameters are highlighted in red for the warmer events and blue for the cold ones. High sand fractions correspond to condensed intervals during interglacials (MIS1 and MIS5.e) and to the most pronounced interstadials (IS16, 14 or 8). They correspond well with low $\delta\text{O}18$ values (warmer periods). All seismic surfaces are drawn on both seismic profiles. Note the presence of high amplitude reflections between D60m and D63f (especially on profile A). They correspond to Interstadials 16, 12 and 14.

20 cal ka BP near the shelf edge (Jouet et al., 2006). D60s is the sequence boundary of MIS 6.a. Its correlative conformity is situated at 73 m below the seafloor at the position of borehole PRGL1 (Sierro et al., 2009), immediately below the maximum flooding surface of MIS 5.e (see below).

The **maximum flooding surfaces** (MFS), labeled with an “m” (respectively D70m, merged with the seafloor in the study area, and D60m) are the most distinguishable seismic surfaces on the continental slope, where they display distinct high amplitude, continuous reflections with toplap and onlap terminations (Table 1, Figs. 6–8). These outer shelf/upper slope surfaces are called MFS because they are synchronous with the downlap surfaces formed on the inner shelf at the time when the coastline reached its maximum landward position (Posamentier and Allen, 1999), i.e. during MIS 1 and MIS 5.e. They are condensed intervals because deposition shifted landward during warm interglacials, with coarser grain-size due to winnowing (Sierro et al., 2009).

Note that, at the seismic resolution scale, sequence boundaries and maximum flooding surfaces merge on the outer shelf, except at the position of incised valley fills or transgressive sand ridges.

4.2.1.2. Seismic surfaces linked to sub-orbital climate and sea-level changes.

In addition to 100 kyr cycles, the sea-level history during MIS 3–MIS 2 was strongly marked by rapid warming and cooling events, named Dansgaard–Oeschger events. These millennial-scale climatic events are bundled into so-called Bond cycles ended by Heinrich events in the North Atlantic (Bond et al., 1993). Outside the Atlantic realm, these cold events are called Heinrich Stadials (HS). The sea-level changes linked to these rapid climate changes are in the order of 15–35 m (i.e. Arz et al., 2007; Shackleton, 2000; Siddall et al., 2008), with slow sea-

level falls (ended by Heinrich events) followed by rapid sea-level rises (ibid.). These falls and rises are at the origin of distinct seismic surfaces, correlated with core and borehole data, and are interpreted as regressive erosion surfaces (labeled with an *r*) and flooding surfaces (labeled with an *f*), respectively (Figs. 7 and 8). Of particular interest for this study are surfaces that formed between ca. 40 and 18 ka BP, which are well preserved in and around the canyon head, and which were propagated over the entire study area thanks to the dense seismic coverage.

Flooding surfaces. At the position of hole PRGL1, D63f, D64f and D65f are high-amplitude reflections with distinct toplap and onlap terminations (Figs. 7 and 8 and Table 1). On the cores they correspond to relatively coarse-grained, condensed intervals about 5 to 30 cm thick. These are rich in micro-fauna typical of warm to temperate intervals and have a sedimentation rate in the order of 0.1 m/kyr (compared to 2.5 m/kyr for cold intervals (Sierro et al., 2009)). They are linked to the longest warm Greenland Interstadials 8, 4 and 2, respectively (Sierro et al., 2009). These surfaces are mapable over the upper slope and in the canyon head. Updip, they merge with the underlying regressive erosion surfaces.

Regressive erosion surfaces. The surfaces labeled D63r, D64r and D65r are better observed on the outer shelf and upper slope (including the upper canyon head) where they are distinct erosion surfaces (Figs. 6–8 and Table 1). They correspond to the most pronounced sea-level falls during the coldest stadials, which were terminated by Heinrich Stadials 4, 3 and 2, respectively (Hemming, 2004).

Finally, D67 was introduced as a timeline with no distinct expression along the slope and in the canyon head, but with high amplitude on the shelf, where it was used to pre-date some buried channels (Figs. 6–8 and Table 1).

Table 1

Summary of the main characteristics of seismic surfaces used in this study. Their seismic characteristics, depth on PRGL1, ages and corresponding climato-eustatic events are given. Ages at the position of cores and boreholes are first given in conventional ¹⁴C age from the age model of Siervo et al. (2009) on PRGL1 and MD99-2348. The calibrated ages have then been updated with CALIB 7.0.2 software corrected for an air-sea reservoir effect of 400 years (Stuiver and Reimer, 1993). Ages older than ca. 40 cal ka BP are determined by correlations between proxies of hole PRGL1 and the NGRIP and SPECMAP data (Siervo et al., 2009).

Surfaces	Characteristics on shelf	Characteristics on canyon head	Characteristics on interfluvial (PRGL1)	Depth at the position on PRGL1 (mbsf)	Conventional ¹⁴ C age (yr BP, from Siervo et al., 2009)	Calibrated age (yr BP)	Corresponding climato-eustatic events	Seismic units
Seafloor/D70m				0		About 17,000 cal BP	MIS1	
D70s	High-amplitude, conformable	High-amplitude, conformable	High-amplitude, conformable	12.5	18,150 ± 50	21,486.5 ± 111.5	LGM	Unit 3
D67	High amplitude, unconformity	High to moderate amplitude	Low amplitude	14	19,100 ± 75	22,534 ± 93	-	U2c
D65f	Merged with erosion surface (D65f)	Difficult to track	Very low amplitude	19	20,900 ± 100	24,667 ± 198	Interstadial 2	
D65r	High-amplitude, top-lap terminations	Merged with D65f	High-amplitude, conformable, immediately above MTD3			≈25,000	Heinrich Stadial 2 (HS2)	U2b
D64f	Merged with erosion surface (D64f)	High-amplitude, conformable, immediately above MTD2	Low amplitude	27	24,100 ± 100	27,775 ± 90	Interstadial 4	Unit 2
D64r	High-amplitude, top-lap terminations	Clear erosion surface in the upper canyon head, merged with D64f down-dip	High-amplitude, conformable			≈28,000	HS3	
D63f	Merged with erosion surface (D63f)	High-amplitude, conformable	Low amplitude	36.5	33,350 ± 400	37,037 ± 600	Interstadial 8	U2a
D63r	High-amplitude, top-lap terminations	Merged with D63f	High-amplitude, conformable			≈40,000	HS4	
D60m	Merged with erosion surface (D60s)	High-amplitude, conformable	High-amplitude, conformable	71.5		≈131,000	MIS 5.e	Unit 1
D60s	High-amplitude, top-lap terminations	Merged with D60m	Low amplitude	73		≈140,000	MIS 6.a	

The position of various seismic surfaces with respect to a composite sea-level curve is summarized in Fig. 8. Note that the age of each surface can vary slightly depending on its position because erosion/condensation does not occur simultaneously along the same surface. Between bounding surfaces, seismic units (U1 to U3) have been defined, as well as sub-units within U2 (U2a to U2c; Table 1).

Age of the sea-floor. By definition, seafloor sediment corresponds to the present-day conditions of sedimentation. However, several studies have shown that a condensed interval covers the outer shelf and the continental slope (including the Bourcart canyon head) in our study area (i.e. Bassetti et al., 2006; Jouet et al., 2006). This interval, from a few centimeters to about 1 m thick, consists of sand resulting from the winnowing of the seafloor by dense water cascades (Gaudin et al., 2006), wind-driven currents generated by SE storms (Bassetti et al., 2006; Jouet et al., 2006) and the Liguro-Provençal geostrophic current (Sierro et al., 2009). This condensed interval overlies consolidated silts and clays dated between 15 and 20 ka BP by the same authors. The situation is similar on the outer shelf, with the exception of episodically mobile sand dunes that cannibalize the lowstand shoreface sands (Bassetti et al., 2006). In summary, most of the outer shelf and continental slope represent, at the seismic resolution scale, a condensed interval that initiated around 17 cal ka BP, when depo-centers shifted landward during the global deglacial sea-level rise.

4.2.2. Time constraints from beach rocks

In addition to direct time constraints obtained from borehole and core data, we used the age of formation of the “Pierres de Sete” beachrocks to postdate some events. The samples dredged from the top of the Pierres de Sete (90–91 m water depth) are composed of lithified coarse sands. Quartz grains are dominant but some dark gray siltstone or marl-detrital grains (1 mm diameter) are common or even dominant and constitute coarser (1–5 cm thick) intervals. This siltstone characterizes the sediment from the Agly River that flows from the NE rim of the Pyrenees Mountains (Fig. 1; Berger et al., 1993).

The cement consists of sparry calcite, with 10 μm long crystals, arranged in isopachous and palisadic rims around the grains. Diffractometric analyses indicate that these grains are mainly magnesian calcite ranging from 14 to 26 mol% MgCO₃, similar to the composition of other Mediterranean beachrocks (Alexandersson, 1972). This suggests a one-stage rapid cementation within the groundwater table, in the vicinity of the sea.

The AMS-dating of cements of the lower and upper part of a 10 cm sample give respectively the ages of 18,882 (±92) and 17,896 (±114) a cal BP (Table 2). The beach rocks are stratigraphically above the most recent fluvial/canyon incisions (Fig. 5B) and therefore postdate the last connection between the rivers and the canyon head.

4.2.3. Internal seismic facies and their lithologic significance

The canyon head displays three major seismic facies, organized into different geomorphic features:

4.2.3.1. Parallel, medium- to high-amplitude, continuous reflections (seismic facies 1). Correspond to the most ubiquitous seismic facies (Fig. 9A). They form thick (from a few meters to several tens of meters) seismic sequences; in some cases, the reflections have a sigmoidal shape on both sides of buried channels, forming channel-levee systems from a few hundred meters to 2 km wide, confined within the canyon head (see below). Piston and interface cores retrieved from the shallowest part of this seismic facies exhibit, below <1 m of unconsolidated (and probably mobile) Holocene mud drape, stiff clayey silts with intercalated sand beds interpreted as turbidites and hemipelagites (Gaudin et al., 2006). The sand fraction contains a large variety of shallow water (reworked) species.

4.2.3.2. High-amplitude, chaotic seismic facies and (buried) channels (seismic facies 2). Several buried channelized features are observed

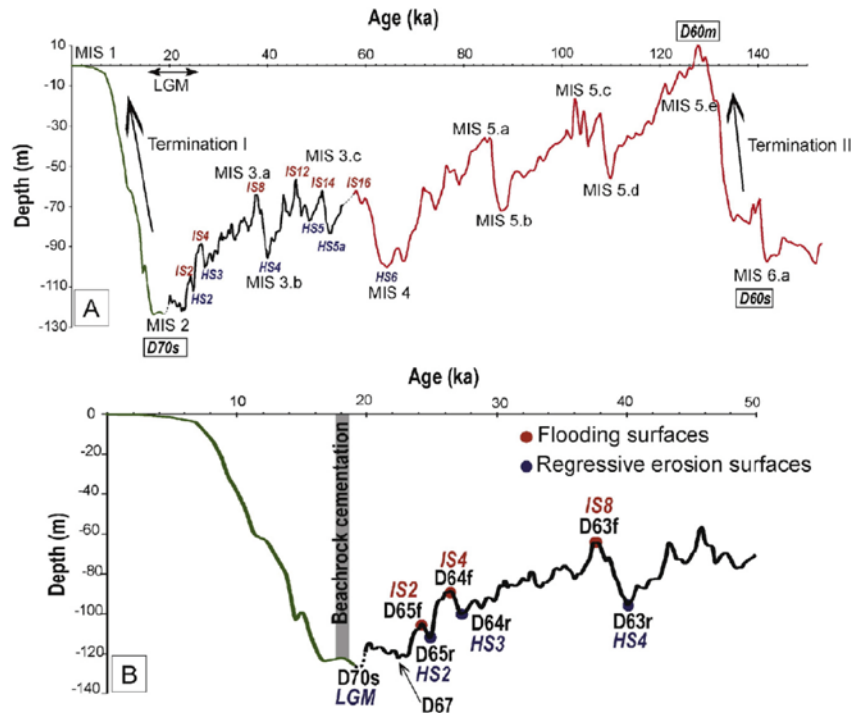


Fig. 8. Correspondence between seismic surfaces described in this study, sea-level and climatic events during the last 150 kyr. The composite sea-level curve is based on Khripounoff et al., 2012 (red; from 150 to ≈ 60 kyr), Arz et al., 2007 (black; from ≈ 60 to ≈ 20 kyr) and Lambeck et al., 2014 (green; for the last ≈ 20 kyr) in order to better represent the variability of high-frequency sea-level changes and their link with seismic surfaces. A: Composite sea-level curve with climatic event terminologies according to Railsback et al., 2015 (for MIS and Terminations) and to Siero et al., 2009 (for Heinrich stadials (HS) and Interstadials (IS)). In addition, sequence boundaries (D60s and D70s) and the maximum flooding surface (D60m) are presented. B: Focus on the last 50 kyr with the regressive erosion surfaces corresponding to Heinrich stadials (low sea-level) and the flooding surfaces in phase with the following Interstadial (higher sea-level). The gray rectangle highlights the period of beachrock cementation.

throughout the canyon head. The infill of these channels is generally a distinct chaotic seismic facies (Fig. 9A) (high-amplitude, low continuity, sometimes hyperbolic reflections) very similar to the High Amplitude Reflections (HAR) described in deep-sea fans (i.e. on the Amazon fan, Flood et al. (1991)). When visible, the infill of the recent axial incision also presents a similar chaotic seismic facies (Fig. 9B). Shallow cores within the infill consist of structureless sandy mud or, more rarely, muddy sand (Gaudin et al., 2006). These channels appear as both erosional and depositional (aggradational) features, forming distinct channel–levee systems together with parallel seismic facies.

4.2.3.3. Medium- to low-amplitude, structureless or chaotic seismic facies (Mass Transport Deposits—MTDs) (seismic facies 3). A very distinct seismic facies corresponds to medium- to low-amplitude, structureless or chaotic reflections (Fig. 9C). On strike sections, they form sub-horizontal units from a few meters to more than 20 m thick, separated from parallel/continuous seismic facies by high-amplitude bounding surfaces, the lower surface being generally erosional (Fig. 9C). These sediment bodies have not been reached by cores, but they can be confidently interpreted as mass transport deposits (MTDs), similar to those

described for instance on the Mississippi (Weimer, 1989) and Amazon fans (Piper et al., 1997) or in outcrops in Italy (Di Celma et al., 2013; 2014). In general, such seismic facies correspond either to slumped deposits or to the product of laminar gravity flows, such as debrites (i.e., on the Amazon Fan, Normark and Damuth (1997)). These features are particularly developed beneath the western terrace of the canyon head, where three main MTDs can be recognized (Fig. 10). The two main MTDs (labeled MTD2 and MTD3) are large enough to be mapped. They are 1.2 to 2 km wide, 6 km long, with their long axis oriented in the same direction as the canyon (NNW/SSE). They terminate updip at a depth of -180 m and pinch out seaward at a depth of 450 m (Fig. 11).

4.2.3.4. Lateral accretional/aggradational seismic facies. In addition to the three major seismic facies/geomorphic features that are localized within the canyon head, the outer shelf displays a distinct type of incised channel, truncating forced- regressed shoreface deposits of the MIS 3/MIS 2 (Fig. 12A). Instead of being chaotic, the infill displays lateral accretion and aggradation geometries (Fig. 12A). This facies is restricted at present water depths comprised between 100 and 120 m (Fig. 12B). In some cases, it overlies very deeply incised channels with chaotic

Table 2

Characteristics of both beachrock samples. The lower sample (sample 2) corresponds to the onset of cementation starting at about 19 cal ka BP. The upper sample marks out the end of cementation at almost 18 cal ka BP. The calibrated ages of the cemented beachrock samples have been updated thanks to CALIB 7.0.2 software corrected for an air-sea reservoir effect of 400 years (Stuiver and Reimer, 1993).

		Characteristic on shelf	Lab no.	Conventional ^{14}C age (a BP)	1 sigma Calibrated age (a BP; from Calib 7.0.2)
Beachrocks (Pierre de Sète)	Sample 1 (upper part of the "Pierre de Sète")	Cemented littoral sand	Poz-42,577	$15,110 \pm 80$	$17,896 \pm 114$
	Sample 2 (lower part of the "Pierre de Sète")	Cemented littoral sand	Poz-42,578	$16,050 \pm 90$	$18,882 \pm 92$

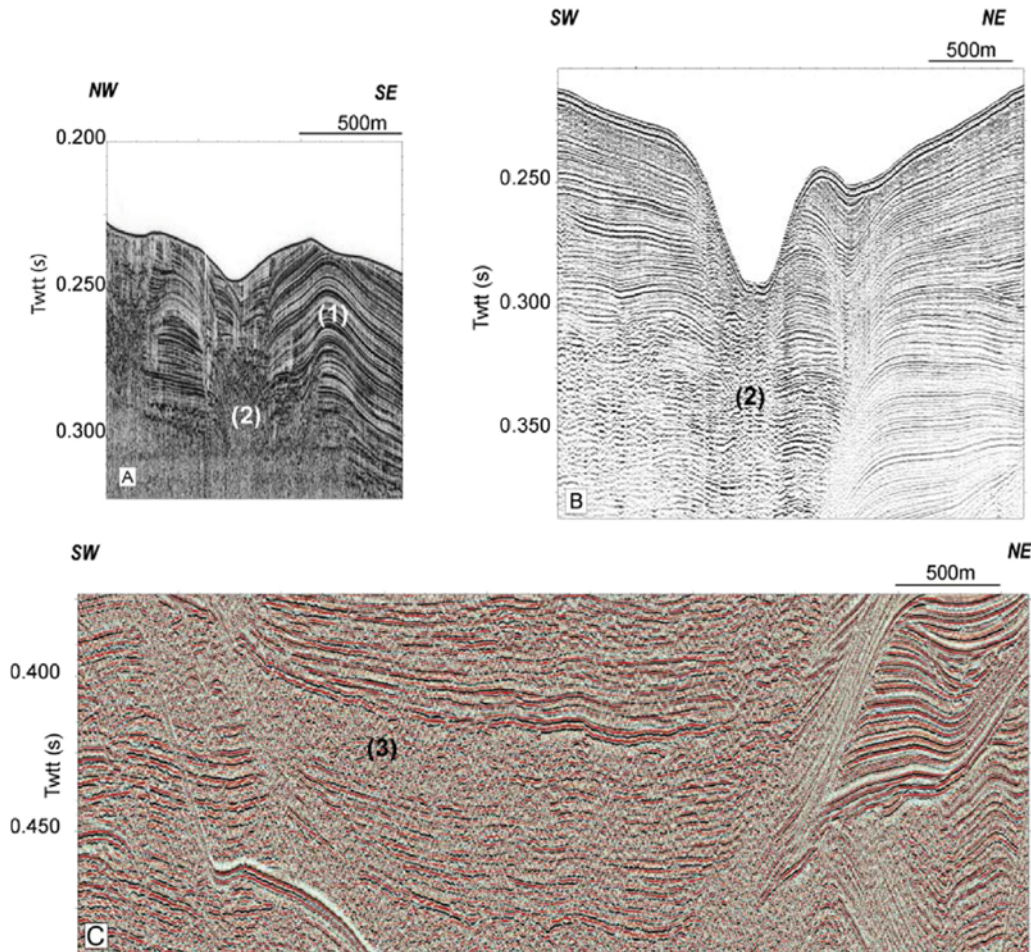


Fig. 9. Seismic facies in the Bourcart canyon infill (position in Fig. 2). A: Channel–levee system with (1) parallel or sigmoid, medium to high-amplitude, continuous reflections interpreted as turbidites along the levees and (2) high-amplitude, chaotic reflections within the channel (HARs) (line Stch80) B: HARs within the meanders of the axial incision (line 1021); C: Mass transport deposits (MTDs (3)) incised within turbidite/hemipelagite. Note the erosional nature of the lower bounding surface (line 5078).

seismic facies, suggesting a genetic link between these two facies (Fig. 12B). This lateral accretional/aggradational seismic facies might be interpreted either as:

- the infill of an ancient sinuous axial incision, as observed in confined channel systems offshore of Angola (Lateral Accretion Packages, LAPs, Abreu et al. (2003)), or
- the infill of a fluvial or deltaic meandering distributary.

4.3. Distribution and ages of buried channels

The dense grid of 2D-seismic profiles allows us to map the main buried geomorphic features in the canyon head and around the canyon rims. A network of 13 buried channels was identified within the Bourcart canyon head. However, on the shelf and landward of the 100 m contour line, it was impossible to track buried channels on seismic profiles, either because of the high amount of ensuing erosion and/or because of low incision due to a lower gradient.

On the basis of the available time constraints and considering their stratigraphic and geographic position, three groups of channels were identified.

Group 1 (Figs. 13A and 14A) includes buried channels located in the central part of the canyon head. On the basis of seismic correlations, a first phase of formation of confined channel–levees appears immediately below surface D63f (Fig. 13B). Evidence of renewed channel–levee

functioning appears around or after surface D64r, which corresponds to a distinct erosion surface on the shelf as well as in the shallowest part of the canyon head. These channel–levee systems are connected to shelf fluvial erosions and were active until ca. 19 cal ka BP, which corresponds to the beginning of the period of deposition and cementation at the top of the channels.

Group 2 (Figs. 13A and 14B) comprises four buried channels, located on the eastern side of the canyon head. The channels have the same seismic characters as those of group 1, but they are smaller and were active only during a short interval between 22.5 and 21.5 cal ka BP (surfaces D67 and D70s) (Fig. 13A).

Group 3 (Figs. 13A and 14C), comprises four channels located on the western side of the Bourcart canyon head. They display a distinct channel–levee organization embedded between D70s and the seafloor. They are younger than 21.5 cal ka BP and older than the axial incision (which cuts through them; Fig. 13A) i.e. ca. 19 cal ka BP (see below).

The most recent channel (Fig. 14D) is the axial incision described in Section 5.1. It corresponds to the last phase of incision before the disconnection of the canyon head from the fluvial system(s). It formed earlier than 21.5 cal ka BP, as it cuts across seismic surface D70s. The axial incision was no longer active around 19 cal ka BP, as demonstrated by the time constraint from the beachrocks (Figs. 3 and 5).

The central channels represent the first phase of fluvial/canyon connection, starting around 40 ka cal BP, when global sea-level was in the order of -95 m (Fig. 14A to D). A possible connection during MIS 4

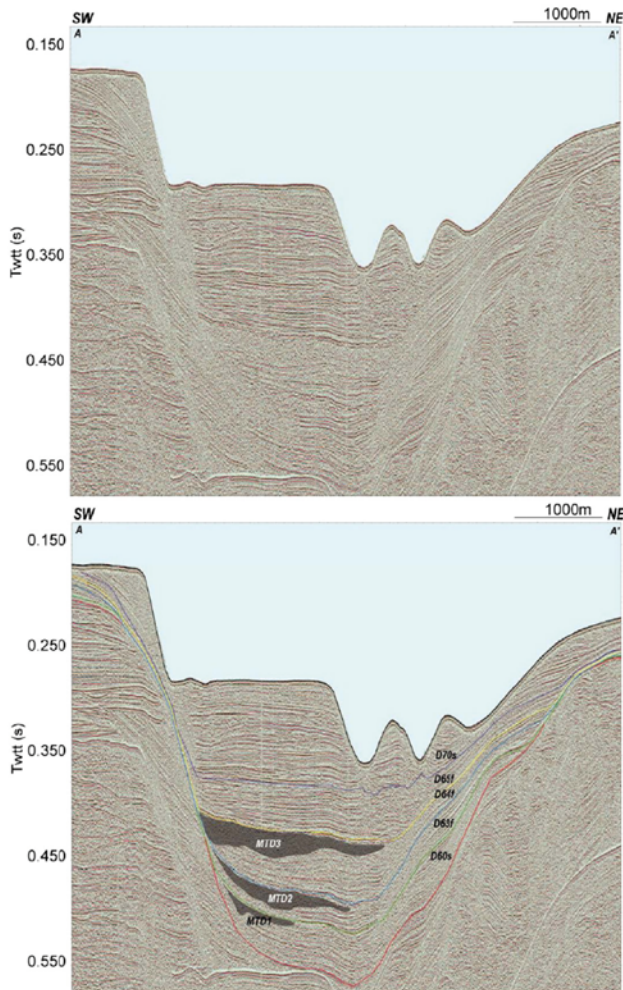


Fig. 10. Uninterpreted and interpreted seismic profile (sparker line 5080, position Fig. 11) across the Bourcart canyon fill. Seismic surfaces have been propagated from borehole PRGL1. Three mass transport deposits (MTD1, 2 and 3) can be recognized. MTD2 and MTD3 have been mapped (Fig. 11).

(around 60 ka BP) cannot be ruled out, but temporal resolution is very low for this interval (see discussion). The period of disconnection is around 19 cal ka BP, in relation with an increased rate of sea-level rise following the LGM.

4.4. Quantitative estimates of the geomorphic evolution of the canyon head during the last glacial cycle

Major seismic surfaces defined in Section 5.2 were mapped throughout the canyon head using SMT Kingdom Suite™ software. From this interpretation, several isobath maps were computed within a polygon covering an area of 98 km², ranging from 100 m to about 400 m water depth. The isobath maps of the seismic units bounded by these surfaces were also computed.

4.4.1. Preserved sediment volumes in the Bourcart canyon head

The volume of sediment preserved in the canyon head during the last glacial/deglaial period (between seismic surface D60m and the modern sea floor) is ca. 7.04 km³. More precisely, three isobath maps were computed to highlight canyon evolution in relation with major phases of relative sea-level changes (Fig. 15).

A. The preserved sediment volume corresponding to the interval between MIS 5.e (131 ka BP) and IS8 (37 cal ka BP) (**seismic unit 1**) are mainly concentrated in the deepest part of the study area (beyond

140 m present water depth), along the thalweg of the MIS 6 canyon (Fig. 15A). This unit is 35–50 m thick on average, with a volume of ca. 1.04 km³, i.e. 15% of the total preserved volume for the last cycle (deposited in 94 kyr).

B. Seismic unit 2 corresponds to the interval deposited between IS8 and the end of the LGM (Fig. 15B). This unit is up to 100 m thick, with a volume of ca. 3.48 km³, accounting for 50% of all the sediment preserved during the last glacial cycle. It can be divided into three sub-units (U2a, U2b, and U2c) that account respectively for 12, 12 and 26% of the preserved sediment volume. U2a and U2b are topped by D64f and D65f, respectively, the flooding surfaces following phases of sea-level falls are terminated by Heinrich Stadials 3 and 2, respectively. The upper parts of these two units display major MTDs (MTD2 and MTD3, respectively).

C. The upper **seismic unit U3** corresponds to the interval between the LGM sequence boundary (D70s) and the cessation of sedimentation at the canyon head, around 17 cal ka BP (Fig. 15C). It reaches up to 90 m in thickness, especially along the western flank of the canyon, probably in relation with a source from the west. The erosional impact of the axial incision is clearly visible on the isobath map. The total volume of this interval spanning 4500 years is ca. 2.52 km³, accounting for 35% of the overall preserved deposits. This unit is marked both by aggrading turbiditic channels topped by lateral accretional/aggradational seismic facies, and overall progradation (despite the fact that it formed in a context of relative sea-level rise) due to the infill of the available space of the canyon head.

4.4.2. Paleogeographic evolution of the canyon head.

Along each seismic surface, the “200 m” water depth contour line roughly represents, after correction of the subsidence, the shelf edge. The comparison of this 200-m contour line at different periods shows a seaward migration of the canyon head of about 3 km between MIS 5.e and the present day (about 131 kyr) (Fig. 16). During the same time interval, the canyon rims remained at the same position despite local mass failures.

5. Discussion

5.1. Chronology of fluvial-canyon connections in the Bourcart canyon head.

On the basis of chrono-stratigraphic correlations with borehole and core data, the history of the fluvial connections with the Bourcart canyon head during the last glacial cycle can be summarized as follow:

- 1- **Episodic connection during MIS 3** occurred, during a pronounced sea-level fall that terminated around 40 ka BP, at the time of HS4 (Fig. 17). This event corresponds to the lowest sea level during the entire MIS 3 and coincides in the canyon head with an early phase of formation of buried channel-levees. They are topped by D63f which is, in the canyon head, a conformable surface corresponding probably to a condensed level due to fluvial disconnection, in response to the rapid sea-level rise (of about 30 m according to Arz et al. (2007) that occurred during IS8. Such a condensed interval formed along the nearby canyon interfluvial, as described at borehole PRGL1 by Sierro et al. (2009). We cannot exclude an earlier connection during MIS 4, but very little sediment from this period is preserved in the canyon head, preventing any precise stratigraphic correlation.
- 2- **Major and continuous connections of several fluvial systems occurred during MIS 2.** Channel-levee development in the canyon head resumed during two phases of sea-level fall, contemporaneous with surface D64r (around 28 ka cal BP) and D70s, the sequence boundary of the Last Glacial Maximum dated around 21.5 ka cal BP. The first period marks the onset of MIS 2 and an acceleration of global sea-level fall, with an eastern fluvial system reaching the canyon head. D64r is also the lower boundary of MTD2, one of the two

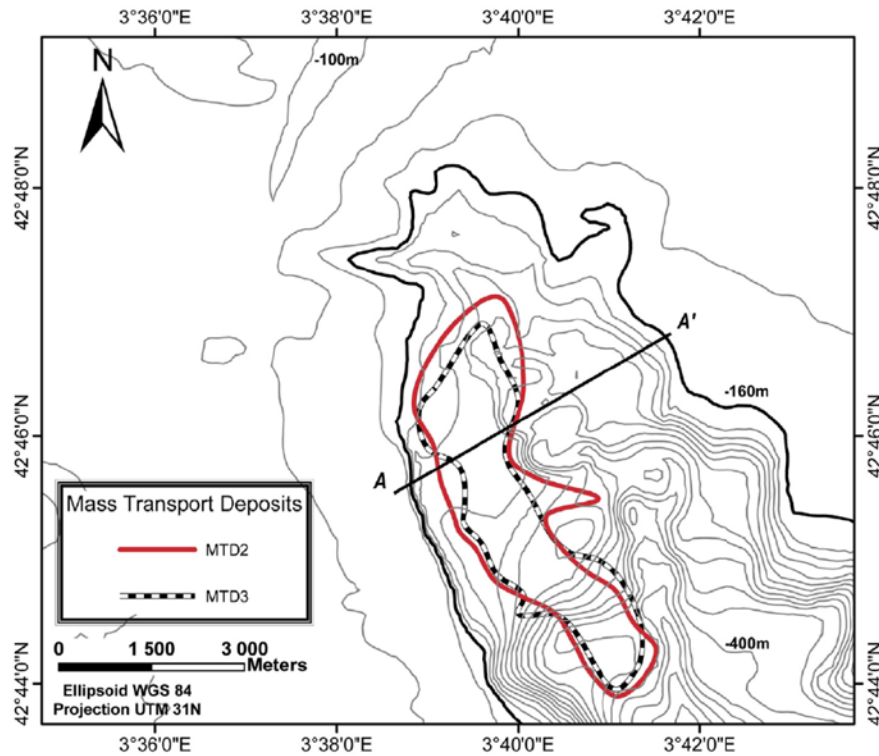


Fig. 11. Position of the two main MTDs (MTD2 and MTD3) in the Bourcart Canyon Head. A-A' represents the position of seismic line in Fig. 10.

major mass transport deposits observed in the canyon head. It marks the low sea-level reached at HS3, whereas the second MTD (MTD3) marks the lowest sea-level at HS2.

- 3- **The cessation of turbiditic activity** is post-dated by the “Pierres de Sete” beachrocks that formed between 19 and 18 cal ka BP. There is some evidence of an early phase of rapid sea-level rise after the LGM, between ca. 20 and 19 ka BP, followed by a period of stillstand or slow rise between ca. 19–18 ka BP (Lambeck et al., 2014; Yokoyama et al., 2000). The rapid rise of sea level, called Meltwater Pulse 19 k (Clark et al., 2004; Hanebuth et al., 2009) might explain fluvial/canyon disconnection, whereas the period of stillstand would have favored the cementation of a transgressive shoreline (located landward with respect to the LGM shoreline). The early phase of global sea-level rise is at the origin of a sediment wedge forming an aggradational/progradational parasequence that accounts for 35% of the total canyon infill, deposited in only 4.5 kyr (seismic unit U3). The fact that progradation kept pace with sea-level rise can be explained by the increased flux of sediment delivered during this early deglacial phase of mountain glacier melting, as also observed in the Rhone canyon (Lombo Tombo et al., 2015).

5.2. Hyperpycnal flows in the Bourcart canyon head during LGM.

The (meandering) axial incision observed in the Bourcart canyon head (and other canyon heads such as the Hérault 1 and 2) pinches out at a present water depth of 120 m; this implies that it was directly connected to the Agly River when the relative sea level (RSL) was in the order of -115 m, at the time of activity of the axial incision. The very shallow water depth of the axial incision during its activity also implies that the high-density turbulent gravity flows at the origin of the turbiditic channel had to be generated in the river, or at the river mouth, as a hyperpycnal flow (Mulder et al., 1997; Mulder and Syvitski, 1995) that plunged downslope, generating depositional/erosional meanders and confined levees by overbank flow. A similar process

was proposed by Chiang and Yu (2008) to explain the meandering of the Kaoping Canyon off SW Taiwan where hyperpycnal flows are presently monitored (see the review by Puig et al. (2014)). Note, however, that some hyperpycnal flows have been observed in canyons without meandering patterns, such as in the Golo systems (Gervais et al., 2006), the Var canyon (Khrifounoff et al., 2009) or the Eel canyon (Drexler et al., 2006; Imran and Syvitski, 2000). However, in the case of the Var, where hyperpycnal flows were monitored over a 2-year period (Khrifounoff et al., 2012), the absence of meanders in the canyon head might be explained by the fact that it is carved into very consolidated Messinian and Pliocene deposits (Savoye and Piper, 1991). It can be also noted that the lack of precise (multi-beam) bathymetric data in several canyon heads where hyperpycnal flows have been recorded (e.g. Kineke et al., 2000) prevents any further interpretation of the genetic link between such turbidity flows and meanders.

Today, rivers such as the Tech, Aude and Agly are known for catastrophic flash floods and the delivery of large amounts of sediment to the sea, despite damming and civil engineering work in the coastal plain. During the onset of the Deglaciation, global warming, increased rainfall and flushing of sediments eroded by mountain glaciers favored the formation of such hyperpycnal flows within the Mediterranean fluvial systems. The presence of pebbles of fluvial origin within the paleo-Bourcart canyon head, situated 5 km from our study area (Bassetti et al., 2008), is further evidence of the capacity of small Mediterranean coastal streams to transport large amounts of sediment of all sizes to the shelf edge during catastrophic events, despite the low gradient (0.1°) and long distance (about 60 km at this time) from the foothills of the mountains.

In the nearby Petit Rhone canyon, turbidites interpreted as hyperpycnites (Mulder et al., 2003) have been cored (Lombo Tombo et al., 2015), suggesting that this process occurred at the end of the LGM. These authors showed that the hyperpycnal processes started before 20 cal ka BP (the age at the bottom of their studied cores) and ceased around 19.5 cal ka BP, i.e. when the river was disconnected

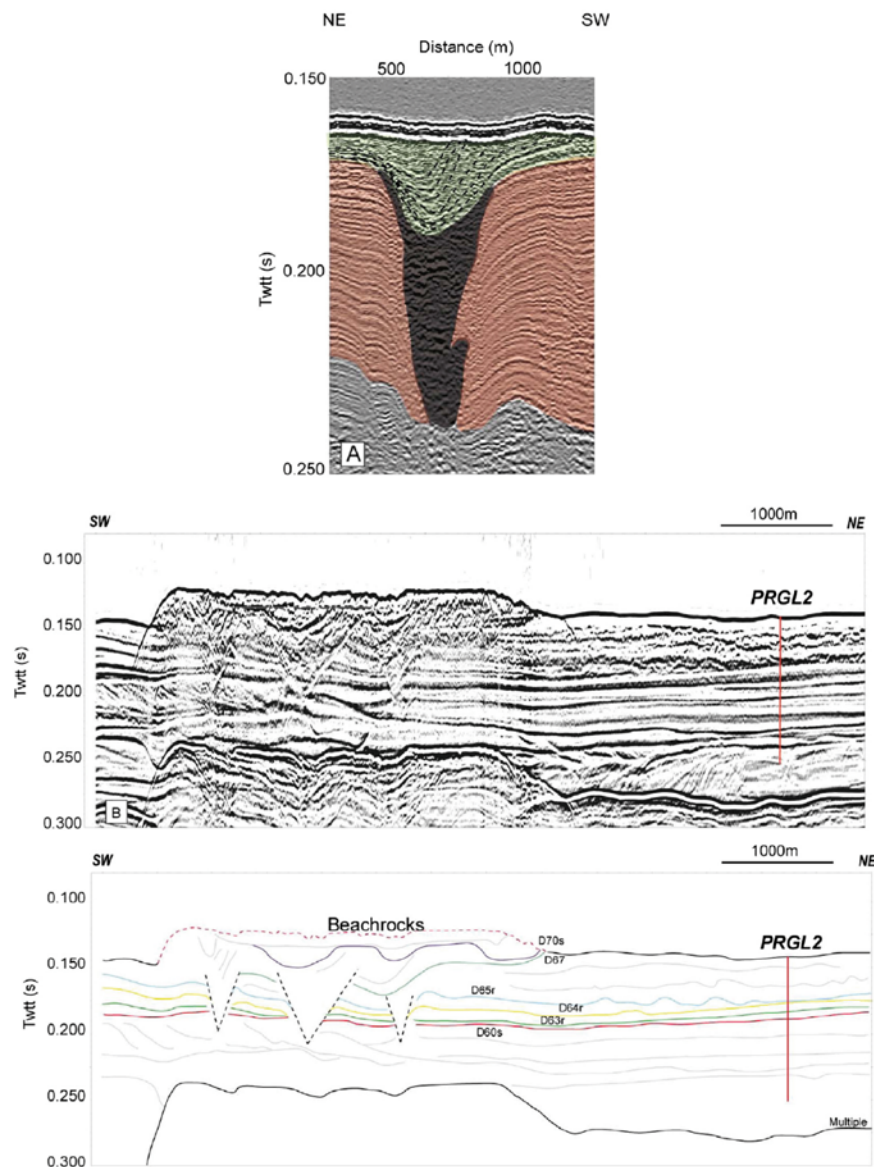


Fig. 12. Channelized systems topped by a lateral accretion/aggradation seismic facies A: Confined channel–levee system with aggradation/lateral accretion in green, levees in red and chaotic facies in dark coloring (Line 1022). B: Profile and its line drawing crossing the beachrocks and displaying three channels and their aggradation/lateral accretion seismic facies (line STACK13R, position in Fig. 2).

from the canyon head. In the Bourcart canyon, the period of activity of the axial incision is about the same, between 21.5 and 19 ka. If the Rhone experienced hyperpycnal processes during or at the end of the LGM, it is likely that the small rivers of the western rim of the Gulf of Lions (especially the Tet, Tech and Agly), which are typical Mediterranean mountain rivers with flash floods occurring during fall and spring, were prone to generating hyperpycnal flows, as modeled for the modern Tet river by Kettner and Syvitski (2009).

5.3. Relation between MTDs and Bond cycles

Bond cycles (Alley, 1998) are bundles of millennial-scale climate changes (called Dansgaard-Oeschger cycles) initially described in the North Atlantic for the last glaciation within a prolonged cooling trend, marked by “abrupt shifts to markedly warm interstadials” (Bond et al., 1993). Their coldest part is marked by a Heinrich event (Fig. 17). These cycles are important from a stratigraphic point of view because

the rapid warmings correspond to important (10–30 m) and rapid (up to 4 cm year⁻¹) periods of sea-level rise, lasting less than 500 years (Arz et al., 2007; Siddall et al., 2003). As mentioned previously, seismic surfaces D63f, D64f and D65f are the flooding surfaces bounding the three major regressive parasequences related to the Bond Cycles of the last glacial period, between 40 and 25 cal ka BP. They were identified at the position of borehole PRGL1 (Sierro et al., 2009) and PRGL2 (Bassetti et al., 2008) and mapped throughout the study area. In contrast with classical parasequences (Van Wagoner et al., 1990), which form within transgressive systems tracts, these parasequences are downstepping parasequences formed within the falling stage systems tract (in the sense of Imran and Syvitski, 2000), during an overall sea-level fall. The fact that the two major MTDs (MTD2 and MTD3) observed in the canyon head are situated immediately below flooding surfaces D64f and D65f suggests that they occurred at the end of the phases of sea-level fall of the respective Bond cycles, the flooding surfaces representing condensed intervals due to decreased sediment

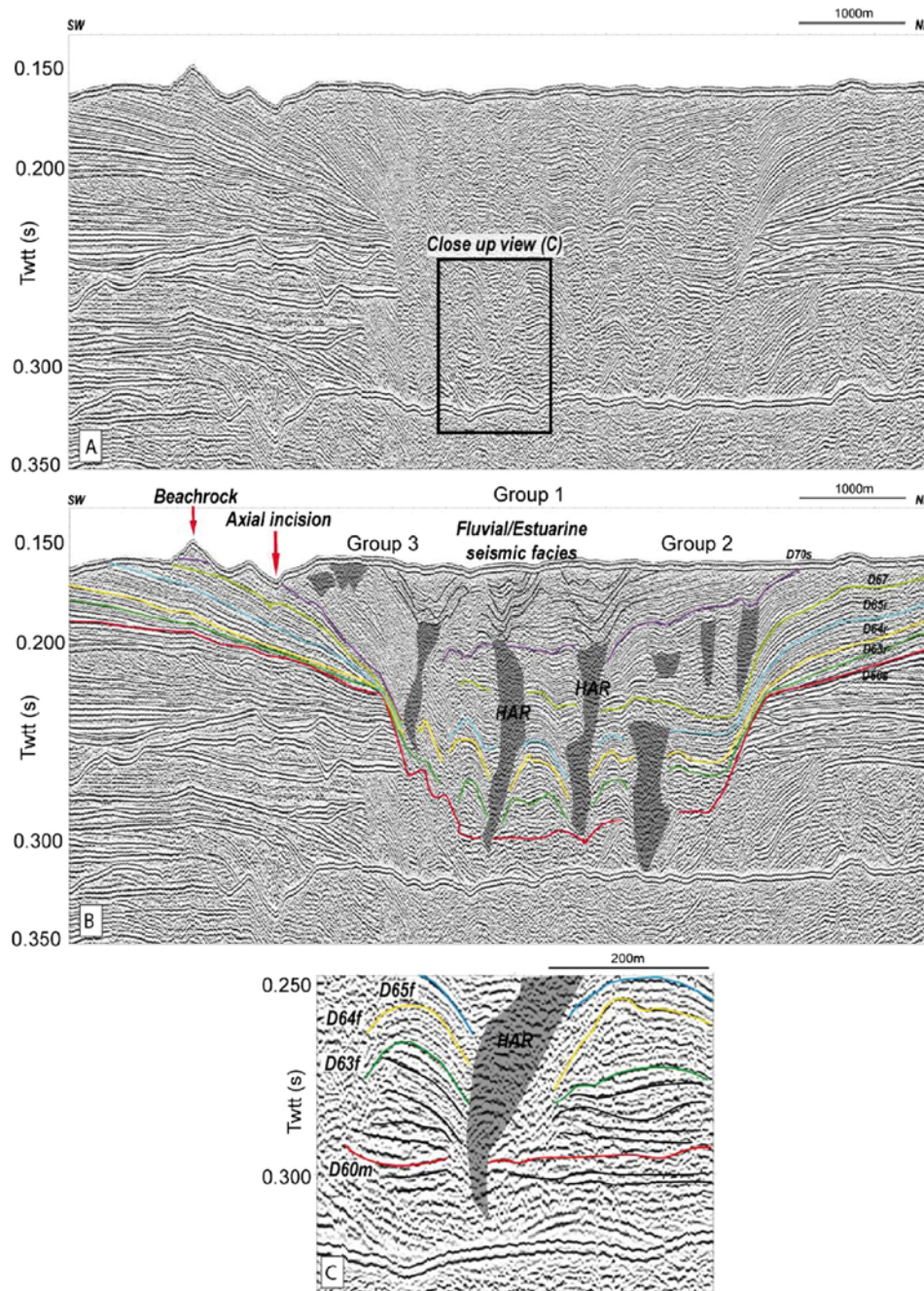


Fig. 13. A: Localization of the buried channels on a profile (sparker profile 5072) perpendicular to the canyon head and B: its line drawing. Note that the surfaces on both rims of the canyon are "r" (erosion surfaces from the interfluvial) but merged with "f" in the infill of the canyon (flooding surface; Section 5.2 for more details). C: Close-up view of the initiation of sigmoidal channel-levees around 37 ka BP (surface D63f). The dark shade shows the chaotic facies. Note, within the buried channels the transition between HAR and fluvial/estuarine seismic facies above roughly corresponds to the time of formation of the sequence boundary (D70s), i.e. 21.5 cal ka BP. For group description refer to the Section 4.3. The position of D70s in the Bourcart canyon head is not precisely known.

accumulation (Fig. 17). These phases of sea-level falls are prone to slope failure because the sediment accumulation rate progressively increased during each Bond cycle, in relation with the decreasing distance of sediment sources. Very large sediment delivery of unconsolidated fine-grained sediment is therefore the primary explanation for slope failure by oversteepening of the canyon flanks at the end of phases of pulsed sea-level fall. An additional factor might be the lowering of the storm-wave base (and related storm-triggered mass wasting), and possibly the exsolution of free gas contained in organic-

rich clinofolds of the shelf-edge deltas. This latter process has been demonstrated to be an important factor in the formation of pockmarks situated along the Bourcart/Herault interfluvial (Lafuerza et al., 2009; Riboulot et al., 2014).

6. Concluding remarks

The direct connection of the Bourcart canyon with a river was temporarily established as early as ca. 40 ka BP, but most of the strata

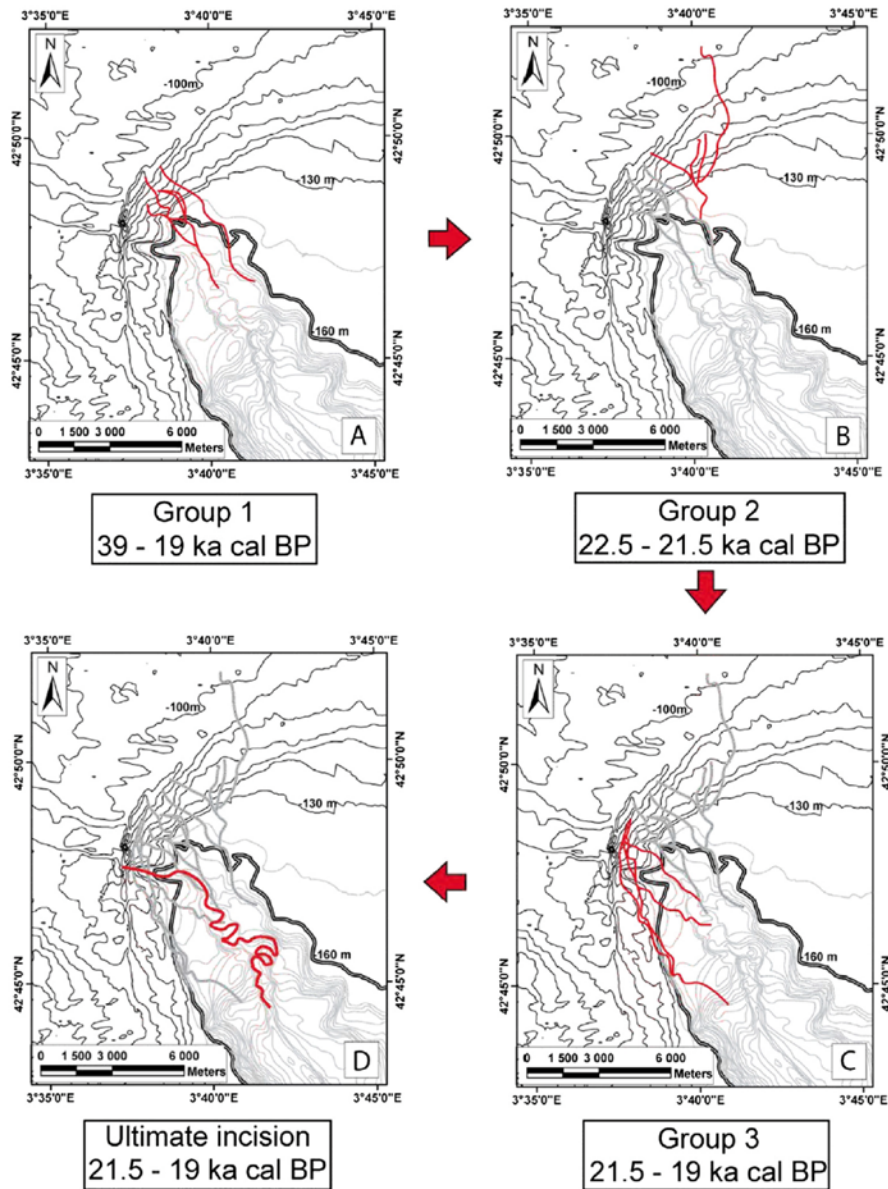


Fig. 14. Evolution of the fluvial connections with the Bourcart canyon head. The time frames mentioned for each group correspond to the broadest time spans on the basis of possible stratigraphic correlations. Regarding group 1, an early connection around 39 ka is possible, but more evidence for direct connection is observed after ca 27 ka. Red lines are the active fluvial systems while the gray lines represent the inactive/buried fluvial systems. Note that the -160 m contour line is thicker in order to highlight the canyon incision.

preserved in the canyon head were deposited between ca. 28 and 19 cal ka BP. This period corresponds to a drastic increase of the sediment accumulation rate, which accounts for 73% of the preserved sediments deposited during the last glacial cycle. From our study, several local and general conclusions can be drawn about the complex relationships between canyon fills, fluvial systems, and the influence of sea-level and climate changes:

1- **Canyons can be depositional systems.** From a geological perspective, canyons situated along (deltaic) subsiding margins with high sediment supply are, in the long term, depositional features and not only “by-pass” zones. During the last glacial cycle, the Bourcart canyon head shifted seaward by about 3 km. This is the result of the overall depositional (not erosional) nature of this canyon, and of the overall progradation of the margin, which was rebuilt and migrated about 50 km after the end of the Messinian Salinity Crisis (Lofi

et al., 2003). Similar observations of canyon upbuilding and outbuilding have been made elsewhere, for instance on the Ebro Margin (Field and Gardner, 1990; Gerber et al., 2009) or the Gabon Margin (Rasmussen, 1994, 1997).

2- The penultimate sequence boundary (MIS 6.a) forms the major erosion surface underlying the Bourcart canyon fill. It is overlain by both forced-regressive and progradational/aggradational parasequences linked to glacio-eustatic Bond cycles (ca. 7 kyr) formed successively during the Last Glacial Maximum. These parasequences display confined channel-levees and are topped by MTDs deposited at the end of each cycle (in relation with increased sediment flux at that time). The bounding surfaces between these parasequences are condensed surfaces linked to sediment starvation. Interestingly, a similar stratigraphic motif is observed on outcrops from uplifted Pliocene-early Pleistocene canyons of the Marche-Apennine and

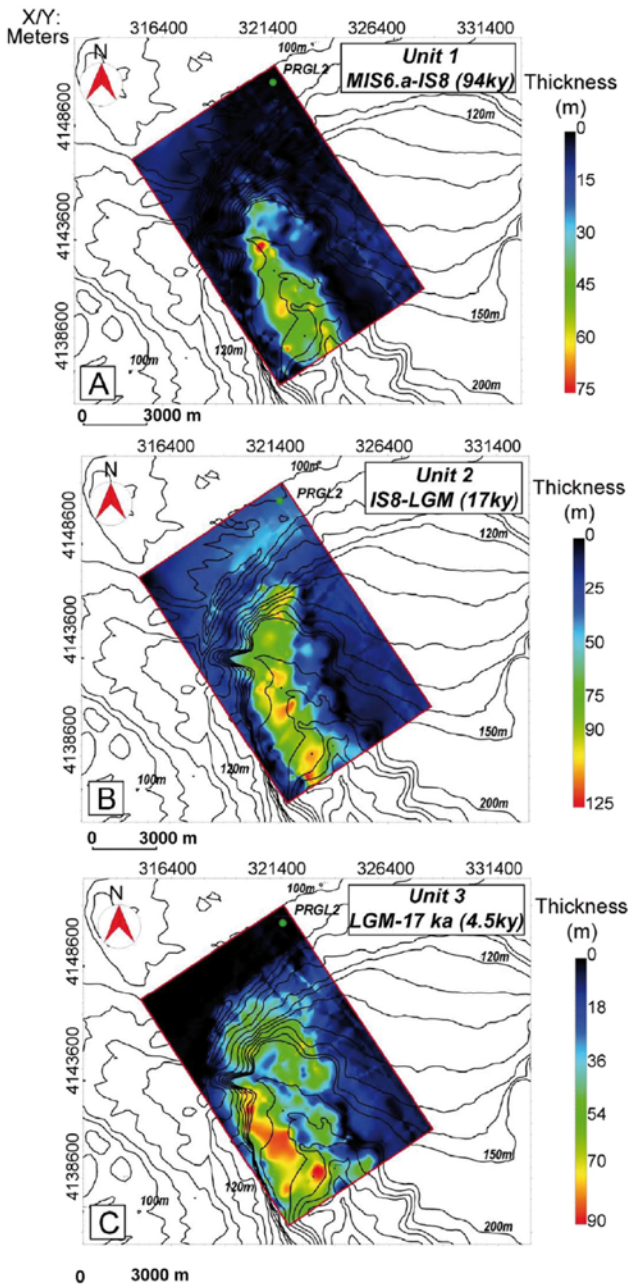


Fig. 15. Isopach maps of the three major seismic units infilling the Bourcart canyon head during the last glacial/interglacial cycle. The time spans corresponding to the boundaries of these seismic units are represented, together with their duration in kyr. 17 ka corresponds to the “age of the seafloor”, considering that sedimentation stopped around this time in the canyon head. Note that the ages of seismic surfaces were determined from correlation with core data and may slightly vary laterally.

Abruzzi foredeep (Di Celma, 2011; Di Celma et al., 2010, 2014). A similar architecture is likely to exist in other canyons around the world, at least for periods dominated by glacial/interglacial cycles (Ice House World) where both climate and sea level are important controlling parameters.

- 3- **Hyperpycnal flows during the early deglaciation** are the most likely process for explaining the presence of meanders directly connected to paleo-fluvial channels at the Bourcart and Hérault canyon heads (and elsewhere in the Gulf of Lions). During the onset of the deglaciation, global warming, increased rainfall and flushing of

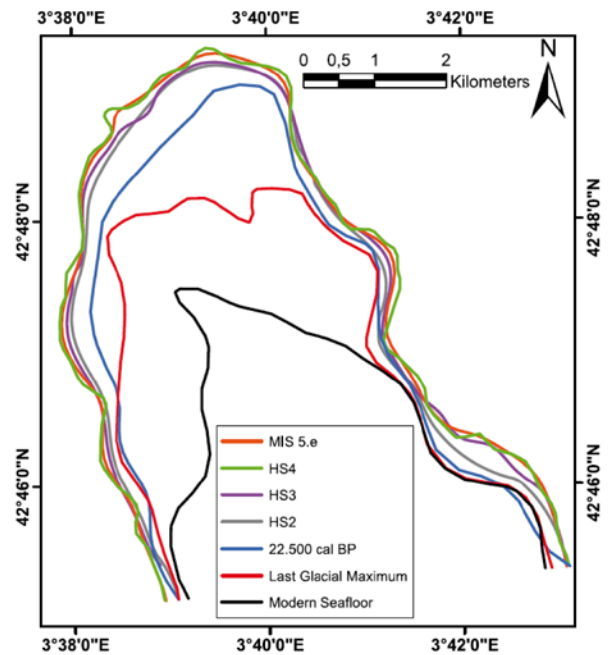


Fig. 16. “Progradation” of the Bourcart canyon head during the last glacial cycle. This map represents the position of the “200 m contour line” (with respect to present sea-level) at various stages of the last glacial cycle. An average subsidence rate of 250 m/Myr (Rabineau et al., 2014) was applied to correct the position of the contour lines.

sediments eroded by mountain glaciers favored the formation of such hyperpycnal flows within the Mediterranean fluvial systems such as the Po (Asioli et al., 2001) and the Rhone (Lombo Tombo et al., 2015).

- 4- Shallow-water **confined channel-levee systems** form the bulk of the canyon head infill. Increasing accommodation and high sediment fluxes due to deglacial sea-level rise favored the deposition and preservation of shallow-water confined channel-levee systems. Because of the overall progradational nature of these deposits, 2D seismic profiles display deeply incised channels with chaotic seismic facies (gravity deposits within a turbiditic channel) topped by aggradational/progradational facies of unknown origin (fluvio-deltaic or turbiditic). More generally, such a stratigraphic motif is likely to be preserved in other Quaternary canyons and in the rock record.
- 5- **The canyon/river dilemma.** The large number of canyons along continental margins, if compared to relatively limited numbers of large rivers onshore, has fueled the idea that the origin of several canyons is not linked to the presence of fluvial systems. At least in the case of the Gulf of Lions, this discrepancy can be explained by the fact that all canyons are not active simultaneously during each (glacio-) eustatic cycle. Canyons connected during or around the Last Glacial Maximum are identifiable, in our study area and elsewhere (Lastras et al., 2009), by the presence of (often meandering) axial incisions cutting across the main thalweg of the canyon. In contrast, canyon heads that were not connected to fluvial systems experienced, during the same time interval, hemipelagic sedimentation fed by sediment plumes transported by the general anti-clockwise circulation, or starvation (and formation of condensed intervals). The shift of shelf-edge delta-lobes during one single glacio-eustatic cycle, or different fluvial pathways during subsequent eustatic cycles, are at the origin of the large number of canyons indenting the margin. This does not apply to some very large fluvial systems, where very high sediment fluxes can maintain fluvial/canyon connections over a longer period through retrogressive failure. As a result, such systems deeply incised the shelf (Rhône, Danube, Mississippi, Ganges-Brahmaputra) or even remained connected during the entire eustatic cycle (Congo).

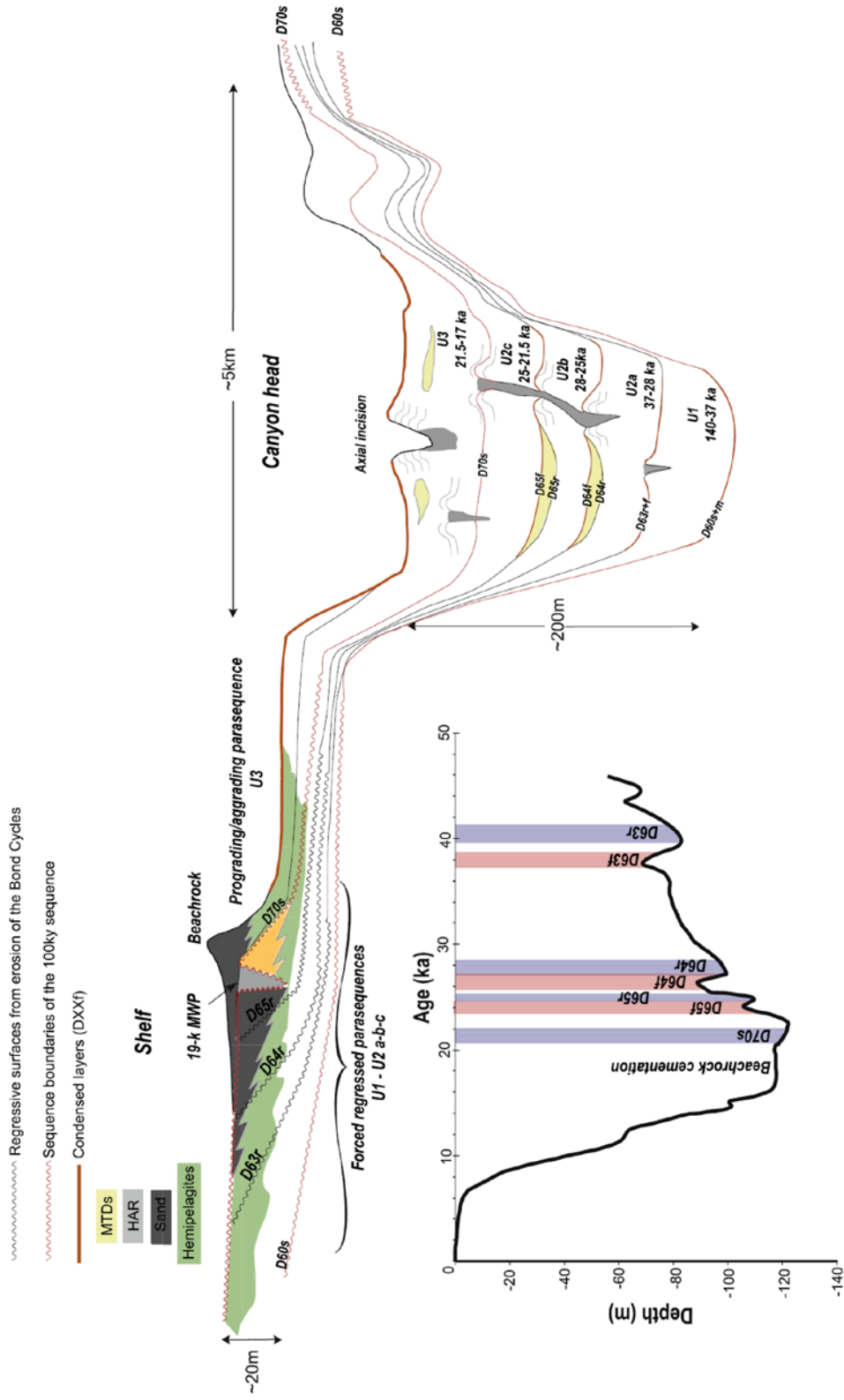


Fig. 17. Synthetic summary of the last ca. 100 kyr Bourcart canyon infill, and its relation with shelf-edge sequences (not at scale). The scenario is described in the text (Section 5). The sea-level curve is simplified from Fig. 8B.

Acknowledgements

This research was made possible thanks to the very large seismic database obtained during numerous sea campaigns in the last decades, mainly aboard R/V “Le Suroit” and R/V “L’Europe” (Basar 1, 2 and 3, Calmar-97 and 99, Marion, Strataform, Beachmed, Calimero and Rhosos cruises). The time constraints utilized here mainly come from the drilling operation conducted within the European project PROMESS 1 (contract EVR1-CT-2002-40024) aboard the Fugro drilling vessel “Bavenit”. Calypso piston cores were retrieved during the “Images 5” cruise aboard the “Marion Dufresne”. The captains and crews of the vessels, as well as the scientific parties at sea and in the laboratories, are thanked for their contributions. Special thanks are due to Bertil Hebert for his technical support and advice.

References

- Abreu, V., Sullivan, M., Pirmez, C., Mohrig, D., 2003. Lateral accretion packages (LAPs): an important reservoir element in deep water sinuous channels. *Mar. Pet. Geol.* 20, 631–648.
- Alexander, T., 1972. Mediterranean beachrock cementation: marine precipitation of Mg-calcite. In: Stanley, D.J. (Ed.), *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory*. Stroudsburg, Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., pp. 203–223.
- Alley, R.B., 1998. Icing the North Atlantic. *Nature* 392, 335–337.
- Arz, H.W., Lamy, F., Ganopolski, A., Nowaczyk, N., Pätzold, J., 2007. Dominant Northern Hemisphere climate control over millennial-scale glacial sea-level variability. *Quat. Sci. Rev.* 26, 312–321.
- Asioli, A., Trincardi, F., Lowe, J.J., Ariztegui, L., Oldfield, F., 2001. Sub-millennial scale climatic oscillations in the central Adriatic during the Lateglacial: palaeoceanographic implications. *Quat. Sci. Rev.* 20, 1201–1221.
- Bassetti, M.A., Berné, S., Jouet, G., Taviani, M., Dennielou, B., Flores, J.A., Gaillot, A., Gelfort, R., Lafuerza, S., Sultan, N., 2008. The 100-ka and rapid sea level changes recorded by prograding shelf sand bodies in the Gulf of Lions (western Mediterranean Sea). *Geochem. Geophys. Geosyst.* 9 (11). <http://dx.doi.org/10.1029/2007GC001854/>.
- Bassetti, M.A., Jouet, G., Dufois, F., Berné, S., Rabineau, M., Taviani, M., 2006. Sand bodies at the shelf edge in the Gulf of Lions (Western Mediterranean): deglacial history and modern processes. *Mar. Geol.* 234 (1–4), 93–109. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2006.09.010>.
- Baztan, J., Berné, S., Olivet, J.L., Rabineau, M., Aslanian, D., Gaudin, M., Réhault, J.P., Canals, M., 2005. Axial incision: The key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion). *Mar. Pet. Geol.* 22 (6–7), 805–826. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2005.03.011>.
- Berger, G.M., Fontelles, M., Leblanc, D., Clauzon, G., Marchal, J.-P., Vautrelle, C., 1993. Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Rivesaltes (1090). BRGM, Orléans.
- Berné, S., Jouet, G., Bassetti, M.A., Dennielou, B., Taviani, M., 2007. Late glacial to preboral sea-level rise recorded by the Rhone deltaic system (NW Mediterranean). *Mar. Geol.* 245, 65–88.
- Berné, S., Loubrieu, B., Calmar, E., 1999. Canyons et processus sédimentaires récents sur la marge occidentale du golfe du lion. Premiers résultats de la campagne Calmar. *C. R. Acad. Sci.* 328, 471–477.
- Biscara, L., Mulder, T., Martinez, P., Baudin, F., Etcheber, H., Jouanneau, J.M., Garlan, T., 2011. Transport of terrestrial organic matter in the Ogooué deep sea turbidite system (Gabon). *Mar. Pet. Geol.* 28, 1061–1072.
- Blum, M.D., Törnqvist, T.E., 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology* 41, 2–48.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., Bonani, G., 1993. Correlations between climate records from north atlantic sediments and Greenland ice. *Nature* 365, 143–147.
- Boyd, R., Ruming, K., Goodwin, I., Sandstrom, M., Schröde-Adams, C., 2008. Highstand transport of coastal sand to the deep ocean: A case study from Fraser Island, southeast Australia. *Geology* 36 (1), 15–18.
- Catuneanu, O., 2006. Accommodation and shoreline shifts. Principles of sequence stratigraphy. Elsevier.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.D., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.S.C., Macuda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E., Winker, C., 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Sci. Rev.* 92, 1–33.
- Chiang, C.-S., Yu, H.-S., 2008. Evidence of hyperpycnal flows at the head of the meandering Kaoping Canyon off SW. *Geo-Mar. Lett.* 28 (3), 161–169.
- Clark, P.U., McCabe, A.M., Mix, A.C., Weaver, A.J., 2004. Rapid rise of sea level 19,000 years ago and its global implications. *Science* 304 (5674), 1141–1144.
- Covault, J.A., Normark, W.R., Romans, B.W., Graham, S.A., 2007. Highstand fans in the borderland: The overlooked deep-water depositional systems. *Geology* 35 (9), 783–786. <http://dx.doi.org/10.1130/g23800a.1>.
- Daly, R.A., 1936. Origin of submarine canyons. *Am. J. Sci.* 31, 401–420.
- Dennielou, B., 2007. Depth vs. velocity and two-way traveltime data of the Hole PRGL1-4: Institut français de recherche pour l’exploitation de la mer - Centre de Brest 10.1594/PANGAEA.610088.
- Di Celma, C., 2011. Sedimentology, architecture, and depositional evolution of a coarse-grained submarine canyon fill from the Gelasian (early Pleistocene) of the Peri-Adriatic basin. *Off. Centr. Sediment. Geol.* 238, 233–253.
- Di Celma, C., Cantalamessa, G., Didaskalou, P., 2013. Stratigraphic organization and predictability of mixed coarse-grained and fine-grained successions in an upper slope Pleistocene turbidite system of the Peri-Adriatic basin. *Sedimentology* 60 (3), 763–799. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3091.2012.01359.x>.
- Di Celma, C., Cantalamessa, G., Didaskalou, P., Lori, P., 2010. Sedimentology, architecture, and sequence stratigraphy of coarse-grained, submarine canyon fills from the Pleistocene (Gelasian-Calabrian) of the Peri-Adriatic basin, central Italy. *Mar. Pet. Geol.* 27, 1340–1365.
- Di Celma, C., Teloni, R., Rusticelli, A., 2014. Large-scale stratigraphic architecture and sequence analysis of an early Pleistocene submarine canyon fill, Monte Ascensione succession (Peri-Adriatic basin, eastern central Italy). *Int. J. Earth Sci.* 103, 843–875.
- Drexler, T.M., Nittrouer, C.A., Mullenbach, B.L., 2006. Impact of local morphology on sedimentation in a submarine canyon, ROV studies in Eel canyon, northern California, U.S.A. *J. Sediment. Res.* 76, 839–853.
- Emery, K.O., 1968. Relict sediments on the continental shelves of the world. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 52, 445–464.
- Farre, J.A., McGregor, B.A., Ryan, W.B.F., Robb, J.M., 1983. Breaching the shelfbreak: passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution. In: Stanley, D.J., Moore, G.T. (Eds.), *The shelfbreak: critical interface on continental margins*. SEPM, pp. 25–39.
- Field, M.E., Gardner, J.V., 1990. Pliocene-Pleistocene growth of the rio Ebro margin, northeast Spain: A prograding-slope model. *Geol. Soci. Bull.* 102, 721–733.
- 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: Weimer, P., Link, M.H. (Eds.), *Seismic facies and sedimentary processes of modern and ancient submarine fans*. Springer-Verlag, New York, pp. 415–433.
- Frigola, J., Canals, M., Cacho, I., Moreno, A., Sierro, F.J., Flores, J.A., Berné, S., Jouet, G., Dennielou, B., Herrera, G., Pasqual, C., Grimalt, J.O., Galavazi, M., Schneider, R., 2012. A 500 kyr record of global sea-level oscillations in the Gulf of Lion, Mediterranean Sea: new insights into MIS 3 sea-level variability. *Clim. Past* 8 (3), 1067–1077. <http://dx.doi.org/10.5194/cp-8-1067-2012>.
- Galloway, W., Dings, W., Paige, R., 1991. Seismic and Depositional Facies of Paleocene-Eocene Wilcox Group Submarine Canyon Fills, Northwest Gulf Coast, USA. Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems. Springer, pp. 247–271.
- Gaudin, M., Berné, S., Jouanneau, J.M., Palanques, A., Puig, P., Mulder, T., Cirac, P., Rabineau, M., Imbert, P., 2006. Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea). *Mar. Geol.* 234 (1–4), 111–128. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2006.09.020>.
- Gensous, B., 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 Rhone (golfe du Lion). *Bull. Soci. Géol.* 174 (4), 401–419.
- Gerber, T.P., Amblas, D., Wolinsky, M.A., Pratson, L.F., Canals, M., 2009. A model for the long-profile shape of submarine canyons. *J. Geophys. Res.* 114.
- Gervais, A., Mulder, T., Savoye, B., Gonther, E., 2006. Sediment distribution and evolution of sedimentary processes in a small sandy turbidite system (Golo system, Mediterranean Sea): implications for various geometries based on core framework. *Geo-Mar. Lett.* 26, 373–395.
- Hanebuth, T.J.J., Statteger, K., Bojanowski, A., 2009. Termination of the Last Glacial Maximum sea-level lowstand: the Sunda-shelf data revisited. *Glob. Planet. Chang.* 66, 76–84.
- He, Y., Xie, X., Kneller, B.C., Wang, Z., Li, X., 2013. Architecture and controlling factors of canyon fills on the shelf margin in the Qiongdongnan Basin, northern South China Sea. *Mar. Pet. Geol.* 41, 264–276. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.03.002>.
- Hemming, S.R., 2004. Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Rev. Geophys.* 42, 43.
- Imran, J., Syvitski, J.P.M., 2000. Impact of extreme river events on the coastal ocean. *Oceanography* 13 (3), 85–92.
- Jobe, Z.R., Lowe, D.R., Uchytel, S.J., 2011. Two fundamentally different types of submarine canyons along the continental margin of. *Mar. Pet. Geol.* 28 (3), 843–860.
- Jouet, G., Berné, S., Rabineau, M., Bassetti, M.A., Bernier, P., Dennielou, B., Sierro, F.J., Flores, J.A., Taviani, M., 2006. Shoreface migrations at the shelf edge and sea-level changes around the Last Glacial Maximum (Gulf of Lions, NW Mediterranean). *Mar. Geol.* 234 (1–4), 21–42. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2006.09.012>.
- Kettner, A.J., Syvitski, J.P.M., 2009. Fluvial response to environmental perturbations in the Northern Mediterranean since the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.* 28, 2386–2397.
- Khripounoff, A., Crassous, P., Lo Bue, N., Dennielou, B., Silva Jacinto, R., 2012. Different types of sediment gravity flows detected in the Var submarine canyon (northwestern Mediterranean Sea). *Prog. Oceanogr.* 106, 138–153.
- Khripounoff, A., Vangriesheim, A., Crassous, P., Etoubleau, J., 2009. High frequency of sediment gravity flow events in the Var submarine canyon (Mediterranean Sea). *Mar. Geol.* 263, 1–6.
- Kineke, G.C., Woolfe, K.J., Kuehl, S.A., Milliman, J.D., Dellapenna, T.M., Purdon, R.G., 2000. Sediment export from the Sepik River, evidence for a divergent sediment plume. *Cont. Shelf Res.* 20 (16), 2239–2266.
- Laberg, J.S., Guidard, S., Mienert, J., Vorren, T.O., Halfidason, H., Nygard, A., 2007. Morphology and morphogenesis of a high-latitude canyon; the Andoya Canyon. *Sea: Mar. Geol.* 246, 68–85.
- Lafuerza, S., Sultan, N., Canals, M., Frigola, J., Berné, S., Jouet, G., Galavazi, M., Sierro, F.J., 2009. Overpressure within upper continental slope sediments from CPTU data, Gulf of Lion. *NW Mediterr. Sea: Int. J. Earth Sci.* 98 (4), 751–768.

- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., Sambridge, M., 2014. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 111 (43), 15296–15303.
- Lastras, G., Acosta, J., Munoz, A., Canals, M., 2011. Submarine canyon formation and evolution in the Argentine Continental Margin between 44°30'S and 48°S. *Geomorphology* 128, 116–136.
- Lastras, G., Arzola, R.G., Masson, D.G., Wynn, R.B., Huvenne, V.A.J., Hühnerbach, V., Canals, M., 2009. Geomorphology and sedimentary features in the central Portuguese submarine canyons. *West Iberian Margin: Geomorphol.* 103, 310–329.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography* 20 (1). <http://dx.doi.org/10.1029/2004pa001071> (p. n/a–n/a).
- Lo Iacono, C., Sulli, A., Agate, M., 2013. Submarine canyons of north-western Sicily (Southern Tyrrhenian Sea): Variability in morphology, sedimentary processes and evolution on a tectonically active margin. *Deep-Sea Res. II* (v.?, no.?, p.?).
- Lofi, J., Rabineau, M., Gorini, C., Berné, S., Clauzon, G., De Clarens, P., Tadeu Dos Reis, A., Mountain, G.S., Ryan, W.B.F., Steckler, M.S., Fouchet, C., 2003. Plio-Quaternary prograding clinoform wedges of the western Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. *Mar. Geol.* 198, 289–317.
- Lombo Tombo, S., Dennielou, B., Berné, S., Bassetti, M.A., Toucanne, S., Jorry, S., Jouet, G., Schneider, R., 2015. Sea-Level Control on Turbiditic Activity in the Rhone Canyon and the Upper fan During the Last Glacial Maximum and Early Deglacial. *Sediment. Geol.*
- Mazières, A., Gillet, H., Castelle, B., Guyot, C., Mallet, C., 2013. Last decade relationship between longshore drift and the head of the canyon of Capbreton (SW France): descriptive and numerical approaches. *Geophys. Res. Abstr.* 15, (EGU2013-375).
- Mitchum, R.M., Vail, P.R., Thompson, S., 1977. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences, seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration. AAPG.
- Mountain, G.S., Damuth, J.E., McHugh, C.M.G., Lorenzo, J.M., Fulthorpe, C.S., 1996. Origin, reburial, and significance of a middle Miocene canyon, continental slope. *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results* 150, 1–10.
- Mulder, T., Savoye, B., Syvitski, J.P.M., 1997. Numerical modelling of a mid-sized gravity flow: the 1979 Nice turbidity current (dynamics, processes, sediment budget and seafloor impact). *Sedimentology* 44, 305–326.
- Mulder, T., Syvitski, J.P.M., 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *J. Geol.* 103 (3), 285–299.
- Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugères, J.-C., Savoye, B., 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. *Rev. Marine Petrol. Geol.* 20, 861–882.
- Nakajima, T., Kakuwa, Y., Yasudomi, Y., Itaki, T., Motoyama, I., Tomiyama, T., Machiyama, H., Katayama, H., Okitsu, O., Morita, S., Tanahashi, M., Matsumoto, R., 2014. Formation of pockmarks and submarine canyons associated with dissociation of gas hydrates on the Joetsu Knoll, eastern margin of the Sea of Japan. *J. Asian Earth Sci.* 90, 228–242.
- Normark, W.R., Damuth, J.E., Leg 155 Sedimentology Group, 1997. Sedimentary facies and associated depositional elements of the Amazon fan. In: Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A., Peterson, L.C. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 155, pp. 611–651.
- Normark, W.R., Piper, D.J.W., 1991. Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record, from shoreline to abyss, volume 46. *SEPM Special publications*, p. 209–230.
- North Greenland Ice Core members, 2004. High resolution climate record of the northern hemisphere reaching into the last interglacial period. *Nature* 431, 147–151.
- Piper, D.J.W., Pirmez, C., Manley, P.L., Long, D., Flood, R.D., Normark, W.R., Showers, W., 1997. Mass-transport deposits of the Amazon fan. *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results* 155, 109–146.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. In: *SEPM (Ed.), Concept in Sedimentology and Paleontology*, Volume 7, 210p.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition 1 - conceptual framework, sea-level changes: an integrated approach, volume special publication 42: *tulsa. Soc. Econo. paleontol. mineral.* 109–124.
- Pratson, L.F., Coakley, B.J., 1996. A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows. *Geol. Soci. Bull.* 108 (2), 225–234.
- Pratson, L.F., Ryan, W.B.F., Mountain, G.S., Twichell, D.C., 1994. Submarine canyon initiation by downslope-eroding sediment flows: Evidence in late Cenozoic strata on the New Jersey continental slope. *Geo. Soc. Bull.* 106, 395–412.
- Puig, P., Palanques, A., Martin, J., 2014. Contemporary sediment-transport processes in submarine canyons. *Ann. Rev. Mar. Sci.* 6 (5), 1–25.
- Rabineau, M., Berné, S., Aslanian, D., Olivet, J.-L., Joseph, P., Guillocheau, F., Bourillet, J.-F., Ledrezen, E., Granjeon, D., 2005. Sedimentary sequences in the Gulf of Lion: A record of 100,000 years climatic cycles. *Mar. Pet. Geol.* 22 (6–7), 775–804. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeol.2005.03.010>.
- Rabineau, M., Leroux, E., Aslanian, D., Bache, F., Gorini, C., Moulin, M., Molliex, S., Droz, L., Dos Reis, A.T., Rubino, J.L., Guillocheau, F., Olivet, J.L., 2014. Quantifying subsidence and isostatic readjustment using sedimentary paleomarkers, example from the gulf of lion. *Earth Planet. Sci. Lett.* 388, 353–366.
- Railsback, L.B., Gibbard, P.L., Head, M.J., Voarintsoa, N.R.G., Toucanne, S., 2015. An optimized scheme of lettered marine isotopic substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotopic stages and substages. *Quat. Sci. Rev.* 111, 94–106.
- Rasmussen, E.S., 1994. The relationship between submarine canyon fill and sea-level change: an example from the Middle Miocene offshore Gabon West Africa. *Sediment. Geol.* 90, 61–75.
- Rasmussen, E.S., 1997. Depositional evolution and sequence stratigraphy of the shelf and slope area off South Gabon. *West J. Sediment. Res.* 67 (4), 715–724.
- Riboulot, V., Thomas, Y., Berné, S., Jouet, G., Cattaneo, A., 2014. Control of Quaternary sea-level changes. *Geophys. Res. Lett.* 41 (14), 4970–4977.
- Ridente, D., Fogliani, F., Minisini, D., Trincardi, F., Verdicchio, G., 2007. Shelf-edge erosion, sediment failure and inception of Bari canyon on the southwestern Adriatic margin (central Mediterranean). *Mar. Geol.* 246, 193–207.
- Savoye, B., Piper, D.J., 1991. The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, southern. *Mar. Geol.* 97 (3), 279–304.
- Shackleton, N.J., 2000. The 100,000-year Ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science* 289, 1897–1902.
- Shepard, F.P., 1972. Submarine canyons. *Earth Sci. Rev.* 8, 1–12.
- Shepard, F.P., 1981. Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 65, 1062–1077.
- Shepard, F.P., Dill, R.F., 1977. Currents in submarine canyon heads off the north St Croix, U. S. Virgin Islands. *Mar. Geol.* 24, 39–45.
- Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmelzer, I., Smeed, D.A., 2003. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature* 423, 853–858.
- Siddall, M., Rohling, E.J., Thompson, W.G., Waelbroeck, C., 2008. Marine isotope stage 3 sea level fluctuations: data synthesis and new outlook. *Rev. Geophys.* 46 (4), 1–29.
- Sierro, F.J., Andersen, N., Bassetti, M.A., Berné, S., Canals, M., Curtis, J.H., Dennielou, B., Flores, J.A., Frigola, J., Gonzalez-Mora, B., Grimalt, J.O., Hodell, D.A., Jouet, G., Pérez-Folgado, M., Schneider, R., 2009. Phase relationship between sea level and abrupt climate change. *Quat. Sci. Rev.* 28 (25–26), 2867–2881. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.07.019>.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993. Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon* 35, 215–230.
- Sultan, N., Voisset, M., Marsset, B., Marsset, T., Cauquil, E., Colliat, J.-L., 2007. Potential role of compressional structures in generating submarine slope failures in the Niger delta. *Mar. Geol.* 237, 169–190.
- Swift, D.J.P., 1973. Delaware Shelf Valley: estuary retreat path, not drowned river valley. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, 2743–2748.
- Swift, D.J.P., Thorne, J.A., 1991. Sedimentation on continental margins, I: a general model for shelf sedimentation. In: Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W., Thorne, J.A. (Eds.), *Shelf sand and sandstone bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy*, Volume International Association of Sedimentologists Special Publication 14. Blackwell, Oxford, pp. 3–31.
- Tesson, M., Labaune, C., Gensous, B., Suc, J.-P., Melinte-Dobrinescu, M., Parize, O., Imbert, P., Delhaye-Prat, V., 2011. Quaternary “compound” incised valley in a microtidal environment, Roussillon continental shelf, western Gulf of Lions. *J. Sediment. Res.* 81, 708–729.
- Tesson, M., Posamentier, H., Gensous, B., 2015. Compound incised-valley characterization by high-resolution seismics in a wave-dominated setting: example of the aude and orb rivers, languedoc inner shelf, gulf of lion, France. *Mar. Geol.* 367, 1–21.
- Tesson, M., Posamentier, H.W., Gensous, B., 2000. Stratigraphic organization of late pleistocene deposits of the western part of the golfe du lion shelf (languedoc shelf), Western Mediterranean sea, using high-resolution seismic and core data. *Assoc. Petr. Geol. Bull.* 84 (1), 119–150.
- Twichell, D.C., Roberts, D.G., 1982. Morphology, distribution, and development of submarine canyons on the united states atlantic continental slope between hudson and baltimore canyons. *Geology* 10, 408–412.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R., Campion, K., Rahmanian, V., 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies.
- Weimer, P., 1989. Sequence stratigraphy of the Mississippi fan (plio-pleistocene). *Gulf of Geo-marine Letters* 9 (4), 185–272.
- Wiles, E., Green, A., Watkeys, M., Jokat, W., Krockner, R., 2013. The evolution of the tugela canyon and submarine fan: A complex interaction between margin erosion and bottom current sweeping, southwest. *Mar. Pet. Geol.* 44, 60–70.
- Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnston, P., Fifield, L.K., 2000. Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature* 406, 713–716.

C. Conclusions de l'article

1. Durant le dernier cycle glaciaire, le canyon Bourcart a été sporadiquement connecté à un système fluvial. Ces connexions se sont établies à partir du stade de Heinrich 4¹ (HS 4), il y environ 40.000 ans. La chute du niveau marin induite par cet événement climatique a rapproché la côte de la tête de canyon, favorisant la capture du canyon par le fleuve. Cependant, la plupart des sédiments préservés dans la tête du canyon se sont déposés entre 28.000 et 19.000 ans. Cette période correspond à une importante augmentation de l'accumulation des sédiments, et représente 73% des sédiments préservés sur tout le dernier cycle glaciaire. Grâce à l'analyse détaillée du remplissage de la tête du canyon Bourcart, plusieurs conclusions générale et locale peuvent être exposées sur la relation canyon/climat et l'impact des connexions fluviales sur l'architecture du canyon :
2. Les canyons sous-marins sont **des structures de dépôt**. Les canyons se trouvant sur les marges (deltaïques) passives avec une source sédimentaire importante, tel le canyon Bourcart, sont à long terme des zones de dépôt et pas seulement des zones de transfert de sédiment vers le bassin profond. Durant le dernier cycle glaciaire, le canyon a « progradé » sur 3 km. Ceci est le résultat de la tendance du canyon à accumuler les sédiments et la tendance générale de progradation de la plateforme continentale qui s'est reconstruite sur 50 km depuis la fin de la crise de Salinité messinienne (Lofi *et al.*, 2003). De telles phases successives de creusement puis de remplissage des canyons ont également été observées sur la marge de l'Ebre (Field and Gardner, 1990; Gerber *et al.*, 2009) ou sur la marge du Gabon (Rasmussen, 1994, 1997).
3. La surface d'érosion majeure liée au MIS 6.a est la surface formant le fond du remplissage de la tête du canyon Bourcart (dont la position a donc dû varier durant les cycles eustatiques plus anciens). Elle est couverte par des para-séquences de régression forcée, surmontées par une para-séquence progradante/aggradante, liées aux changements glacio-eustatiques de l'ordre de 10-30 m en lien avec les cycles Bond. Ces para-séquences sont entaillées par des systèmes de chenaux-levées eux même couverts par des faciès chaotiques (Mass Transport Deposits) déposés à la fin de chaque cycle de Bond (grâce à l'augmentation du flux de sédiment à cette période). Les surfaces sismiques séparant les para-séquences sont des niveaux condensés formés durant les périodes de haut niveau des

¹ En Méditerranée, on parle de stades de Heinrich, le terme d' « événements » étant réservé à l'Atlantique

cycles de Bond. Une organisation stratigraphique similaire peut être observée sur les affleurements du Pliocène/Pléistocène inférieur des canyons de la région des Marches (bassin d'avant-pays des Apennins) (Di Celma *et al.*, 2010). Cette architecture peut certainement se retrouver dans d'autres canyons du monde où les variations du flux sédimentaire et eustatiques furent similaires.

4. **Les courants hyperpycnaux** générés en début de la déglaciation expliqueraient la présence de méandres directement connectés aux paléo-chenaux fluviatiles au niveau des têtes du canyon Bourcart et de l'Hérault. Au début de la déglaciation, le réchauffement global, l'augmentation des précipitations en Méditerranée NW et les débauches des glaciers de montagne ont favorisé la formation de courants hyperpycnaux dans les fleuves côtiers méditerranéens propices aux crues éclairs, mais aussi dans un grand fleuve comme le Rhône (Lombo Tombo *et al.*, 2015).
5. **Les systèmes de chenaux-levées confinés** forment la partie la plus importante du remplissage de la tête du canyon. L'augmentation de l'espace d'accommodation et l'augmentation de flux de sédiment dues à la remontée rapide du niveau marin de la déglaciation favorisent l'accumulation et la préservation de ces systèmes de chenaux-levées confinés peu profonds. Grâce à la progradation générale du système, les profils sismiques montrent en 2D de profonds chenaux remplis par des faciès sismiques chaotiques (dépôts gravitaires de type « HAR » au sein des chenaux turbiditiques) et couverts par des faciès aggradants/progradants d'origine inconnue (fluvio-deltaïque ou turbiditique).
6. **La problématique canyon/fleuve.** Le grand nombre de canyons incisant la marge continentale comparé au nombre plus restreint des grands systèmes fluviatiles continentaux, ont fait naître l'idée que l'origine de certains canyons n'est pas liée à une connexion fluviale. Dans le cas du Golfe du Lion, cette différence peut être expliquée par le fait que tous les canyons ne sont pas actifs au même moment durant les différents cycles (glacio-) eustatiques. Les canyons connectés pendant et autour du Dernier Maximum Glaciaire sont identifiables, dans notre site d'étude et sur d'autres canyons (Lastras *et al.*, 2009), grâce à la présence de l'incision axiale, souvent méandriforme, coupant à travers le thalweg du canyon. Les têtes de canyons qui n'ont pas été connectées lors de ces même intervalle de temps ont subi, soit une sédimentation hémipélagique des particules provenant des panaches et transportées par une circulation générale antihoraire, soit à la formation d'un intervalle condensé dû au manque d'apport sédimentaire. Les avulsions des lobes deltaïques de rebord de plateforme se produisant au cours d'un seul cycle glacio-eustatique, ou les différents tracés empruntés par les systèmes fluviatiles durant plusieurs

cycles, seraient donc à l'origine du grand nombre de canyons incisant les marges. Ceci ne peut pourtant pas s'appliquer à certains systèmes fluviaux très larges où le flux sédimentaire très important permet le maintien pendant une période plus longue des connexions fleuve/canyon par glissements rétrogressifs. Par conséquent ces systèmes incisent le plateau continental en profondeur (Rhône, Danube, Mississippi, Ganges-Brahmapoutre...) et peuvent même rester connectés durant les hauts niveaux marins, tel le Congo.

D. Travaux complémentaires

Durant la première année de cette thèse, un travail de modélisation stratigraphique avait été entrepris sur le logiciel Dionisos. En collaboration avec *Didier Grandjeon* de l'Institut Français du Pétrole, nous avons tenté de modéliser le remplissage du canyon Bourcart durant le dernier cycle. Les premiers résultats obtenus avaient été encourageants car le prisme (au niveau de PRGL2) avait été reconstitué.

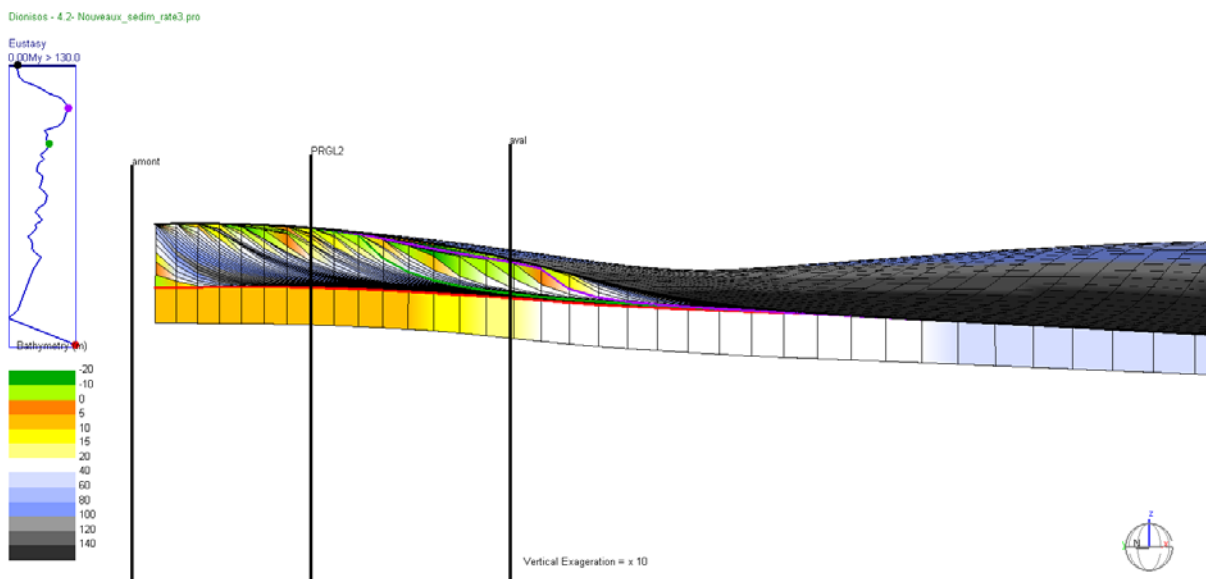


Figure V- 5 : Première modélisation réalisée sur l'interfluve du canyon Bourcart/Hérault.

Plusieurs problèmes se sont posés à la réalisation complète de ce projet. Tout d'abord, la manipulation du logiciel requiert une certaine expérience. Ensuite Dionisos a été conçu pour modéliser des bassins sur des échelles de temps beaucoup plus grandes (de l'ordre du million d'années). Ici nous nous intéressons seulement au dernier cycle et nous nous focalisons

sur une tête de canyon. Il est donc nécessaire de « tromper » le logiciel pour obtenir des résultats cohérents. Ce travail n'ayant malheureusement pas abouti faute de temps, il demeure une perspective très intéressante à l'issue de ce travail de thèse. Pouvoir modéliser le remplissage du canyon permettrait de tester plusieurs hypothèses et surtout tester les conclusions faites dans ce chapitre concernant. Grâce à une courbe du niveau marin composite qui ferait apparaître les événements d'Heinrich, un modèle de terrain solide (paléobathymétrie du début de la chute au MIS 5.e) et des hypothèses différentes en terme d'apport sédimentaire (surtout en ce qui concerne la quantité), il serait possible de visualiser l'évolution de la tête du canyon et ainsi appuyer nos conclusions. De plus, grâce à la nouvelle version du logiciel, il est possible d'intégrer une composante de sédimentation hémipélagique, dépôt important au niveau de l'interfluve entre le canyon Bourcart et le canyon de l'Hérault (branche la plus à l'ouest qui fut connectée et qui a ensuite subi les effets d'un panache dû aux connections fluviales et à la proximité d'une source proche). Le paramètre le moins précis sur lequel il faudrait émettre différentes hypothèses est le flux sédimentaire, qui reste inconnu sur des échelles de temps si importantes. Les cartes isopaques ou les taux de sédimentation générés dans ce chapitre sont tous basés sur les sédiments préservés dans les canyons. Tester des hypothèses de flux de sédiments pourrait ainsi permettre de préciser et améliorer les calculs déjà présentés.

Un second travail collaboratif a été initié avec *Marta Payo Payo*, doctorante à l'Ifremer sous la Direction de *Ricardo Silva Jacinto*, sur la modélisation des flux au sein des canyons. Cette modélisation se base sur les données sismiques traitées dans ce chapitre et permettra à terme de comprendre les flux dans la tête du canyon Bourcart (Figure V-6). Le modèle « NixesTC » utilisé par Marta permet justement de reproduire les flux chargés en sédiment. Il prend en compte plusieurs processus comme la dispersion des sédiments, le transport par charriage et la morphodynamique qui en découle. Il va donc être tester différentes hypothèses de transport de sédiment et de remplissage durant la période clé allant de la fin de la déglaciation (tout début du Dernier Maximum Glaciaire) au moment de la déconnexion du système fluviale avec la tête du canyon Bourcart. Ce travail est présenté par Marta Payo Payo lors de l'ASF 2015 de Chambéry.

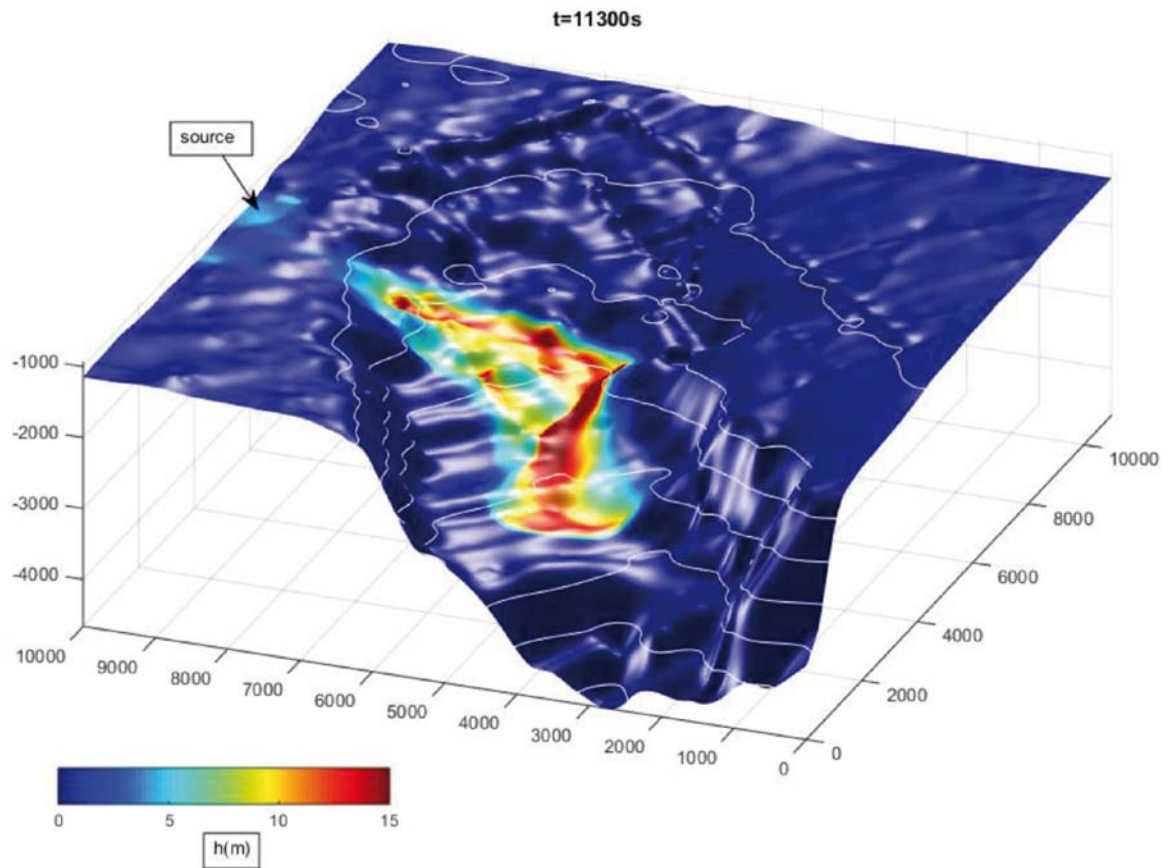


Figure V-6 : Modélisation d'épaisseur de courant durant le Dernier Maximum Glaciaire dans la tête du canyon Bourcart (pers. comm. Marta Payo Payo). La source principale provient de l'Agly et est placée au niveau du « Western Incised Valley », dernier point de connexion fleuve/tête de canyon avant la déconnexion du système lors de la dernière remontée du niveau marin.

Bibliographie

- Baztan, J., Berné, S., Olivet, J. L., Rabineau, M., Aslanian, D., Gaudin, M., Réhault, J. P., and Canals, M., 2005. Axial incision: The key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion): *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, no. 6-7, p. 805-826.
- Di Celma, C., Cantalamessa, G., Didaskalou, P., and Lori, P., 2010. Sedimentology, architecture, and sequence stratigraphy of coarse-grained, submarine canyon fills from the Pleistocene (Gelasian-Calabrian) of the Peri-Adriatic basin, central Italy: *Marine and Petroleum Geology*, v. 27, p. 1340-1365.
- Field, M., E., and Gardner, J. V., 1990. Pliocene-Pleistocene growth of the rio Ebro margin, northeast Spain: A prograding-slope model: *Geological Society of American Bulletin*, v. 102, p. 721-733.
- Gaudin, M., 2006. Processus et enregistrements sédimentaires dans les canyons sous-marins Bourcart et de Capbreton durant le dernier cycle climatique: *Université de Bordeaux I*, 316 p.
- Gaudin, M., Berné, S., Jouanneau, J. M., Palanques, A., Puig, P., Mulder, T., Cirac, P., Rabineau, M., and Imbert, P., 2006. Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea): *Marine Geology*, v. 234, no. 1-4, p. 111-128.
- Gerber, T. P., Amblas, D., Wolinsky, M. A., Pratson, L. F., and Canals, M., 2009. A model for the long-profile shape of submarine canyons: *Journal of geophysical research*, v. 114.
- Lastras, G., Arzola, R. G., Masson, D. G., Wynn, R. B., Huvenne, V. A. I., Huhnerbach, V., and Canals, M., 2009. Geomorphology and sedimentary features in the central Portuguese submarine canyons, Western Iberian margin: *Geomorphology*, v. 103, p. 310-329.
- Lofi, J., Rabineau, M., Gorini, C., Berné, S., Clauzon, G., De Clarens, P., Tadeu Dos Reis, A., 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*, v. 198, p. 289-317.
- Lombo Tombo, S., Dennielou, B., Berné, S., Bassetti, M. A., Toucanne, S., Jorry, S., Jouet, G., and Schneider, R., 2015. Sea-level control on turbiditic activity in the Rhone canyon and the upper fan during the Last Glacial Maximum and early Deglacial: *Sedimentary Geology*.
- Mazières, A., Gillet, H., Castelle, B., Mulder, T., Guyot, C., Garlan, T., and Mallet, C., 2014. High-resolution morphobathymetric analysis and evolution of Capbreton submarine canyon head (southeast Bay of Biscay - French Atlantic coast) over the last decade using descriptive and numerical modeling: *Marine Geology*, v. 351, p. 1-12.
- Rasmussen, E. S., 1994. The relationship between submarine canyon fill and sea-level change: an example from the Middle Miocene offshore Gabon West Africa: *Sedimentary Geology*, v. 90, p. 61-75.
- Rasmussen, E. S., 1997. Depositional evolution and sequence stratigraphy of the shelf and slope area off South Gabon, West Africa: *Journal of Sedimentary Research*, v. 67, no. 4, p. 715-724.
- Shepard, F. P., 1981. Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, no. 65, p. 1062-1077.
- Sierro, F. J., Andersen, N., Bassetti, M. A., Berné, S., Canals, M., Curtis, J. H., Dennielou, B., Flores, J. A., Frigola, J., Gonzalez-Mora, B., Grimalt, J. O., Hodell, D. A., Jouet, G., Pérez-Folgado, M., and

Schneider, R., 2009. Phase relationship between sea level and abrupt climate change: Quaternary Science Reviews, v. 28, no. 25-26, p. 2867-2881.

Partie III

Chapitre VI

Conclusions et perspectives

Chapitre VI : Conclusions et perspectives

A. Rappels des objectifs

Cette thèse avait pour objectif de comprendre le fonctionnement des canyons sous-marins en fonction des variations glacio-eustatiques du Plio-Quaternaire. Elle s'appuyait sur des caractéristiques favorables:

- (1) ***les sites d'études choisis***. Etant proches géographiquement et ayant une histoire commune, il était possible de faire des comparaisons et analogies entre le Golfe du Lion et la marge de l'Ebre,
- (2) ***la base de données sismiques*** avec des profils de différentes résolutions (depuis la sismique pétrolière (y compris 3D sur la marge de l'Ebre) jusqu'aux données ultra-haute résolution de type « Chirp », permettant d'observer la signature stratigraphique des événements climato-eustatiques à différentes résolutions temporelles (des cycles de 100 ka jusqu'aux cycles de Bond).
- (3) ***la disponibilité, dans le Golfe du Lion, du seul forage carotté en Méditerranée occidentale*** couvrant les derniers 500 ka, et fournissant un cadre chrono-stratigraphique précis pour établir des corrélations stratigraphiques.

Le Rhône et l'Ebre, les deux fleuves alimentant respectivement le Golfe du Lion et la marge de l'Ebre ont fortement incisé le plateau continental lors de la chute du niveau marin du Messinien (Lofi *et al.*, 2003; Urgeles *et al.*, 2011). La surface d'érosion marquant cet événement remonte parfois jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres dans les terres (Barber, 1981; Lofi *et al.*, 2009; Loget *et al.*, 2006). Un large réseau de distributaires s'est également mis en place sur le plateau continental (Lofi *et al.*, 2009; Lofi *et al.*, 2003; Urgeles *et al.*, 2011). Par la suite, lors de la remise en eau de la Méditerranée occidentale, une sédimentation intense est venue combler les cicatrices du Messinien. Il est observé, pour le Pliocène, des séquences de dépôt progradantes et aggradantes de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (Bertoni and Cartwright, 2005; Kertznus and Kneller, 2009; Urgeles *et al.*, 2011).

La Méditerranée permet donc d'étudier les canyons sous-marins depuis leur initiation au cours de la reconstruction post-messinienne de la marge, durant une période ayant subi des variations glacio-eustatiques de différentes amplitudes.

Grâce à une base de données sismique importante, du Chirp à la sismique pétrolière 3D, en association avec des contraintes temporelles pouvant aller jusqu'aux détails des cycles

haute fréquence issus des forages et carottages, cette thèse répond à ces différentes interrogations :

- Quand et comment se sont initiés les canyons sous-marins ?
- Quelles sont les différences/similarités morphologiques entre les canyons du Pliocène et les canyons du Quaternaire ? Si des différences existent à quel moment sont-elles apparues et pourquoi ?
- Quel est l'impact des changements glacio-eustatiques du Quaternaire sur les canyons ?
- Les chutes du niveau marin du Quaternaire ont-elles permis des connexions canyons/fleuves ? Quelles sont les conséquences de ces connexions ?
- Quelles analogies sont possibles entre le Golfe du Lion et la marge de l'Ebre ? Quelles généralités peut-on tirer ?

B. Synthèse des résultats

Pour synthétiser les principaux résultats obtenus, l'évolution morphologique d'une marge de Méditerranée occidentale après la Crise de Salinité Messinienne va être présentée sous forme d'un bloc diagramme conceptuel. Ce diagramme réunit donc les conclusions faites à la fois sur le Golfe du Lion et sur la marge de l'Ebre aux différentes échelles de temps de cette étude.

1. Le point de départ de l'étude : La crise de Salinité Messinienne

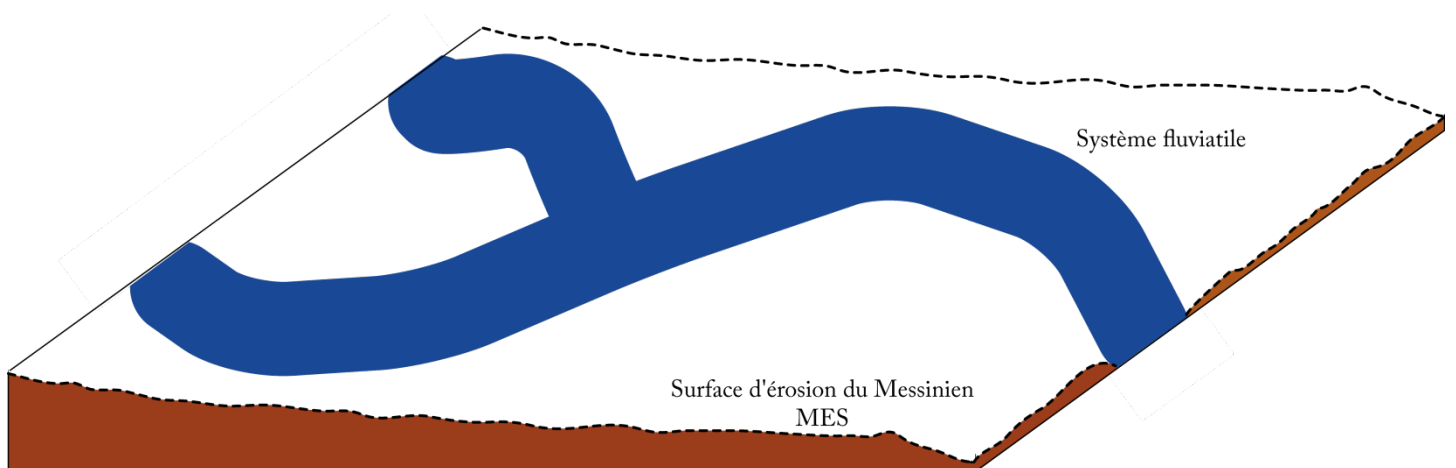


Figure VI- 1: Bloc diagramme conceptuel d'une marge de Méditerranée occidentale au moment de la crise de salinité messinienne. Cette chute du niveau marin d'environ 1500m a engendré l'incision des marges par les fleuves tels que le Rhône ou l'Ebre et a entraîné la formation d'une surface d'érosion majeure, la MES (Messinian Erosion Surface).

Conditions de formation : Lors de la chute du niveau marin de la crise de salinité Messinienne, les marges de Méditerranée occidentale se voient largement incisée (Figure VI-1).

Caractéristiques stratigraphiques : Cette chute du niveau marin importante permet la formation d'une surface d'érosion appelée la **surface d'érosion messinienne** (ou MES).

Cette surface est le point de départ de ce travail car l'érosion intense de la crise de salinité messinienne a permis une « **remise à zéro** » des marges de la Méditerranée occidentale. En effet, sur la sismique, la MES est directement surmontée par les dépôts du Plio-Quaternaire permettant ainsi de mieux comprendre les étapes reconstruction des marges mais aussi de repérer les phases d'initiation et d'évolution des canyons sous-marins.

2. L'impact des variations du niveau marin sur l'évolution d'une marge de Méditerranée occidentale du Pliocène à la Mid Pleistocene Transition

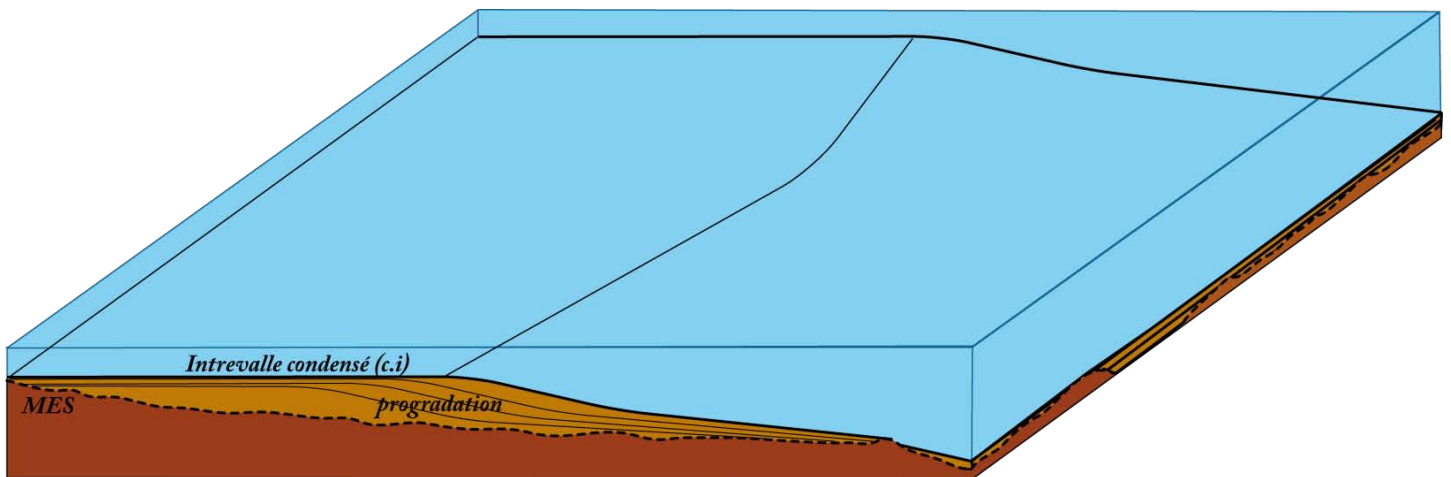


Figure VI- 2: Evolution du bloc diagramme conceptuel lors des hauts niveaux marins du Pliocène à la Mid Pleistocene Transition. Les hauts niveaux marins des cycles de 41ka qui caractérisent le Pliocène et le début du Pléistocène (jusqu'à la MPT) ne permettent pas l'acheminement du sédiment sur le plateau et/ou la pente continentale. Cependant la marge se construit par progradation même par faibles taux de sédimentation. Ces derniers permettent la formation d'intervalle condensé (c.i: « condensed interval »).

Conditions de développement : Lors des hauts niveaux marins du Pliocène et début du Pléistocène, les sources en sédiment se trouvent en position reculée par rapport au rebord du plateau ne permettant pas un acheminement important des sédiments sur le plateau et/ou sur la pente continentale (Figure VI-2).

Caractéristiques stratigraphiques : Après la crise de salinité messinienne, les marges se reconstruisent progressivement grâce à la formation de **clinoformes progradants** (Figure VI-2 et 3). L'éloignement de la côte et du rebord de plateforme induit cependant une sédimentation peu importante ce qui génère un **intervalle condensé** (ou c.i. pour « condensed interval ») en période de haut niveau marin.

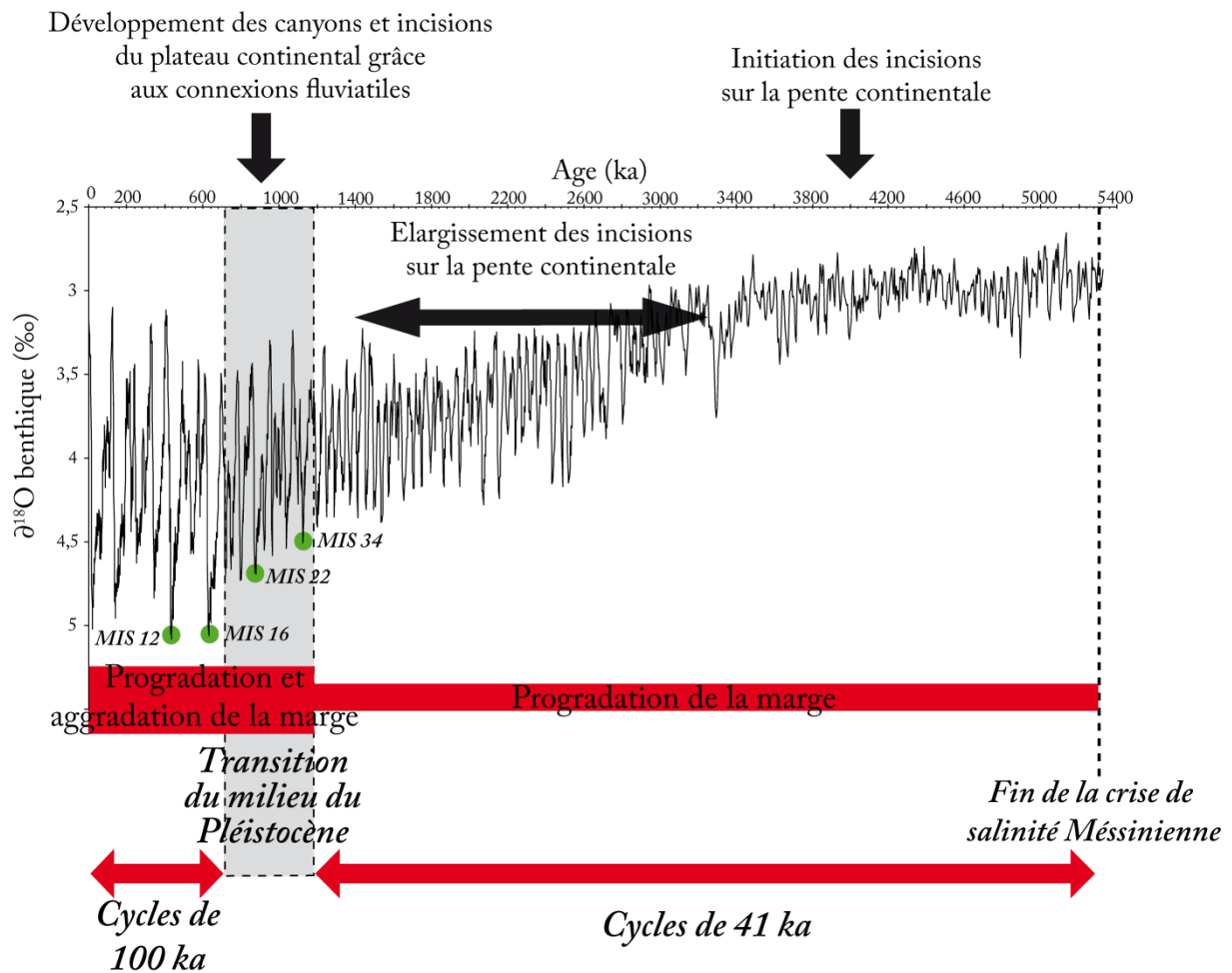


Figure VI- 3: Courbe des variations du δO^{18} par Lisiecki et Raymo (2005) sur laquelle sont recapitulées les grandes lignes du développement d'une marge continentale et des ses incisions en Méditerranée occidentale du Messinien à aujourd'hui. Quatre phases majeures sont à noter : (1) l'initiation au Pliocène des incisions sur la pente continentale et la progradation de la marge ; (2) l'élargissement des ces incisions confinées avant le MPT puis (3) l'aggradation de la marge en plus de sa progradation à partir du MIS 34 (début de la MPT) et enfin (4) le développement des incisions confinées en incisions coupant le plateau continental grâce aux connexions fluviales à partir du MIS 22 lorsque les cycles de 100 ka sont totalement mis en place.

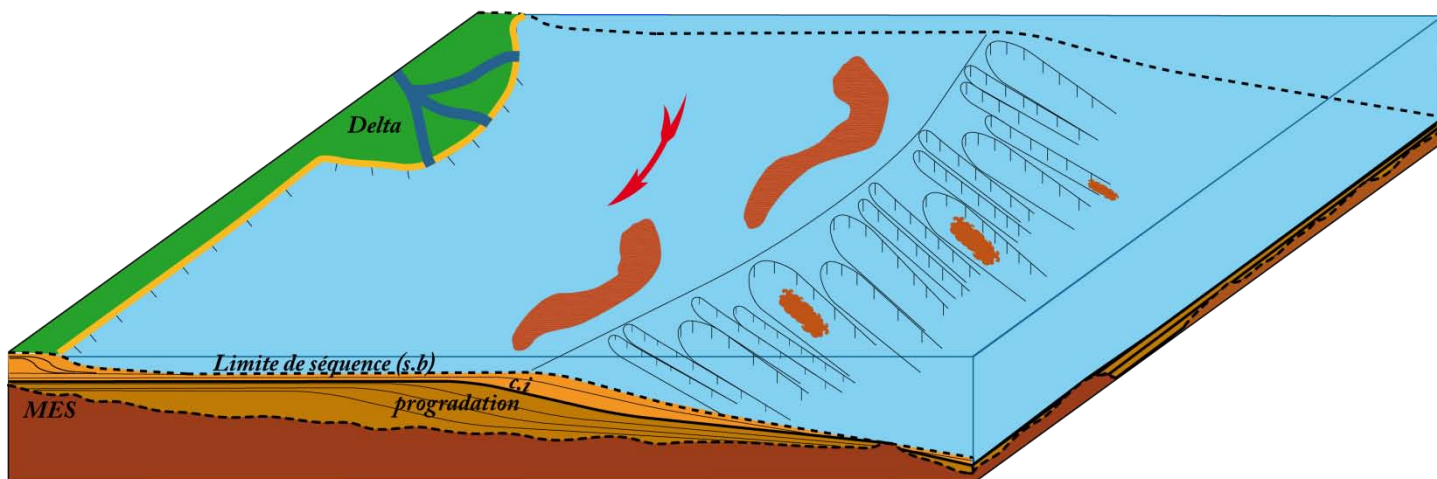


Figure VI- 4: Evolution du bloc diagramme conceptuel lors des bas niveaux marins du Pliocène à la Mid Pleistocene Transition. La proximité des systèmes fluviaux avec le rebord de plate-forme permet l'acheminement du sédiment sur le plateau ainsi que sur la pente. Cette arrivée plus importante de sédiments permet l'initiation d'incisions confinées sur la pente continentale ainsi que le maintien de la progradation de la marge. L'érosion engendrée par les bas niveaux marins des cycles de 41ka caractérisant la période du Pliocène à la MPT forme une limite de séquence de type II car le niveau de base ne se situe pas au delà du rebord de plate-forme.

Conditions de développement : Entre 2,5 et 0 Ma, les courbes de reconstruction du niveau marin (Lisiecki et Raymo, 2005 ; Miller et *al.*, 2005) témoignent de bas niveaux marins de plus en plus marqués (Figure VI-3). Ceux-ci permettent l'acheminement des sédiments provenant des deltas (ex : Rhône, Ebre) de plus en plus près du rebord de plateau (Figure VI-4).

Caractéristiques stratigraphiques : La proximité d'une source en sédiment au rebord du plateau permet de maintenir la **progradation** (Figure VI-3 et 4). L'arrivée d'une quantité plus importante en sédiment est à l'origine des **incisions confinées** sur la pente continentale. Ces incisions, dans le cas précis de la marge de l'Ebre, sont larges de >1km au Zancéen 3.8 Ma) à moins de 2 km au moment de la transition entre le Gélisien et le Calabrien ($\approx 1,8$ Ma) (Figure VI-3). Ces structures, similaires aux « gullies », se formeraient par déstabilisation et érosion régressive (« bottom-up ») sur la pente continentale. Une surcharge sédimentaire, un mouvement interne à la marge ou encore des sorties de fluides pourraient être les éléments déclencheurs de la formation de ces incisions. En l'absence de sismique 3D, il n'est pas possible de déterminer si de tels « gullies » existaient au Pliocène dans le Golfe du Lion.

Les bas niveaux marins génèrent une surface d'érosion ou **limite de séquence** (s.b pour « sequence boundary »). Dans le cas des bas niveaux marins du Pliocène jusqu'au début du

Calabrien, ces limites de séquence sont de **Type 2** (le niveau de base ne se situe pas au delà du rebord de plate-forme) (Figure VI-4).

L'analyse des profils sismiques sur le Golfe du Lion comme sur la marge de l'Ebre n'indiquent **aucun lien** existant entre la morphologie très incisée du Messinien et la position des incisions et canyons du Plio-Quaternaire.

3. L'impact du passage de cycles de 41ka aux cycles de 100ka sur la morphologie de la marge et des canyons sous-marins.

Durant la *Mid Pleistocene Transition*, le passage de cycles courts de 41 ka et de faible amplitude aux cycles de 100 ka d'amplitude pouvant atteindre plus de 100m va avoir des conséquences visibles et importantes pour le développement des marges continentales en Méditerranée occidentale (Figure VI-1).

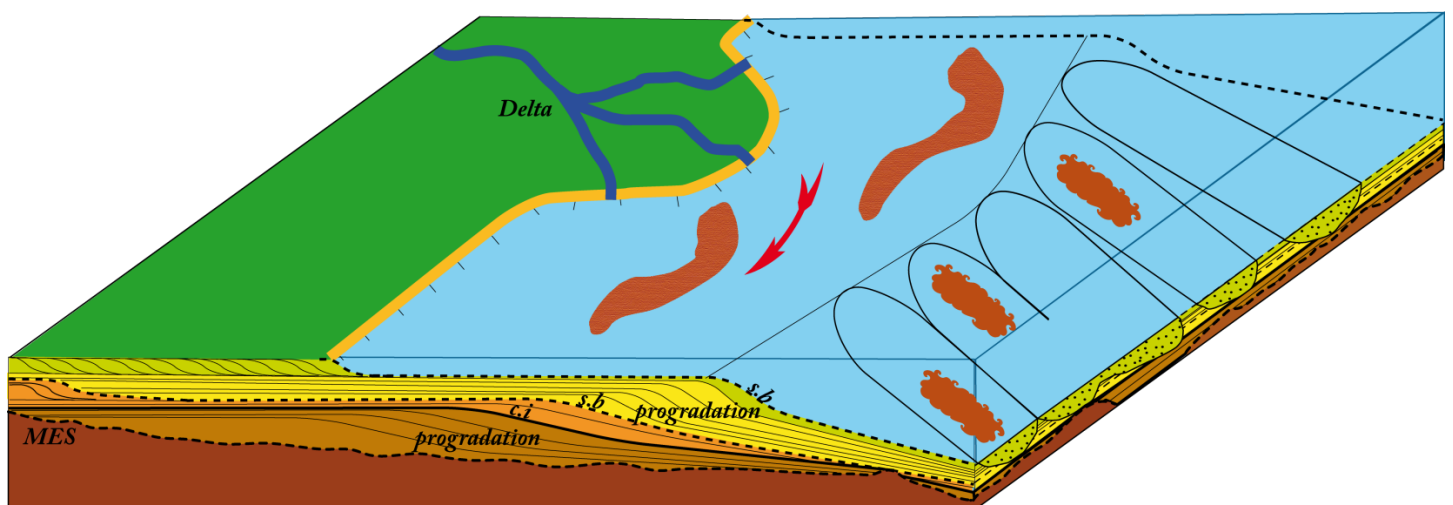


Figure VI- 5: Evolution du bloc diagramme conceptuel lors des bas niveaux marins au moment de la Mid Pleistocene Transition (du MIS 34 au MIS 24). La transition entre les cycles de 41 et les cycles de 100 ka engendre des chutes de niveaux marins de plus en plus conséquentes permettant un acheminement toujours plus important de sédiment sur le plateau et sur la pente. Ceci permet le développement progressif et notamment l'élargissement des canyons sous-marins ainsi que la formation d'une surface d'érosion de type II.

Conditions de développement : Lors du début de la MPT, les maximums glaciaires sont de plus en plus marqués et favorisent le rapprochement des deltas et du rebord de plateau (Figure VI-3 et 5).

Caractéristiques stratigraphiques : Les marges en **progradation**, voient leurs incisions sur la pente **s'élargir** progressivement (Figure VI-3 et 5). Ces canyons atteignent désormais le rebord du plateau sans jamais l'inciser. Sur la marge de l'Ebre, leur largeur peut atteindre 3 km et ils sont particulièrement bien dessinés en comparaison des incisions précédentes. Elles semblent également génétiquement liées aux incisions (ou « gullies ») précédemment observés. La proximité du delta et le changement d'hydrodynamique au niveau du rebord de plateforme sont les clés du développement des canyons observés sur la marge de l'Ebre mais également sur le Golfe du Lion où Lofi *et al.* (2003) ont daté des incisions de tailles similaires à environ 1,8 Ma. Il faut noter que la densité de la couverture sismique et les faibles contraintes chrono-stratigraphique rendent cette estimation peu précise.

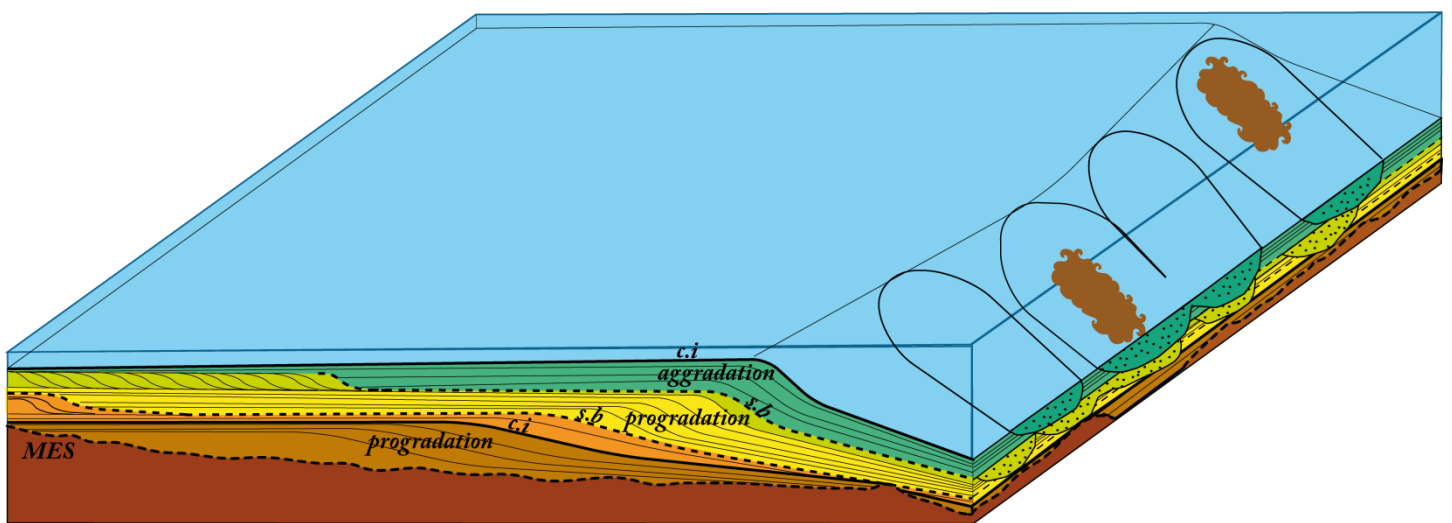


Figure VI- 6: Evolution du bloc diagramme conceptuel lors des hauts niveaux marins au moment de la Mid Pleistocene Transition (du MIS 34 au MIS 24). Comme pour les périodes de hauts niveaux marins du Pliocène, les hauts niveaux marins de la MPT engendrent un faible taux de sédimentation et donc la formation d'intervalle condensé.

Conditions de développement : Du début de la MPT au MIS 24, les périodes interglaciaires éloignent les deltas du rebord de plate-forme, d'autant plus que les hauts niveaux marins sont plus marqués qu'auparavant (Figure VI-3 et 6).

Caractéristiques stratigraphiques : Le changement majeur dans la reconstruction des marges continentales de Méditerranée occidentale lors des hauts niveaux marins de la MPT vient de la composante d'**aggradation** très importante s'ajoutant à la **progradation**, et qu'on observe sur les deux marges étudiées (Figure VI-3 et 6).

4. Le monde des cycles de 100ka : l'impact des cycles les plus marqués (MIS 22,16 et 12) et des cycles hautes fréquences.

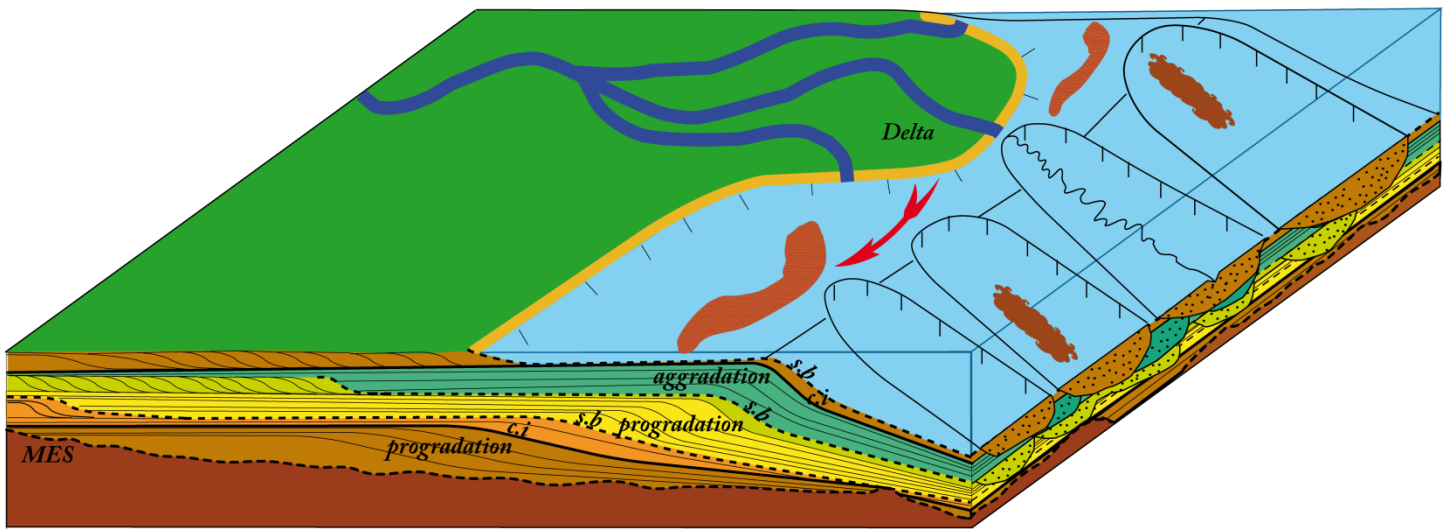


Figure VI- 7: Evolution du bloc diagramme conceptuel lors des bas niveaux marins du MIS 22 jusqu'au MIS 2. La mise en place des cycles de 100 ka et les chutes de niveaux marins conséquentes associées permettent la mise en place de connexion entre les systèmes fluviaux et certaines têtes de canyons. Les courants hyperpycnaux des fleuves vont permettre le creusement d'une incision axiale méandriforme dans la tête du canyon connecté. Les conditions hydrodynamiques plus intenses en rebord de plate-forme vont jouer un rôle majeur dans le développement des canyons avoisinant en leur permettant de se développer (et de s'élargir) et également d'inciser significativement le plateau. L'érosion du maximum glaciaire va désormais engendrer une limite de séquence de type I.

Conditions de développement : A partir du MIS 22, les maximums glaciaires sont d'une telle intensité que les fleuves **atteignent le rebord de plateau** pour ainsi se **connecter** à une incision jusque là confinée sur la pente continentale (Figure VI-3 et 7). Cette connexion va permettre aux canyons de franchir une étape supplémentaire dans leur développement. Ils vont ainsi largement **inciser** le rebord de plate-forme, ainsi que **le plateau**. L'intensification des conditions hydrodynamiques en rebord de plate-forme va également permettre le développement des canyons avoisinants. Les têtes de canyons vont être particulièrement impactées permettant leur élargissement et **des incisions significatives du rebord de plate-forme** voire du plateau externe. Les canyons directement connectés aux systèmes fluviaux présentent la longueur d'incision sur le plateau la plus importante. Les **courants hyperpycnaux** issus du fleuve vont permettre la formation d'une **incision axiale méandriforme** essentiellement dans la tête et le haut du corps du canyon (Baztan et al., 2005). Il est intéressant de noter que les maximums glaciaires les plus marqués (sur l'Ebre en particulier),

les **MIS 22, 16 et 12**, sont les maximums glaciaires décrits dans la littérature comme des événements particulièrement froids (Figure VI-3 et 7).

Caractéristiques stratigraphiques : Les limites de la séquence qui se formeront lors des maximums glaciaires à partir du MIS 22 sont désormais de **type 1**. La marge continentale est toujours en construction par **progradation** mais présente également une forte **aggradation** (Figure VI-3 et 7).

Les corrélations stratigraphiques entre les forages PROMESS et les surfaces d'érosion à la base des canyons du Golfe du Lion montrent que, durant les derniers 500 ka, les phases d'incision correspondent aux maxima glaciaires des **cycles de 100 ka**, et dans une moindre mesure, aux plus bas niveaux des **cycles de 41 ka**. Il s'agit, à ma connaissance, de la première vérification bien calée chronologiquement du rôle du glacio-eustatisme dans la formation des canyons. On peut raisonnablement extrapoler ce résultat aux canyons de la marge de l'Ebre, comme suggéré par Bertoni et Cartwright (2005).

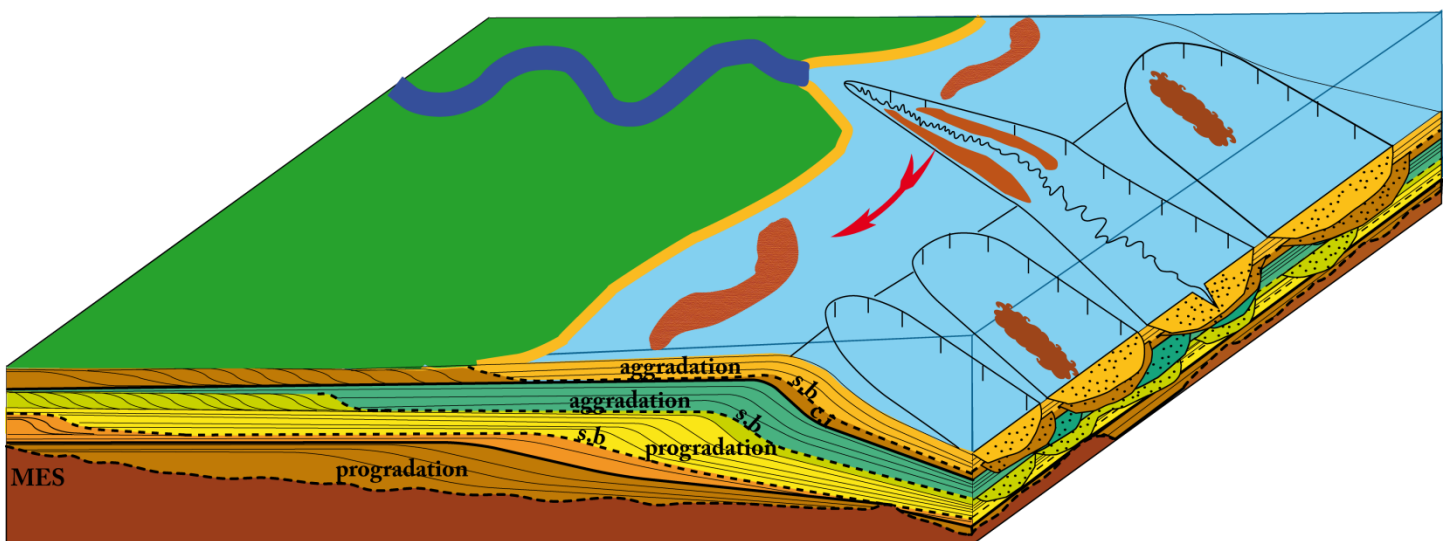


Figure VI- 8: Evolution du bloc diagramme conceptuel lors des phases de transgressions du MIS 22 à l'Holocène.

Conditions de développement : Lors des transgressions suivant les maximums glaciaires, la tête du canyon sous-marin connecté directement au système fluvial va « suivre » la retraite du fleuve et donc s'étendre sur le plateau par érosion régressive pour atteindre un **maximum d'extension** (Figure VI-3 et 8).

Caractéristiques stratigraphiques : C'est également pendant cette période clés des cycles de 100 ka que les têtes de canyons connectées à des fleuves vont **se remplir**. Cette phase est propice à la préservation des dépôts sédimentaires car elle est suivie d'une période d'arrêt des processus (condensation) (Figure VI-3 et 8). La préservation sera encore améliorée si, durant le cycle eustatique suivant, la connexion fluviale avec la pente s'opère en un lieu différent. La période de déglaciation s'accompagne, en Méditerranée occidentale, d'une augmentation des précipitations et du matériel érodé. Ceci peut engendrer la formation de **courants hyperpycnaux**, processus privilégiés dans le transport et l'apport de sédiment dans les têtes de canyons (Baztan *et al.*, 2005 ; Lombo Tombo *et al.*, 2015). Ceci se traduit par la présence d'une **incision axiale méandrique**.

Lors des **événements rapides** (vers la fin de cycles de 100 ka), lorsque les chutes de niveau marin atteignent un certain minimum (85 m pour le canyon Bourcart), l'apport de sédiment dans le canyons augmente, notamment sous forme de **masses glissées**. Le remplissage déposé ensuite lors du « turnaround » (fin de chute, début de remontée) présente des systèmes de **chenaux-levées préservés**. C'est grâce à la remontée rapide et donc l'arrêt de la sédimentation et grâce à une **subsidence importante** que tout ce remplissage est conservé dans la tête du canyon.

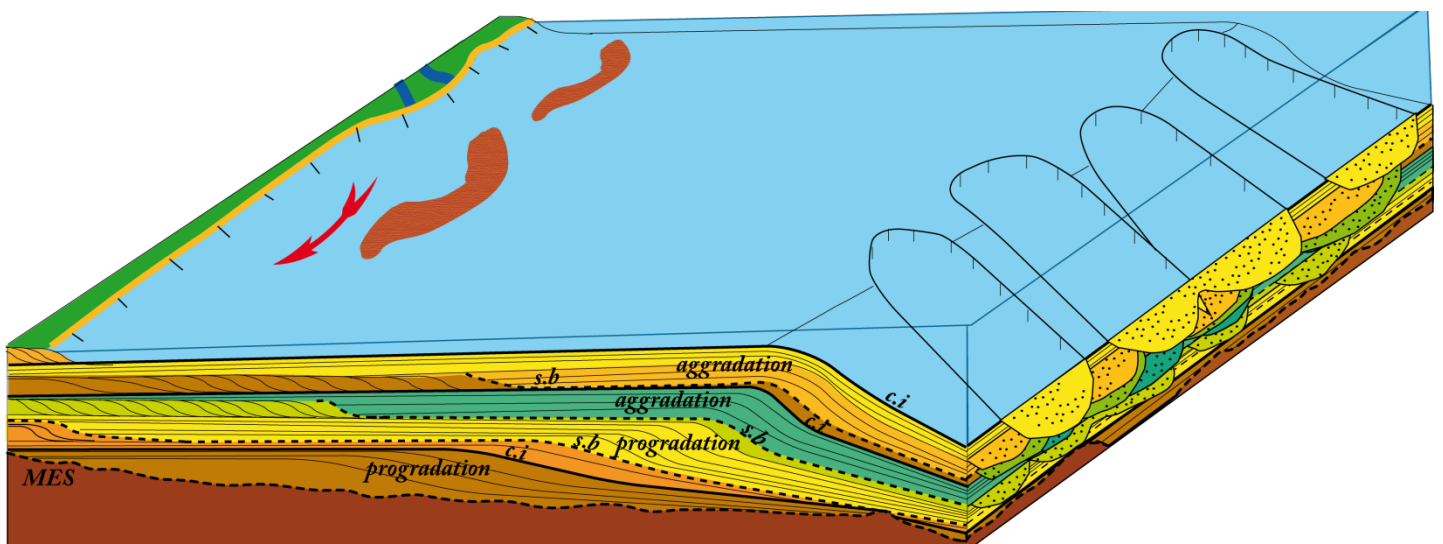


Figure VI- 9: Evolution du bloc diagramme conceptuel lors des hauts niveaux marins de la deuxième moitié du Quaternaire.

Condition de développement : Les hauts niveaux marins de la deuxième moitié du Quaternaire vont à chaque fois engendrer **la déconnexion** entre les systèmes fluviaux et les canyons (Figure VI-3 et 9).

Caractéristiques stratigraphiques : Les têtes des canyons incisant le plateau vont se combler et comme pour les hauts niveaux marins du Pliocène, un **intervalle condensé** va se former (Figure VI-3 et 9).

C. Perspectives

Pour aller plus loin dans l'analyse de l'impact des variations du climat et du niveau marin du Plio-Quaternaire sur les canyons sous-marins, il serait intéressant d'approfondir certaines pistes, notamment au Quaternaire où les cycles de 100 ka ont un impact majeur sur les marges continentales et leur canyons sous-marins.

Sur la marge de l'Ebre, accéder aux « cuttings » du forage Fornax-1 permettrait de disposer d'un modèle d'âge détaillé du Quaternaire. Les connexions fluviales déjà repérées pourraient donc être datées précisément tout comme l'âge de la toute première connexion. Les horizons (limites de séquence) correspondant à toutes les chutes majeures du niveau marin au Quaternaire pourraient être étudiées. Cependant, la résolution sismique du bloc 3D ne permet malheureusement pas d'identifier la signature stratigraphique des événements rapides identifiés dans le canyon Bourcart.

Un second bloc sismique 3D, sur la marge de l'Ebre nord utilisé par Bertoni et Cartwright (2005) pourrait être étudié de la même façon que le bloc 3D sud. L'utilisation des différents attributs (amplitude et cohérence) permettrait de mettre en évidence les étapes de formation des canyons de la marge nord et peut être les connexions fluviales. Par la suite, une corrélation pourrait être faite entre les deux blocs sismiques, afin de comprendre l'évolution de toute la marge de l'Ebre et des ses canyons.

Sur *la marge continentale du Golfe du Lion*, l'analyse plus détaillée des processus au sein même des têtes de canyon et notamment des courant hyperpycnaux permettrait une meilleure compréhension du système de connexion fleuve/canyon. Il serait nécessaire de reprendre le travail de modélisation des flux grâce au logiciel Dionisos. Il permettrait encore une fois d'améliorer les connaissances sur les liens entre le plateau continental, les apports et la morphologie des têtes de canyons. De plus, avec les nouvelles connaissances acquises grâce à cette thèse, différentes échelles de temps pourraient être abordées, telles que l'initiation au

Pliocène et le développement au Quaternaire des canyons, ou encore l'impact des maximums glaciaires sur les marges continentales et les canyons.

Une base de données importante est disponible sur le Golfe du Lion, autant en données sismiques qu'en contraintes temporelles. Cependant une résolution 3D, comme sur la marge de l'Ebre, permettrait de mettre en évidence les connexions fluviales et peut être leur méandres, leur provenance (Rhône ou fleuves languedociens) et donc de confirmer et d'améliorer les conclusions faites dans cette thèse et dans les travaux effectués dans le Golfe du Lion. Par exemple, une boîte 3D sur la tête du canyon du Petit Rhône ayant subi d'importantes variations dues à sa proximité avec le Rhône, ou encore sur le canyon Bourcart. Pour compléter ce travail sismique 3D, un forage serait essentiel au calage chrono-stratigraphique.

Bibliographie

- Baztan, J., Berné, S., Olivet, J. L., Rabineau, M., Aslanian, D., Gaudin, M., Réhault, J. P., and Canals, M., 2005. Axial incision: The key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion): *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, no. 6-7, p. 805-826.
- Bertoni, C., and Cartwright, J. A., 2005. 3D seismic analysis of slope-confined canyons from the Plio-Pleistocene of the Ebro Continental Margin (WesternMediterranean): *Basin Research*, v. 17, p. 43-62.
- Kertzus, V., and Kneller, B. C., 2009. Clinoformquantification for assessing the effects of external forcing on continentalmargin development: *Basin Research*, v. 21, p. 738-758.
- Lisiecki, L. E., and Raymo, M. E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records: *Paleoceanography*, v. 20, no. 1, p. n/a-n/a.
- Lofi, J., Déverchère, J., Gaullier, V., Gillet, H., Gorini, C., Guennoc, P., Loncke, L., Maillard, A., Sage, F., and Thinon, I., 2009. Atlas of the " Messinian Salinity Crisis" seismic markers in the Mediterranean and Black Seas, Société Géologique de France, 1-72 p.:
- Lofi, J., Rabineau, M., Gorini, C., Berné, S., Clauzon, G., De Clarens, P., Tadeu Dos Reis, A., 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*, v. 198, p. 289-317.
- Lombo Tombo, S., Dennielou, B., Berné, S., Bassetti, M. A., Toucanne, S., Jorry, S., Jouet, G., and Schneider, R., 2015. Sea-level control on turbiditic activity in the Rhone canyon and the upper fan during the Last Glacial Maximum and early Deglacial: *Sedimentary Geology*.
- Miller, K. G., Kominz, M. A., Browning, J. V., Wright, J. D., Mountain, G. S., Katz, M. E., Sugarman, P. J., Cramer, B. S., Christie-Blick, N., and Pekar, S. F., 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change: *Science*, v. 310, no. 5752, p. 1293-1298.
- Urgeles, R., Camerlenghi, A., Garcia-Castellanos, D., De Mol, B., Garces, M., Verges, J., Haslam, I., and Hardman, M., 2011. Newconstraints on theMessinian sealevel drawdown from3D seismic data of the EbroMargin, western Mediterranean: *Basin Research*, v. 23, no. 123-145.

Résumé

Les fluctuations du climat et du niveau marin, de plus ou moins grande amplitude, influencent le taux d'érosion sur le continent, le transport de sédiment vers l'océan et sa distribution vers le bassin profond. Les canyons sous-marins, structures érosives de premier abord, sont les zones de transfert privilégiées entre le plateau continental et le bassin profond. Peu d'études se sont concentrées sur la relation entre le remplissage des canyons, l'acheminement des sédiments et les variations du niveau marin. La chronologie de leur mise en place et de leur évolution aux échelles de temps géologiques restent également largement spéculatifs.

Ce travail est consacré à la genèse des canyons sous-marins au Plio-Quaternaire sur les marges de l'Ebre et du Golfe du Lion, en Méditerranée occidentale. Cette genèse intervient après la crise de salinité messinienne, qui a conduit au démantèlement par érosion continentale des marges méditerranéennes. Après une initiation par érosion régressive au Pliocène, les canyons sous-marins connaissent un développement majeur lors de la mise en place des cycles climatiques de 100 ka au Quaternaire, en lien avec l'amplification des oscillations du niveau marin pouvant atteindre 150 m. L'utilisation et la comparaison de données sismiques (2D et 3D) de résolution et pénétration différentes, couplées à des calages chrono-stratigraphiques par forages, permettent de mettre en évidence le lien important entre les cycles climatiques de Milankovitch (principalement 100 et 41 ka) et l'architecture des têtes de canyons. Les changements rapides du climat et du niveau marin (cycles de Bond) ont également une influence importante sur le flux sédimentaire et les processus de transport, ainsi que sur la connexion/déconnexion avec les systèmes fluviaux.

Mots clés : Golfe du Lion, Marge de l'Ebre; canyon sous-marin; variations de niveau marin; Plio-Quaternaire ; cycles climatiques; morphologie.

Summary

Climate and sea-level changes with various magnitudes control continental erosion, sediment transport and its delivery to the deep basin. Submarine canyons, that are erosional features at a first glance, are conduits for sediment transport from the continental shelf to the deep sea. Little studies focused on the relationship between canyon infill, sediment delivery and sea-level variations. The chronology of canyon development and evolution through geological time remains speculative.

This thesis is dedicated to the understanding of the genesis of submarine canyons in the western Mediterranean Sea during the Plio-Quaternary. This period occurred after the major erosion of Mediterranean continental margins during the Messinian Salinity Crisis. Canyons were initiated by retrogressive erosion during the Pliocene. They further developed in relation with the amplification of sea-level changes during the Quaternary (up to 150 m). The results are based on a large range of 2D and 3D seismic data resolution and chrono-stratigraphic constraints. The stratigraphic signature of Milankovitch (mainly 100 and 40 ka) is revealed within canyon heads. Rapid climate and sea-level changes (Bond Cycles) have also a distinct signature by controlling the type and amount of sediment delivered in canyon heads, and the connection/disconnection with fluvial systems.

Keywords: Gulf of Lions; Ebro margin; submarine canyons; sea-level changes; climate changes; Plio-Quaternary; morphology.