UN MODELE GEOMETRIQUE ET STRATIGRAPHIQUE DES SEQUENCES DE DEPÔTS QUATERNAIRES SUR LA MARGE DU GOLFE DU LION : ENREGISTREMENT DES CYCLES CLIMATIQUES DE 100 000 ANS

Marina Rabineau

▶ **To cite this version:**

Marina Rabineau. UN MODELE GEOMETRIQUE ET STRATIGRAPHIQUE DES SEQUENCES DE DEPÔTS QUATERNAIRES SUR LA MARGE DU GOLFE DU LION : ENREGISTREMENT DES CYCLES CLIMATIQUES DE 100 000 ANS. Géologie appliquée. Université Rennes 1, 2001. Français. NNT : . tel-00136517

HAL Id: tel-00136517

https://theses.hal.science/tel-00136517

Submitted on 14 Mar 2007

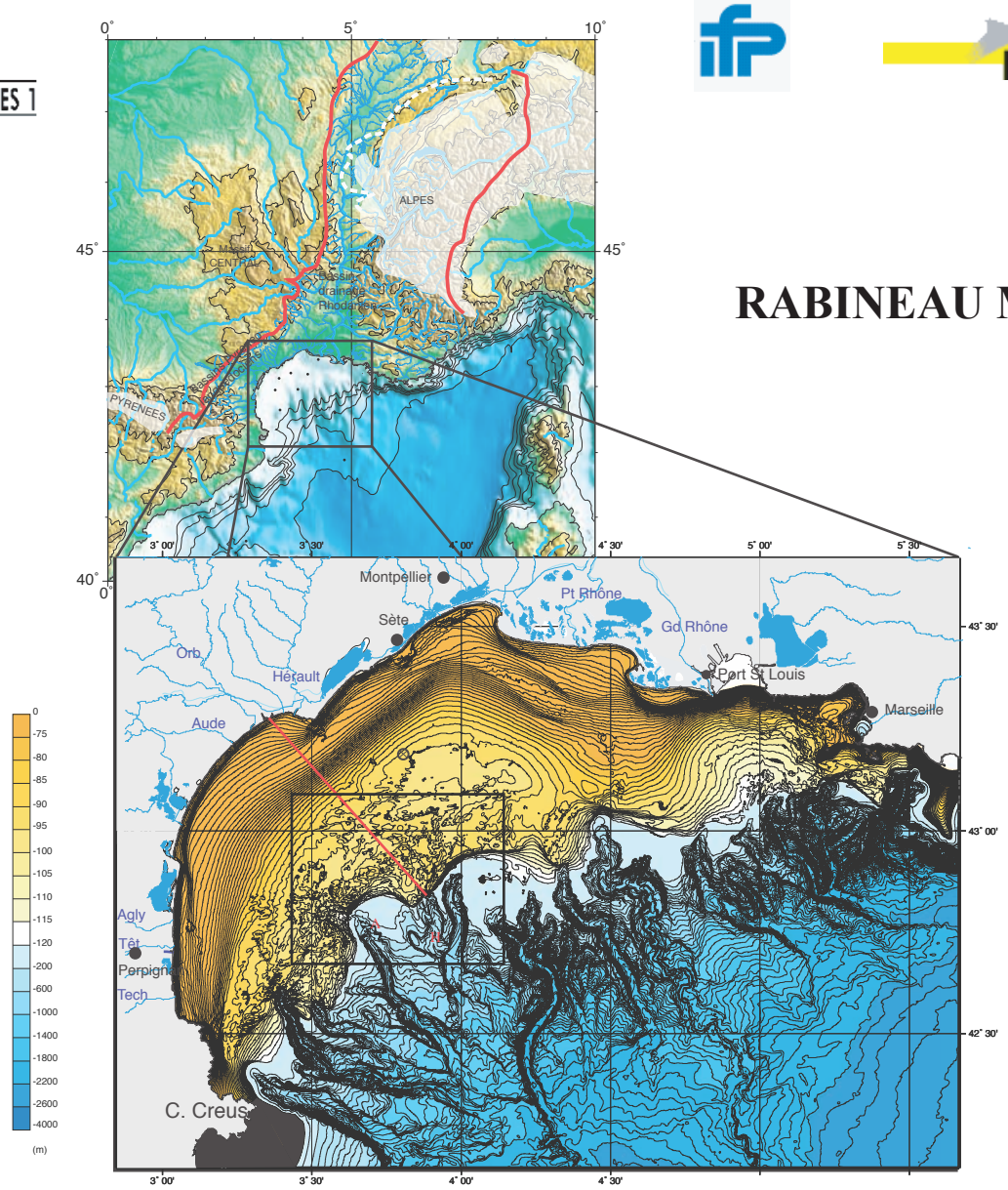
HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

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.

UNIVERSITE DE RENNES 1

Ifremer

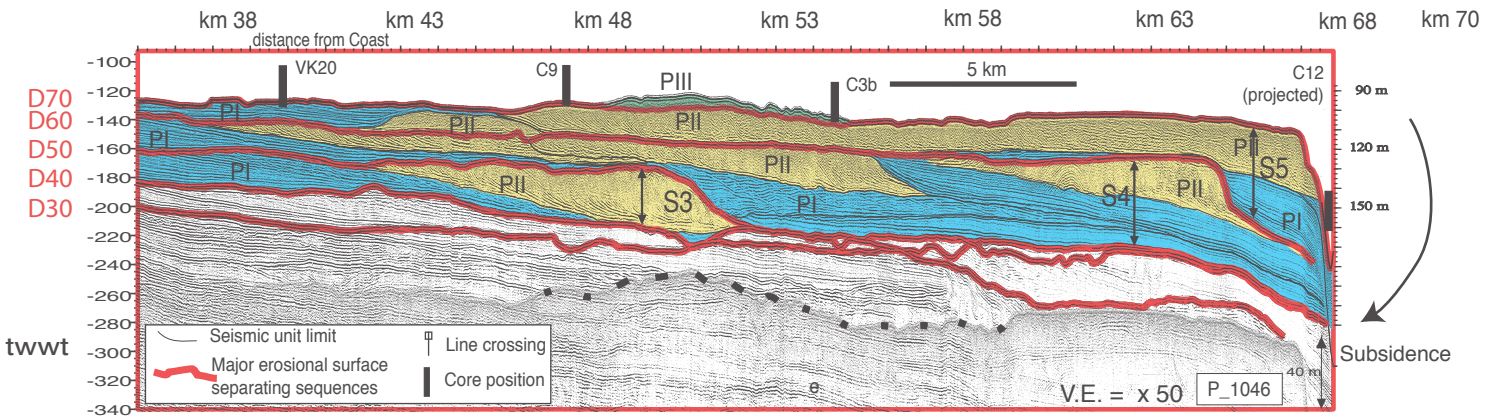
RABINEAU Marina



UN MODELE GEOMETRIQUE ET STRATIGRAPHIQUE DES SEQUENCES DE DEPÔTS QUATERNAIRES SUR LA MARGE DU GOLFE DU LION :

ENREGISTREMENT DES CYCLES CLIMATIQUES DE 100 000 ANS

Volume 1



Thèse

Présentée devant l'Université de Rennes 1

pour obtenir le grade de :
Docteur de l'Université de Rennes 1

Mention : Sciences de la Terre

Par Marina RABINEAU

Équipes d'accueil : Laboratoire Environnements Sédimentaires DRO/GM, Ifremer
Division Géologie, Géochimie, IFP
Géosciences Rennes, UPR CNRS n°4661

École doctorale : Sciences de la Matière (Rennes 1)

**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**

Tome 1

Soutenue le 30 mars 2001 devant la commission d'Examen composée de :

RUBINO Jean-Loup	Rapporteur
TRINCARDI Fabio	Rapporteur
ALOÏSI Jean-Claude	Examinateur
BERNÉ Serge	Tuteur de thèse
BRUN Jean-Pierre	Examinateur
GUILLOCHEAU François	Directeur de thèse
JOSEPH Philippe	Co-Tuteur de thèse
REHAULT Jean-Pierre	Examinateur

REMERCIEMENTS

J'ai bien souvent pensé à la rédaction de cette page, bien avant la concrétisation de ce mémoire, en me disant : tu n'oublieras pas ! J'essaye aujourd'hui de me remémorer le parcours suivi pour remercier très sincèrement les nombreux acteurs qui, au gré des rencontres, des discussions et des collaborations, m'ont accompagnée jusqu'ici.

AVANT LA THÈSE :

Je n'oublie pas mes premiers pas éblouis dans le monde de la recherche à l'IFP, grâce à Rémi Eschard qui accepta de me confier un sujet de DEA. Ce lien avec l'IFP s'est poursuivi lors de mon stage de Master of Sciences et lors d'un C.D.D. impliquant Philippe Joseph, Rémi Eschard et Christian Ravenne. Ce dernier est à l'origine de mon premier contact avec l'Ifremer et du co-financement de la thèse par l'IFP. Qu'ils reçoivent tous trois ma gratitude.

LA THÈSE : Le trio encadreur

Base et cœur de cette thèse, il m'a épaulée au quotidien, conseillée, corrigée, encouragée, quelquefois gourmandée, il m'a guidée sans me contraindre.

Et je pus toujours compter sur son soutien sans faille.

Rien ne peut remplacer pour moi, le rapport de confiance, de respect, de partage.

Ni les échanges symbiotiques, que nous avons bâtis ensemble jour après jour.

En ce qui concerne les Euh surnuméraires qui nous séparent encore, j'y travaille, c'est promis…

Grand merci à toi, Serge.

François,

Tu as accepté d'être le directeur de ma thèse.

Tu as cru avant moi dans mes résultats naissants, hésitants.

Tu t'étonnais, je crois, de mes doutes incessants.

Tu m'as offert tes conseils judicieux.

Sois remercié sincèrement.

(La lon**G**ue**U**r **I**nouïe de ton nom a **L**imité **L**es tentatives **O**ulipistes de **C**es **H**alletantes **E**preuves de remerciements **A**micaux et **U**ltimes).

Je l'ai déjà cité, jovial buveur de thé
Ou de chouchen, c'est avec un plaisir non
Simulé que je te remercie de ton
Esprit critique et de tes lectures attentives
Philippe, ta vigilance n'a d'égale que ta diligence
Hauts mercis à toi.

Nos réunions à Brest, Paris ou Rennes furent pour moi des foisonnements d'idées, de pistes et de projets. Je n'ai pu les mener tous à bien, mais j'y pense encore…

Les membres du Jury

Je remercie Jean-Loup Rubino, qui a accepté malgré la charge de son calendrier, et avant de connaître le nombre de pages du manuscrit, d'être rapporteur de ce travail.

Je remercie tout également Fabio Trincardi, lui aussi rapporteur de ce travail. J'espère ne pas avoir trop étiolé son estime de notre langue. Après Baudelaire et Perec, ses lectures ordinaires, le choc a du être terrible…

Je remercie Jean-Pierre Brun d'avoir accepté de participer à ce jury et de juger ce travail.

Ma reconnaissance va droit à Jean-Pierre Réhault, qui s'est intéressé à mon travail depuis quelques années et à mon sort de chômeur depuis quelque temps. Je suis très heureuse de le compter parmi les membres de mon jury.

Je suis aussi tout particulièrement heureuse de compter Jean-Claude Aloïsi parmi les membres de mon jury. La lecture de sa thèse d'État et de ses articles fut pour moi une source d'inspiration et d'exemple de rigueur scientifique pendant ma lente maturation scientifique.

Les chevaliers de l'ombre

Ils n'étaient pas impliqués officiellement dans cette thèse, mais ils se sont intéressés de (très) près à mon travail : Jean-Louis Olivet et Daniel Aslanian ont éclairé ma trajectoire scientifique de leur regard lumineux, ouvert, curieux, exigeant, sans concession. Puits de sciences et d'expérience ou maître nageur du verre d'eau, ils furent pour moi public à convaincre, oreilles attentives, détecteurs de sottises et inspirateurs pertinents. Et quand, chaque vendredi soir, le doute m'assaillait et me poussait à jeter tout au panier, ils m'écoutaient patiemment cherchant les failles actives de mes raisonnements boiteux, le fil à extraire de ma bouillie intellectuelle.

Ils m'ont tout simplement prévenu de l'envasement et des Papillons Blancs.

David Needham s'est aussi intéressé de près à mon travail ; il a lu et discuté une bonne partie de cette thèse, avec ce je-ne-sais-quoi dans la voix doux à mon oreille.

Mes collègues Ifremer

Plus d'une année de cette thèse a été consacrée à la création, à l'adaptation et à la modification des outils indispensables à la modélisation géométrique et au traitement des données grâce au dévouement et à l'efficacité de : Eliane Le Drezen
Michel Olagnon
Jean-François Bourillet
Daniel Aslanian
Hervé Nouzé
Gilles Lericolais

Mille mercis. Sans vous, ce travail n'aurait tout simplement pas pu aboutir. Nous avons travaillé ensemble dans la bonne humeur et je vois aujourd'hui avec soulagement que les outils que nous avons développés (autour de Sithere-Magma-Gmt et autres utilitaires) commencent à être réutilisés par les étudiants. Le temps passé n'aura pas été vain.

Merci à tous mes collègues du laboratoire qui ont toujours répondu à mes questions et enrichi mes connaissances : Gilles Lericolais, Jean-François Bourillet, Bruno Savoye, Bernard Dennielou, Claude Augris, Tania Marsset, Florence Cayocca, Pierre Cochonat, Gérard Auffret.

Merci à Pascal Pelleau et Benoît Loubrieu toujours prompts au soutien, efficaces dans l'action.

Merci à Ronan Apprioual et Gilbert Floch qui m'ont aidée lors du traitement des carottes.

Miquele Rotuno, Juan Baztan, Tadeu Dos Reis, étudiants de thèse, ont en commun le charme d'un accent, le goût de la discussion et le désir de comprendre, qui épicaient nos élucubrations scientifiques. Christine Fouchet a aussi fait partie du club, pendant son stage de DEA. Merci enfin aux étudiants de passage qui ont travaillé sur les données : Sylvie Honoré, Grégoire Maillet.

Mes collègues IFP-Rennes et autres

Merci à toute l'équipe de Rémi Eschard qui m'a accueillie lors de mes passages à l'IFP. En particulier un grand merci à Didier Granjeon, concepteur et indispensable guide de l'utilisateur de Dionisos. Merci à Brigitte Doligez qui m'a servie de relais entre les deux instituts.

Merci à mes collègues rennais, qui m'ont accueillie lors de mes passages éclairs. Un grand

merci en particulier à Stéphane Bonnet, Jean-Marie Quémener et Olivier Serrano, qui m'ont chacun leur tour, rendu bien des services.

Merci à Jean-Pierre Suc, Laurence Droz, François Guichard, Christian Gorini, Jean-Pierre Peypouquet, pour leur collaboration.

Un merci aux gardiens de l'IFP et de l'Ifremer qui ont toujours fermé les yeux sur mes horaires (trop) tardifs. Précieuses heures gagnées deci-delà teintées d'une complicité amicale.

La cellule de crise

Une fin de thèse est toujours difficile. Luis Fidalgo a partagé ma galère ; nous avons ramé ensemble vers la délivrance. Courage Luis, le rivage est proche.

Ils ont passé des heures, des jours, des nuits entières et des week-ends à numériser, légender, redessiner, mettre au propre la plupart des figures. Je ne sais comment vous remercier :

Daniel Aslanian, Christine Fouchet, Isabelle Thinon, Maryline Moulin, Paul Reder.

Enfin, aux amis qui ont maintenu ma tête hors de l'eau :

Daniel, Maryline, Jean-Louis, Hervé, Serge, Gilles, Agnès, Hugues, Jehanne, Christophe, Hélène, Pascal, Myriam, Luis.

A mes parents, mes frères et mes sœurs, mes neveux et mes nièces.

A Rennie.

INTRODUCTION

Les mécanismes actifs sur les marges dites passives sont nombreux et leurs interactions restent mal comprises tant au niveau structural (processus d'extension, d'amincissement, d'ouverture…) que sédimentaire (processus de dépôt et de transfert du continent au bassin profond, liaison avec les variations climatiques…). L'étude fondamentale des marges est d'ailleurs stimulée par plusieurs enjeux économiques : celui de l'industrie pétrolière d'une part, car la marge est la zone d'accumulation principale des roches mères et des réservoirs d'hydrocarbures, celui de l'exploitation des minerais pour l'extraction de sables, graviers, diamants… ; celui des activités côtières enfin, pour les activités de pêche, la gestion du littoral et de l'implantation humaine.

L'objectif de cette thèse, se replace dans ce cadre général ; elle vise à une meilleure compréhension de l'organisation et des mécanismes de dépôts en 4 dimensions, dans l'espace et dans le temps, des sédiments sur les marges. Pourquoi, quand a-t-on dépôt ? Quels sont les processus ? Qu'est-ce qui est enregistré et préservé ? Où et sous quelle forme ? Quelle est l'évolution au cours du temps, quels sont les facteurs de contrôle ? C'est donc l'histoire géologique de la région que l'on cherche à reconstituer tout en essayant de déterminer l'importance relative des différents paramètres ayant contrôlé la sédimentation et la préservation des strates successives et leur signification locale, régionale ou globale. La zone d'étude est le Golfe du Lion et plus spécifiquement la plate-forme continentale, siège des allers-retours de la mer.

La période de temps étudiée (le Quaternaire) est caractérisée par des variations climatiques périodiques importantes et des glaciations qui bouleversent l'équilibre de notre planète aussi bien à terre (modifications des températures, de l'humidité, de la végétation, de l'érosion, du mode et de l'intensité du transport sédimentaire, de la vie !…) qu'en mer (modifications des températures et de la salinité de l'eau de mer, du niveau eustatique avec des allers-retours de la mer d'une amplitude de plus de 100 m, des circulations, …). Les phénomènes glaciaires ont été reconnus et étudiés initialement à partir des traces laissées sur le continent. Une succession de grandes glaciations (Würm, Riss, Mindel, Günz, Donau et Biber) ont ainsi été mis en évidence. Mais, à terre, l'intensité des érosions successives ne permet qu'un enregistrement et une préservation très discontinue des dépôts qui ne révèle qu'une histoire géologique fragmentaire et incertaine. C'est en milieu marin où les sédiments s'accumulent continuement, que les paléoclimats peuvent être le mieux reconstitués. Ainsi, depuis une cin-

quantaine d'années, la paléoclimatologie Cénozoïque a fait des progrès considérables grâce aux forages marins profonds (riches en microfossiles) et aux carottes de glace associés au développement et à l'application de la biostratigraphie marine, de la méthode isotopique O^{18}/O^{16} et de la magnétostratigraphie. Les paléotempératures, les paléosalinités, la ventilation des masses d'eau,... sont ainsi reconstituées. Cependant, l'étude des sédiments pélagiques, seuls, ne fournit aucune indication sur les effets des variations du climat sur le système sédimentaire détritique : en particulier, l'ampleur des variations du niveau marin, les mouvements de la ligne de rivage, les variations d'apports à la côte, l'intensité de l'érosion, l'organisation des dépôts détritiques ne peuvent y être déterminés… C'est sur la marge, réceptacle des produits de l'érosion terrestre, dans les environnements du littoral, de la plate-forme et de la pente qu'il faut chercher la trace directe des glaciations successives, quand elle est préservée, c'est-à-dire quand la balance entre la quantité d'apports, l'espace disponible à l'accumulation des sédiments, et la quantité d'énergie transportant et redistribuant les sédiments est favorable, ce qui est loin d'être le cas des plate-formes en général. A cet égard, la marge du Golfe du Lion présente plusieurs qualités qui la rendent favorable à l'enregistrement stratigraphique des effets des glaciations et des cycles climatiques. D'une part, le Golfe du Lion est situé au débouché du Rhône et des rivières pyrénéo-languedociennes qui drainent les sédiments issus de l'érosion des glaciers montagneux des Alpes et des Pyrénées. D'autre part, la plate-forme du Golfe du Lion est une plate-forme à énergie faible à modérée, dominée par les vagues ; l'érosion et les remaniements liés aux phénomènes hydrodynamiques (courants tidaux, géostrophiques...) y sont donc limités. Enfin, la marge du Golfe du Lion est une marge passive non-orogénique récente (Oligocène), ce qui favorise, à priori, le taux de subsidence (et donc la création d'espace pour l'accumulation des sédiments au cours du temps).

L'analyse des dépôts quaternaires sur la plate-forme du Golfe du Lion n'est pas nouvelle. Deux modèles principaux bien distincts ont donc été proposés ; ils divergent à la fois sur les processus et les périodes de dépôt et sur la durée des séquences de dépôt.

• Aloïsi (1986) a décrit l'organisation et l'empilement sur la plate-forme languedocienne de 4 séquences déposées de la côte au rebord de plate-forme pendant une chute progressive du niveau marin relatif. Les séquences sont constituées par les dépôts de « haut à bas niveau » ; les corps sableux littoraux de bordure de plate-forme correspondraient aux rivages des plus bas niveaux. Aloïsi a proposé d'associer les surfaces d'érosion sommitales des séquences aux grandes phases glaciaires Mindel, Riss et Würm. La période de temps associée à chacune de ces séquences est donc de l'ordre de 100 000 ans.

• Tesson *et al.* à partir des années 1990 ont réinterprété les séquences de la plate-forme rhodanienne à partir du concept de « shelf perched lowstand wedges ». Les séquences sont constituées par des dépôts de chute mais les maximas de bas niveau marin ne sont pas déposés sur la plate-forme ; par ailleurs, les corps sableux de bordure de plate-forme sont interprétés comme des rivages intermédiaires déposés pendant la remontée du niveau marin relatif. L'ensemble des 5 ou 6 séquences préservées représenterait, pour ces auteurs, un seul cycle glaciaire/interglaciaire de 100 000 ans. La période de temps associée à chacune des séquences est donc considérée comme très courte (de l'ordre de 20 000 ans).

Nous tenterons, dans cette étude, d'apporter de nouveaux éléments permettant de préciser, d'amender, de contredire ou de proposer un nouveau modèle de dépôt des séquences sédimentaires qui met en exergue les relations entre les processus sédimentaires et les cycles climatiques quaternaires. Dans ce but, nous avons étudié de manière très détaillée, par la réalisation d'un modèle géométrique 3D haute résolution, les dépôts de la plate-forme moyenne à externe languedocienne, à partir d'un levé sismique THR dense réalisé dans la partie occidentale du Golfe du Lion. Cette zone est, en effet, la zone la plus propice de tout le Golfe du Lion pour l'enregistrement des séquences successives sur la plate-forme. C'est la zone du golfe où la plate-forme est la plus large ; elle est éloignée de la source principale d'apport constituée par le Rhône ; elle se situe à l'aplomb du graben central oligocène ce qui est favorable, *a priori*, au maintien d'une subsidence non négligeable.

Une part importante de notre étude a été dédiée à l'intégration de notre investigation dans un cadre thématique, spatial et temporel plus large. D'une part, parce que l'histoire sédimentaire est liée au contexte structural et aux changements climatiques globaux qui affectent les taux et les modes d'apport, de dépôt et de préservation des sédiments. D'autre part parce qu'une vision générale des facteurs, de leur caractéristiques, de leur causes et de leur conséquences sur le système sédimentaire est indispensable pour donner un sens à une étude locale et limitée dans le temps, pour guider les interprétations et

les modélisations et vérifier la cohérence des modèles géologiques proposés.

Ce mémoire s'organise en trois grandes parties :

La première partie est une synthèse thématique et régionale

Le chapitre I présente une reflexion générale sur la sédimentation sur les marges et sur le développement de ses méthodes d'étude. Nous proposons en particulier, une revue et une analyse critique de la Stratigraphie Sismique et de la Stratigraphie Séquentielle et une description de l'apport récent des modélisations stratigraphiques (analogiques et numériques).

Le chapitre II propose une synthèse des caractéristiques générales spécifiques au Golfe du Lion, structurales d'une part, climatiques, hydrodynamiques et sédimentaires d'autres part et leur évolution au cours du Quaternaire. Enfin, les interprétations successivement proposées sont résumées.

La deuxième partie concerne les données utilisées et leur analyse

Le chapitre III présente la zone d'étude, la méthodologie mise au point pour la cartographie en trois dimensions des unités, la reconnaissance d'un motif de dépôt PI/PII et la description de l'ensemble des unités sismiques reconnues et cartographiées en trois dimensions.

Le chapitre IV présente les données de carottages qui échantillonnent les unités superficielles, leur analyse lithologique, faunistique, palynologique… Une corrélation à la courbe eustatique du dernier cycle glaciaire/interglaciaire est proposée ainsi qu'une corrélation aux faciès sismiques.

La troisième partie présente les interprétations

Le chapitre V propose une interprétation du motif sédimentaire PI/PII (S5) sub-affleurant (en terme de processus et de chronologie) et une hiérarchisation des unités sismiques sous-jacentes en cinq séquences majeures de dépôt (S1 à S5). L'architecture des séquences permet de déterminer plusieurs ordres de grandeur de cycles de variations du niveau marin relatif. Enfin, on propose une interprétation des phénomènes hydrodynamiques actifs en bordure de plate-forme d'après les géométries de dépôts (fonctionnement des canyons…).

Le chapitre VI présente les simulations stratigraphiques réalisées. Plusieures hypothèses géologiques sur la durée des séquences de dépôt sont testées (20 000 et 100 000 ans).

Le chapitre VII intègre l'étude dans l'ensemble du Plio-quaternaire et montre que le scénario établi à l'échelle du Quaternaire supérieur est cohérent au sein de l'histoire plioquaternaire (en particulier la subsidence).

Première Partie :

Bibliographie thématique et régionale

Enregistrement des cycles climatiques de 100 000 ans.

Chapitre I

La sédimentation sur les marges passives : contexte et méthodes

Enregistrement des cycles climatiques de 100 000 ans.

INTRODUCTION

Notre propos, dans ce chapitre, est de résumer le contexte général de la sédimentation sur les marges passives divergentes et de détailler ses méthodes d'étude. Pour ce faire, nous présenterons d'abord un bref résumé concernant la formation et les caractéristiques des marges passives, réceptacles privilégiés des sédiments détritiques, puis nous proposerons une revue de l'ensemble des facteurs qui influencent la sédimentation ; la majeure partie de cette partie sera ensuite consacrée aux méthodes d'analyse des dépôts (principes de stratigraphie sismique et séquentielle) à l'aide d'une analyse historique et critique des modèles proposés, en tâchant de mettre en lumière leurs points forts et leurs faiblesses. Enfin, nous présenterons les caractéristiques et les apports des modélisations stratigraphiques (analogiques et numériques).

A - LES MARGES PASSIVES ET LEUR SÉDIMENTATION

1. La marge : lieu de rupture et d'amincissement de la croûte continentale

Dans les océans actuels, les différentes structures se répartissent en 4 grandes catégories (superficie en million de km (Mkm) et pourcentage de la superficie océanique totale) : les dorsales (118 Mkm ≈ 33 %), les bassins océaniques (151 Mkm ≈ 42 %), les fosses, les arcs insulaires et les rides intraplaques (17 Mkm ≈ 5 %) et les marges (73 Mkm ≈ 20 %). Classiquement, on distingue deux grands types de marges (identifiés par Suess dès 1904 *in* Blanc, 1982) : d'une part, les marges actives, liées aux phénomènes de subduction de la lithosphère océanique et caractérisées par leur sismicité, leur volcanisme associé et leur structure avec fosses et arcs ; d'autre part, les marges passives issues de la fragmentation de la lithosphère continentale en contexte extensif ou décrochant, avec respectivement les marges passives divergentes et les marges transformantes[1].

La genèse des marges passives formées en contexte de divergence de plaques comporte deux stades : le stade de déchirure ou rupture (formation du *rift* continental) et le stade d'ouverture (formation d'une lithosphère océanique)[2]. C'est entre le domaine continental, où la croûte est épaisse (≈ 30 km en moyenne) et le domaine océanique où la croûte est mince (≈ 6 - 7 km en moyenne) que se situe la marge ; elle est caractérisée, dans sa majeure partie, par une croûte continentale normale puis amincie. La première étude structurale majeure d'une marge passive fut menée par Drake en 1959 sur la marge orientale d'Amérique du Nord (Drake, Ewing *et al.*, 1959). Heezen (Heezen, 1968) et Sheridan (Sheridan, 1969) mirent en exergue la nature transitionnelle des marges passives et l'importance de la subsidence qui leur est associée. Ensuite, plusieurs auteurs se sont intéressés aux processus et mécanismes sous-jacents. Sleep (Sleep, 1971), par exemple, a discuté des effets du refroidissement de la lithosphère et évoqué les conséquences de l'érosion des marges soulevées pour la formation des bassins. Walcott (Walcott, 1972) a examiné la subsidence par charge et flexure d'une lithosphère refroidie et rigide. L'introduction du modèle d'étirement proposé par McKenzie en 1978 (McKenzie, 1978) à partir de données sur la mer Égée, va profondément influencer la manière de penser de l'ensemble de la communauté des géosciences. Son modèle sera appliqué par de nombreux auteurs pour expliquer le développement

[1] Les morphologies et les structures résultantes sont très différentes dans les deux cas.
[2] L'origine de la rupture continentale et de la formation des rifts puis des marges reste aujourd'hui encore assez énigmatique, ou du moins controversée.

des marges passives (Le Pichon et Sibuet, 1981 par exemple). En 1985, Wernicke propose un modèle de cisaillement pur (sur faille de détachement) (Wernike, 1985). Aujourd'hui de nombreux modèles tentent d'incorporer des éléments de ces deux modèles principaux, mais la question des mécanismes de formation des marges passives est loin d'être résolue.

2. La marge : substratum des séries sédimentaires

Pendant les stades de formation de la marge, la tectonique est le facteur premier de contrôle de la sédimentation : les zones soulevées (épaules du *rift*) sont soumises à une érosion intense, dont le produit s'accumule dans les zones basses, vers le fossé central du rift où la subsidence initiale (liée à l'amincissement crustal) est importante et rapide, et forme les séries *syn-rift*. Pendant la phase d'accrétion, la subsidence devient essentiellement thermique (refroidissement-alourdissement de la lithosphère) : la sédimentation est alors dite *post-rift*, ses caractéristiques (que l'on présentera dans le paragraphe suivant) résultent de la combinaison de nombreux facteurs (*cf*. sous-chapitre B). Plusieurs types de marges peuvent être distingués, en particulier, les marges volcaniques, les marges salifères, les marges plus ou moins sédimentées.

En fonction de la nature, de la morphologie et de la proximité des continents, principale source des sédiments détritiques, la morphologie initiale de la marge donc du socle, peut être progressivement modifiée. Dans le cas d'apports faibles, le rebord de plate-forme[3] correspond à la limite du fossé central et la rupture de pente qui le marque correspond à la faille normale la plus proche de l'ancien rift : on a une marge maigre (cas de la marge Celtique par exemple). Dans le cas d'apports importants, la sédimentation est caractérisée par des séquences successives progradant vers la mer et « débordant » la limite structurale initiale du rift : on a une marge grasse. Dans les cas les plus extrêmes, la progradation peut dépasser la limite crustale continent-océan (cas du Niger et de la marge Est-Atlantique par exemple) (Boillot et Coulon, 1998).

La subsidence thermique associée à la subsidence créée par l'effet de surcharge sédimentaire (conformément au principe d'isostasie) exerce un contrôle sur l'accumulation plus ou moins importante de sédiments sur la marge.

3. La marge : différents domaines morphologiques

On distingue 4 provinces physiographiques sur une marge continentale passive divergente : la plate-forme (Mill, 1888 *in* Howell, 1960), la pente[4] (Lake, 1915 *in* Howell, 1960), le glacis (Heezen, Tharp *et al.*, 1954) et la plaine abyssale (fig. I-1).

• La plate-forme continentale est la zone submergée qui prolonge directement le continent[5]. Les plates-formes sont faiblement inclinée (1 - 2 m/km en moyenne[6]) et représentent 8 % de la superficie totale des océans (la marge entière en occupe 20 %). La plate-forme présente des profondeurs faibles ; sa limite interne correspond au niveau zéro de bathymétrie, sa limite externe (*shelf break*) se situe vers 130 m en moyenne et sa largeur moyenne est de 70 km.

• La pente continentale est plus fortement pentue (25 - 70 m/km[7]) et couvre des profondeurs allant de 100 - 200 m à 3 000 - 4 000 m. Les pentes continentales représentent à elles seules 25 Mkm soit 7 % de la superficie totale des océans (la marge entière en occupe 20 %). Sa limite interne correspond à la rupture de pente (*shelf break*) reconnue dès 1725 par De Marsili (*in* Vanney et Stanley, 1983) ; elle peut être entaillée par des canyons. En général, la pente s'étend sur une largeur de moins de 200 km, avec une moyenne de l'ordre de 50 km.

• Le glacis dit continental correspond à la province où la pente redevient relativement faible (1,5 - 10 m/km[8]). Il est situé dans les zones profondes (4 000 - 5 000 m) et représente une zone d'accumulation des sédiments issus du continent et déposés en pied de pente. Les glacis représentent 19 Mkm soit 5 % de la superficie totale des océans. Ce glacis peut-être localisé sur la croûte continentale amincie et/ou sur la croûte océanique.

• La plaine abyssale prolonge le glacis. Elle est

[3] Voir la définition de la plate-forme au paragraphe suivant.
[4] Ces deux provinces, la plate-forme et la pente, existent aussi dans le cas de certaines marges actives, où les premières sont particulièrement étroites, les secondes particulièrement importantes.
[5] Au cours de la dernière glaciation, les plates-formes étaient en grande partie émergées et représentaient 16 % de la superficie totale des continents.
[6] Soit 0,1 - 0,2 % ou 0,05 - 0,1°.
[7] Soit 2,5 - 7 % ou 1,5 - 4°.
[8] Soit 0,15 - 1 % ou 0,1 - 0,6°.

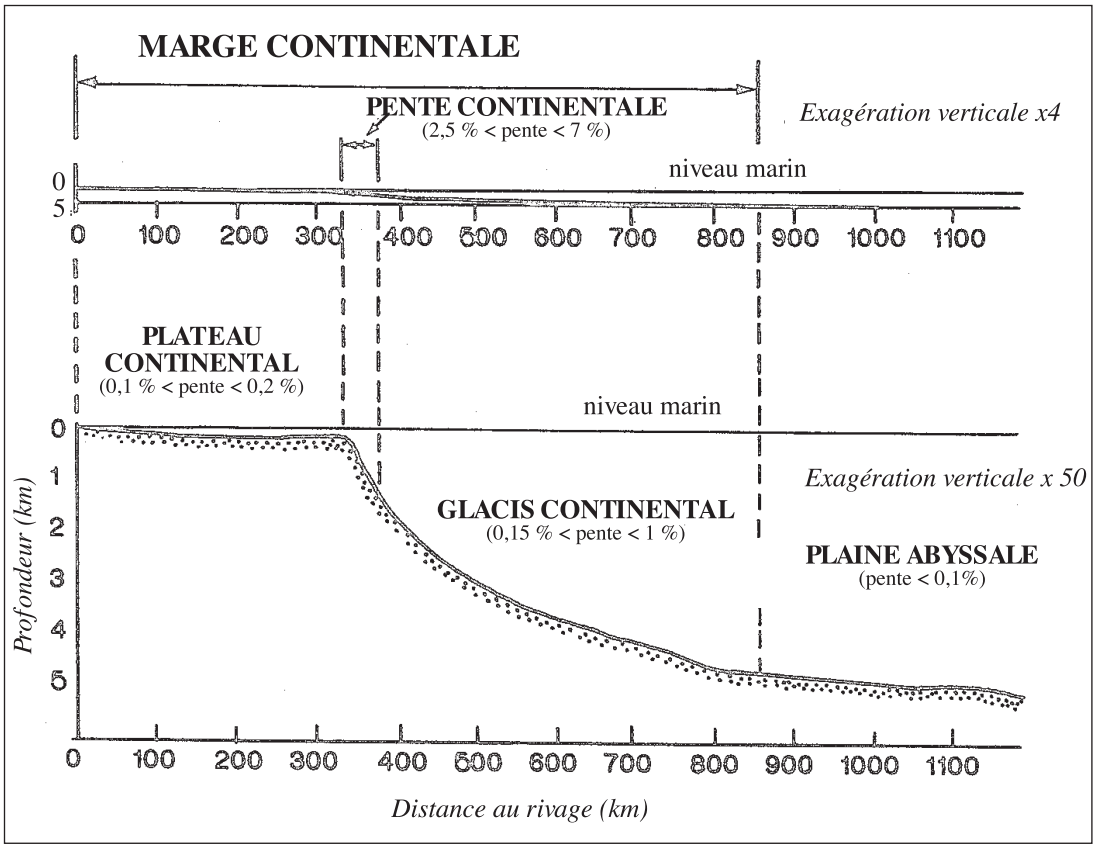


Figure I-1
Domaines morphologiques des marges continentales passives (modifié de Cojan et Renard, 1997).

caractérisée par une pente très faible, inférieure à 1 m/km[9]. Les dimensions, profondeurs et pendages des provinces, sont très variables à l'échelle du globe car leurs caractéristiques morphologiques sont intrinsèquement liées à l'histoire tectonique, climatique et sédimentaire de chaque marge. Ainsi, la largeur des plates-formes varie en réalité de quelques kilomètres à plus de 350 km au large de Terre-Neuve[10] ou à l'Est de l'Argentine par exemple et même 500 km en mer de Chine de l'Est. La profondeur de leur limite externe (*shelf break*) est aussi très variable : de 50 m à plus de 450 m (Antarctique). En Méditerranée, la largeur de la plate-forme peut atteindre 300 km (Golfe de Gabès) ; par contre la plate-forme disparaît le long des Alpes-Maritimes (en liaison avec l'orogène alpin) mais s'élargit à nouveau dans le Golfe du Lion. La distinction entre les marges passives (s. s.) et les marges passives en contexte synorogénique est donc primordiale (Gueguen, 1995).

La topographie de la plate-forme varie aussi en fonction du contexte paléoclimatique et/ou hydrodynamique : elle est plutôt lisse dans les zones où une large plaine côtière existe sans être soumise aux glaciations ; elle devient rugueuse dans les zones à arrière-pays montagneux, rugueuse et large dans les zones affectées par les glaciations. Dans ce dernier cas, la plate-forme peut être incisée de profondes vallées (> 200 m) (prolongeant les fjords par exemple dans le Golfe de Maine). Sur les marges carbonatées tropicales, les récifs sont fréquents sur sa partie externe.

En résumé, la morphologie d'ensemble des marges continentales passives de divergence dépend : 1) du contexte tectonique de formation et d'évolution de la marge, 2) du contexte climatique et hydro-sédimentaire auquel est soumise la marge. Dans les paragraphes suivants, nous détaillerons les aspects sédimentaires des marges par le biais d'une synthèse des différents facteurs influant sur la sédimentation, leur évolution au cours du temps et les méthodes utilisées pour reconstituer l'histoire géologique.

[9] Soit 0,1 % ou 0,05°.
[10] Globalement, les plates-formes sont larges en Arctique.

B - LES FACTEURS INFLUANT LA SÉDIMENTATION

1. Causes globales

La Terre est une planète active dont les moteurs internes et externes ont conduit à la différenciation d'une géosphère[11], d'une hydrosphère, d'une atmosphère et d'une biosphère tout à fait singulières, qui se trouvent dans un état d'équilibre dynamique complexe où toute modification d'une des « sphères » se répercute sur les autres (fig. I-2). La dynamique de la Terre est permise grâce aux deux sources principales d'énergie primaire qui sont :

• l'énergie interne[12] (chaleur initiale, radioactivité…) ;

• l'énergie solaire (rayonnement électromagnétique).

Une autre source d'énergie joue aussi un rôle important : la gravité (énergie potentielle et cinétique) qui gouverne le transport des particules.

Ces énergies interagissent sur les différentes sphères terrestres et se répercutent sur la formation et la répartition des sédiments.

a. De l'énergie solaire aux paléoclimats

La quantité d'énergie émise par le Soleil (constante solaire) est, malgré son nom, variable dans le temps et fonction de la rotation du Soleil, du développement des tâches solaires et du cycle d'activité solaire (11 ans). Mais c'est surtout la **répartition** de cette énergie à la surface de la Terre et dans le temps qui est très hétérogène du fait du mouvement de la Terre dans le système solaire. Ces mouvements sont définis par les paramètres orbitaux qui sont (fig. I-3a) :

• l'excentricité (e), qui caractérise l'ellipse décrite par la Terre autour du Soleil dans le plan de l'écliptique[13] : sa périodicité est de 365,25 jours ;

• l'obliquité (e), qui caractérise l'angle entre l'axe de rotation de la Terre et la perpendiculaire à l'écliptique, sa valeur actuelle est de 23° 25', la durée actuelle de rotation de la Terre sur elle-même étant de 23 h 56 ;

• la précession (w), qui caractérise le mouvement de l'axe de rotation autour du nord de l'écliptique (qui décrit un cône) ; sa périodicité est de 26 ka[14].

L'existence de ces mouvements astronomiques implique des variations spatiales de l'insolation et donc de distribution des températures à la surface

[11] La géosphère comprend la lithosphère et les couches internes de la Terre (manteau, noyau).
[12] L'énergie interne ne représente qu'à peine le millième de l'énergie solaire (*in* Cojan, 1997).
[13] Le plan écliptique est aussi appelé plan orbital.
[14] Ce mouvement est dû à l'attraction gravitationnelle du soleil et de la lune sur le renflement équatorial terrestre.

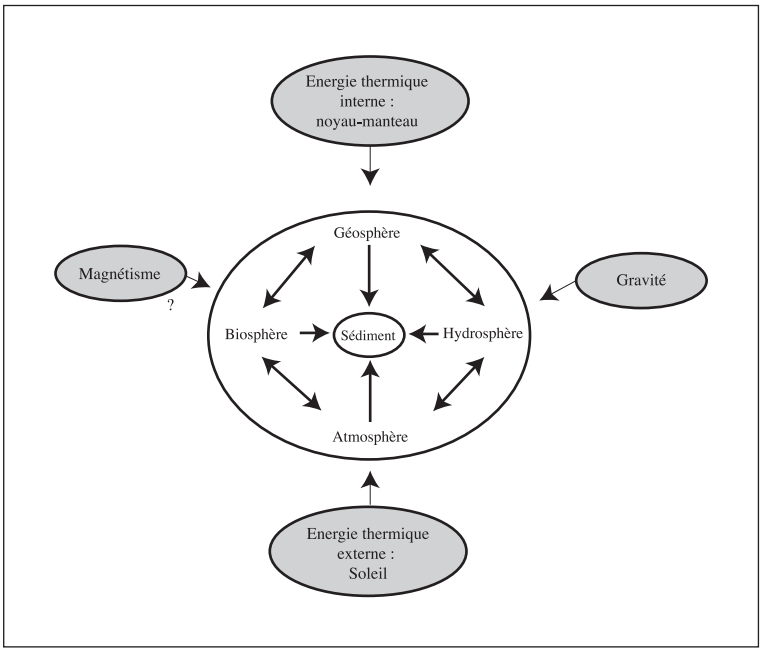


Figure I-2
Intéraction des énergies terrestres et répercussion sur le sédiment.

du globe en fonction de la latitude (plus élevée à l'équateur qu'aux pôles à cause de l'incidence des rayons par rapport à la surface terrestre), des saisons (variation de la distance Terre-Soleil et précession des équinoxes) et de l'heure (rotation de la Terre sur elle-même).

Or les paramètres orbitaux décrits précédemment sont eux-mêmes variables de manière quasi cyclique, ce qui explique, d'une part, les variations climatiques à long terme (c'est la théorie astronomique des climats développée par Milankovitch (Milankovitch, 1920), reprise et actualisée récemment par Berger (Berger, 1977, 1988 ; Berger et Loutre, 1992)), d'autre part, les perturbations du géoïde et de la magnétosphère (liées en particulier aux variations de rotation) (Mörner, 1986).

• L'excentricité varie à cause des interactions gravitationnelles de l'ensemble des planètes du système solaire ; ses fluctuations ont une périodicité moyenne de **T ≈ 100 ka** avec deux composantes T ≈ 95 ka et T ≈ 124 ka ; une cyclicité à **T ≈ 404 ka** est aussi surimposée (estimation pour les 3 derniers Ma) (Berger et Loutre, 1992). Sur des échelles de temps plus grandes, des cyclicités à 1 300 ka et 2 Ma semblent aussi reconnues (De Boer et Smith, 1994).

L'obliquité varie entre 22° et 24° 30' avec une quasi-périodicité de **T ≈ 41 ka** (quand l'obliquité est maximale, les pôles pointent vers le Soleil et reçoivent plus d'énergie ce qui permet la fonte des glaces continentales).

• La combinaison de la précession et de l'excentricité induit une quasi-périodicité moyenne de **T ≈ 21,7 ka** avec une double périodicité de 19 t 23 ka (Berger, 1977). Au cours du temps, le moment où la Terre pointe vers le Soleil ne correspond pas à la même position de la Terre sur son orbite ; on aura donc des maxima d'insolation tous les ≈ 22 ka (fig. I-3b). La combinaison de ces différentes cyclicités entraîne des variations de l'insolation au cours du temps en un point donné, avec une succession de minima (froid) et de maxima (chaud) (fig. I-4)[15].

La répartition hétérogène des températures dans l'espace terrestre entraîne des échanges thermiques et des échanges de matière. C'est là l'origine des circulations atmosphériques (genèse du vent) et océaniques (genèse des courants océaniques).

Les radiations solaires, maximales actuellement au niveau de l'équateur, déterminent, à l'échelle globale, la circulation atmosphérique et le développement des systèmes dominants des courants de surface. Ces grands circuits de courants planétaires, englobant tous les océans, ont une durée de parcours voisine de 1 000 ans.

Le mouvement circulaire (gyre) des courants de l'Atlantique Nord fourni un exemple d'un tel système. Celui-ci comprend le Gulf Stream (courant chaud) qui circule en surface vers le Nord et transporte plus de cent fois le volume d'eau de l'ensemble des rivières du monde. Cette eau, au cours de son déplacement, est progressivement refroidie et en partie évaporée. Son mouvement est contrebalancé par celui de masses d'eau au fond de l'océan (courants de retour) (circulation thermohaline[16]). Les masses d'eau froides et denses se forment, entre autres, dans la Mer de Weddell (*Antartic Bottom Water*) et du Groenland.

Dans son ensemble, la circulation océanique est complexe et tributaire des processus physiques propres aux masses d'eau (turbulence, mélange…). Elle est également fonction de la rotation de la Terre (force déflective de Coriolis) et de la physiographie (distribution des continents et des reliefs sous-marin).

L'évolution de la répartition des énergies dans le temps entraîne d'incessantes modifications de

[15] Les périodes des cyclicités (et les amplitudes) données ici, varient en réalité au cours des temps géologiques. La diminution de la distance terre-lune et de la longueur du jour, entre autres, induisent une diminution des périodes fondamentales de précession et d'obliquité. Il y a 2 500 Ma (Précambrien) les périodes de précession auraient été de 11,3 et 12,7 ka (au lieu de 19 et 23 ka actuellement) et les périodes d'obliquité de 16,7 et 18,5 ka (au lieu de 41 et 54 ka actuellement) (Berger et Loutre, 1994).

[16] liée aux différences de température et de salinité.

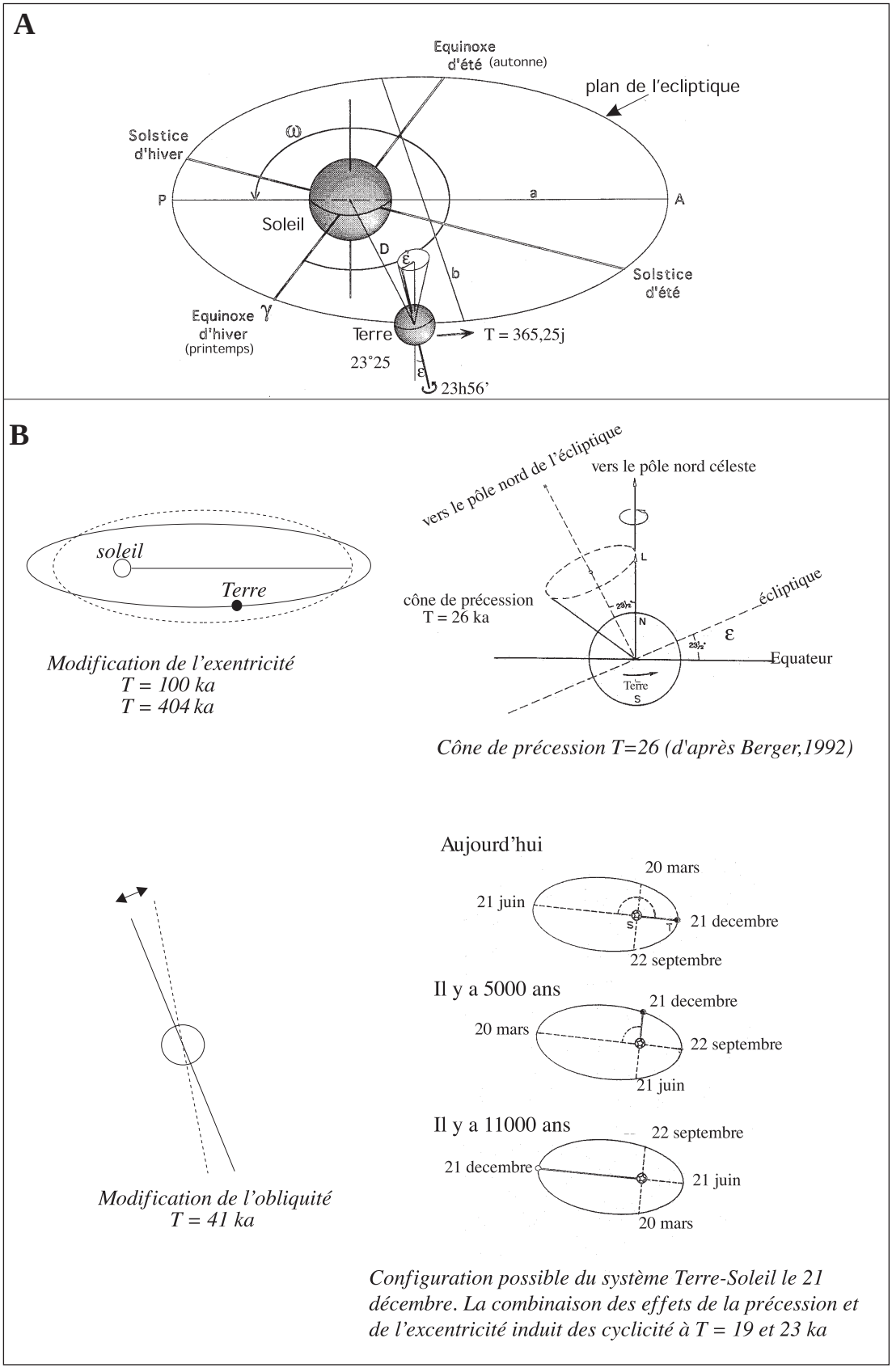


Figure I-3A
Élements de l'orbite terrestre actuelle (dessiné par B. Dennielou d'après Berger, 1988).
a et b : axe de l'ellipse de l'orbite terrestre autour du soleil ;
a/b = e : exentricité de l'ellipse ;
ε : obliquité ;
ω : longitude du péritétie (P) par rapport à l'equinoxe ;
D : distance Terre-Soleil.

Figure I-3B
Évolution astronomiques : cyclicités.

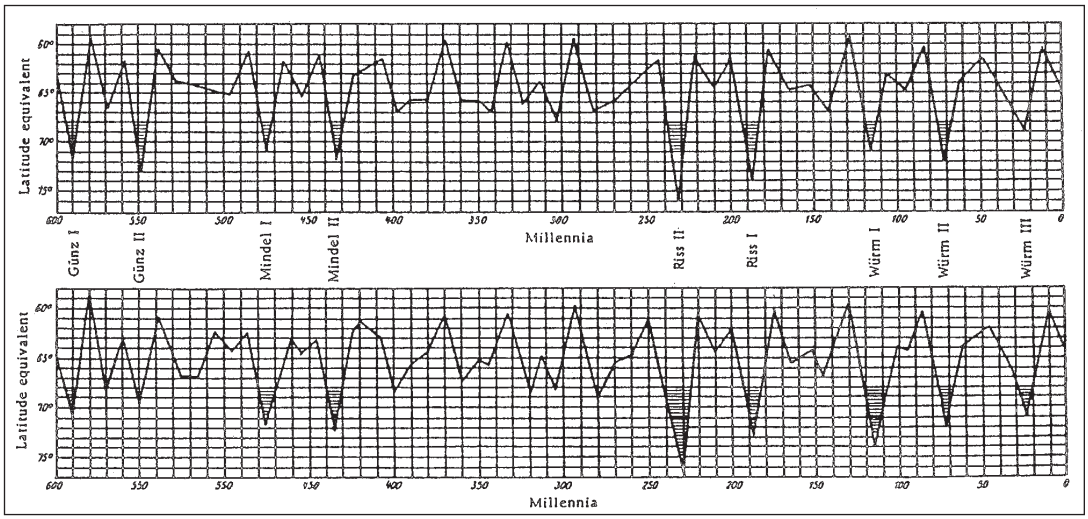


Figure I-4
Variations d'insolation pendant le mois de juin au cours des derniers 600 Ka BP pour un point de l'hémisphère nord. Les minimas principaux sont mis en relation avec les principales périodes glaciaires (Milankovitch, 1941).

ces circulations. Le couplage mécanique et thermique entre l'atmosphère et l'océan joue un rôle de régulation et de rééquilibrage des perturbations et est à l'origine de l'évolution des climats, des circulations (courants océaniques) et indirectement de l'érosion, du transport, et de la sédimentation.

b. De l'énergie interne à l'environnement sédimentaire

L'énergie interne terrestre a plusieurs origines : l'énergie initiale de formation, emmagasinée lors de la formation de la planète[17], l'énergie de différenciation des différentes enveloppes, l'énergie de friction entre ces enveloppes et surtout l'énergie dégagée par la désintégration des atomes radioactifs[18]. Cette énergie ne s'évacue pas de manière homogène à la surface de la Terre du fait de la répartition des continents et des océans. Le flux moyen (0.05 $W.m^{-2}$) est faible par rapport à l'insolation solaire, mais peut atteindre une valeur 10 fois plus forte au niveau des dorsales. L'énergie interne va libérer une importante quantité de chaleur qui se propage vers l'extérieur par convection. L'asthénosphère chaude remonte sous les dorsales et la lithosphère océanique refroidie plonge dans les zones de subduction[19]. La dissipation de l'énergie interne donne naissance au cycle dynamique qui conduit au renouvellement des fonds océaniques et aux mouvements des plaques.

La géodynamique interne a de nombreuses conséquences sur le fonctionnement des enveloppes externes de la Terre (via la géosphère, l'hydrosphère, la biosphère et l'atmosphère). La disposition des continents influe sur les courants océaniques[20] ; elle a aussi un rôle fondamental sur l'effet des changements du climat. Au moment d'un refroidissement, la présence ou non d'un continent au niveau des pôles, permettra le piégeage des précipitations sous forme de glace, augmentera l'albédo[21] (moins d'énergie solaire captée) et donc favorisera le refroidissement, l'initiation d'une période de glaciation, la diminution du niveau absolu de la mer et modifiera les caractéristiques de la sédimentation.

Les phénomènes internes (associés aux phénomènes externes) influent aussi sur la géochimie de l'eau de mer (teneur en CO^2) et sur la biogéochimie.

Enfin et surtout, la géodynamique interne, la tectonique des plaques crée bassins et montagnes qui vont gouverner directement la sédimentation de sa source à son réceptacle.

2. Les facteurs influant sur la sédimentation

La sédimentologie a une position centrale pour la compréhension de l'histoire de la planète car elle se situe à la croisée des interactions entre géosphère-hydrosphère-atmosphère-biosphère par l'intermédiaire du sédiment (*cf.* fig. I-2). En effet, le sédiment est le produit de l'érosion mécanique, biolo-

[17] Il s'agit de l'énergie gravitationnelle liée à l'accrétion initiale de la Terre.
[18] La libération de toute cette énergie refroidit la planète, l'existence des mouvements différentiels diminue progressivement sa vitesse de rotation.
[19] Les mécanismes de la convection restent mal compris ; plusieurs questions restent en suspend, par exemple : existent-il plusieurs niveaux de convection ? Les cellules de convection sont-elles variables dans le temps ?
[20] La déchirure Est - Ouest de la Téthys a permis l'établissement des courants équatoriaux par exemple.
[21] C'est la fraction du flux incident renvoyé par réflexion à la surface de deux milieux.

gique et chimique de la géosphère soumise aux attaques de l'atmosphère et de l'hydrosphère qui transportent ensuite le sédiment détritique vers les zones sous-marines où il se mélange aux produits de la biosphère.

Cette position stratégique confère à la discipline tout son intérêt mais aussi toute sa complexité. Les conditions de sédimentation dépendent de nombreux facteurs variables dans le temps et souvent interdépendants.

a. Hiérarchisation des facteurs influençant la sédimentation

Au moins une douzaine de facteurs ont été reconnus, depuis longtemps, comme ayant une influence majeure sur la distribution des faciès et leur variabilité. On peut citer parmi les facteurs principaux : le climat, l'hydrodynamisme, la tectonique, les zones sources, l'altération, l'érosion, le transport, l'eustatisme, la morphologie, la physico-chimie, l'activité biologique, la compaction, la diagenèse…

Les facteurs principaux cités par exemple par Reading (1996) sont :

1- les apports ;
2- le climat ;
3- la tectonique et la subsidence ;
4- la variation du niveau marin ;
5- le forçage orbital ;
6- les processus sédimentaires intrinsèques ;
7- les processus physiques ;
8- l'activité biologique ;
9- la chimie de l'eau ;
10- le volcanisme ;
11- la sédimentation normale et catastrophique ;
12- les taux de sédimentation-préservation.

Mais ce genre de liste masque l'importance relative des facteurs. Parmi ces 12 facteurs, Reading (1996) qualifie d'universels le climat et la tectonique. Il reconnaît que l'effet de chacun de ces facteurs sera différent en fonction du type d'environnement. Ainsi, par exemple, les variations du niveau marin vont avoir une influence fondamentale dans les zones littorales et peu profondes, une influence moindre dans les bassins profonds.

L'un des problèmes fondamental en sédimentologie est de déterminer quelle est l'importance relative de ces facteurs et quel est leur impact sur l'organisation sédimentaire. On cherche à distinguer des facteurs de premier, deuxième ou de troisième ordre. Plusieurs raisonnements peuvent être proposés pour hiérarchiser ces facteurs, on peut raisonner :

1- À partir du sédiment : l'observation des caractéristiques des séries sédimentaires et l'analyse du fonctionnement des systèmes sédimentaires permet d'identifier un certain nombre de paramètres qui influencent directement la sédimentation. Il s'agit, par exemple, du flux sédimentaire, de l'accommodation, des caractéristiques de transport. Les facteurs sont classés en fonction de leur nature interne ou externe au système (allocyclisme/autocyclisme *Cf.* paragraphe suivant).

2- À partir des causes : les variations des paramètres orbitaux et de la géodynamique profonde sont reconnues. La difficulté est de déterminer de quelle manière ces variations se répercutent sur la sédimentation aux différentes échelles (globale, régionale, locale).

3- À partir du type d'influence : certains facteurs influent sur le contexte général de la sédimentation (sans variation dans le temps), d'autres sont caractérisés par leur variabilité cyclique ou acyclique, d'autres par leur nature aléatoire.

La notion de hiérarchisation des facteurs dépend toujours de l'échelle d'investigation. Un facteur secondaire à grande échelle peut-être critique à plus petite échelle.

b. Facteurs globaux, régionaux et locaux

On a déjà présenté au paragraphe 1.1, les facteurs globaux : il s'agit des paramètres orbitaux de la Terre qui contrôlent l'évolution des climats et des circulations ou plus précisément de l'hydrodynamisme[22] (s.l.) et des paramètres internes qui qui sont les moteurs de la géodynamique et de la tectonique (s.l.).

Comment ces facteurs globaux agissent-ils jusqu'au sédiment ?

• Le climat a des implications multiples et directes : en domaine terrestre sur la végétation, la faune, le développement des sols, des évaporites, le ruissellement, l'érosion, l'altération, la chimie, le transport par les fleuves ; en domaine marin sur la flore, la faune, la salinité, l'hydrodynamisme, l'eustatisme…

• L'hydrodynamisme a des implications direc-

[22] Qu'est ce que l'hydrodynamisme ? L'adjectif hydrodynamique (terme créé en 1738) définit ce qui est « relatif aux mouvements des liquides » (*in* Le Nouveau Petit Robert, 1996). L'hydrodynamisme en ce sens (s.l.) est donc, étymologiquement, la science qui étudie le mouvement des liquides.
L'ensemble des forces s'exerçant sur ou exacées par des liquides (traduction du Webster's dictionary).

tes sur l'érosion du littoral, le transport sédimentaire, l'érosion marine, la chimie, la flore et la faune (*upwelling*), l'espace disponible…

• La géodynamique (s. l.) a des implications directes sur l'accommodation, l'érosion, les sources, le transport, le flux sédimentaire, la géomorphologie, la compaction, la diagenèse, le climat, la faune, la flore, l'hydrodynamisme (mer fermée)…

On notera que, si sa cause primaire est globale, l'évènement concerné se répercutera à plusieurs échelles : à un niveau global d'une part mais aussi par effet indirect à un niveau régional et local. Par exemple, la tectonique peut avoir un effet global (mondial), régional (échelle du bassin) et local (faille). La notion d'échelle d'action des facteurs est une autre hiérarchisation possible des facteurs de contrôle de la sédimentation.

c. Allocyclisme/autocyclisme

Les facteurs influant sur la sédimentation et créant les séquences de dépôt (les cyclothèmes dans la définition originelle de Beerbouwer) ont classiquement été partagés entre facteurs allocycliques et facteurs autocycliques (Beerbouwer, 1964 *in* Guillocheau, 1990). Cette distinction se fait par rapport au système de référence qui est le système sédimentaire[23] considéré (par exemple le bassin). Les facteurs allocycliques sont dus à des variations des paramètres externes au système sédimentaire. Les facteurs autocycliques sont liés aux processus internes du système sédimentaire. Soulignons, par ailleurs, la nécessité de distinguer les facteurs influant sur la sédimentation et les facteurs susceptibles de créer des cycles ou des séquences. La notion de cyclicité implique une variabilité dans le temps des facteurs. Par exemple une vitesse de subsidence constante ne crée pas de cycle, seules des variations de vitesse de subsidence créent des cycles (Guillocheau, 1995).

Quels sont les facteurs autocycliques ? Dans l'ouvrage récent « Stratigraphie, terminologie française » rédigé par le Comité Français de Stratigraphie (CFS, 1997), on trouve la définition suivante : « Autocycle, autocyclicité : cycle dépendant de facteurs internes au système de dépôt (migrations d'un système fluviatile méandriforme, subsidence, apports sédimentaires, taux d'accumulation, chimie de l'eau, bioproduction, etc.). Les autocycles sont surtout représentés dans les milieux continentaux, littoraux, et de plate-forme ». Leur continuité spatiale est en général limitée, leur apparition et leur répartition sont aléatoires. Les migrations latérales des chenaux et des lobes en environnement fluviatile, deltaïque ou profond sont fréquemment citées (Einsele, Ricken *et al.*, 1991 ; Aigner, Brandenburg *et al.*, 1990, Lafont, 1994), les tempestites (dépôt de tempêtes) et les séquences turbiditiques aussi (Einsele, Ricken *et al.*, 1991). L'ensemble des processus dit « hydrodynamiques » sont en général placés dans cette catégorie (Guillocheau, 1995 ; Proust, 1992). Ces auteurs considèrent que les processus hydrodynamiques contrôlent la répartition des sédiments et qu'ils agissent d'une manière moins importante que les facteurs allocycliques (Guillocheau, 1990)[24]. L'autocyclicité est fonction du type de dépôts : certains types de dépôts enregistrent plus facilement que d'autres les phénomènes autocycliques (lobes deltaïques par opposition aux boues déposées au large).

Quels sont les facteurs allocycliques ? Dans l'ouvrage cité précédemment C.F.S. (1997), on trouve la définition suivante : « Allocycle, allocyclicité : cycle dépendant d'un facteur externe oscillant comme l'eustatisme, le climat qui a son tour peut agir sur les facteurs internes. Les allocycles sont caractéristiques des milieux protégés de la dynamique de surface comme les bassins océaniques ». Les facteurs les plus souvent cités dans cette catégorie sont l'eustatisme, la tectonique et les apports (le flux sédimentaire) (Vail, Colin *et al.*, 1987 ; Lafont, 1994…). Pour Einsele (1991), il s'agit du climat, de la tectonique, de l'eustatisme et des compositions chimiques.

En fait, la notion d'allocyclisme-autocyclisme n'est pas très simple. Un même facteur peut être classé, selon les auteurs, comme allocyclique ou autocyclique (c'est le cas, par exemple, des apports ou de l'hydrodynamisme). Sous un même terme, on a donc des acceptions et des classifications très différentes voire opposées !

Quels sont ces mouvements de l'hydrosphère et quel est leur moteur ?

1- La répartition de l'énergie du Soleil est inégale sur la surface de la Terre et induit les grands mouvements de masses d'eau de températures différentes : les courants ;

2- La répartition de l'énergie solaire induit aussi des mouvements de l'atmosphère (vent en particulier) qui au contact de l'hydrosphère induit les vagues ;

[23] Le système sédimentaire doit correspondre à l'entité dans laquelle évoluent les sédiments.
[24] Ceci privilégie la signification de la répartition verticale des dépôts par rapport à leur répartition horizontale.

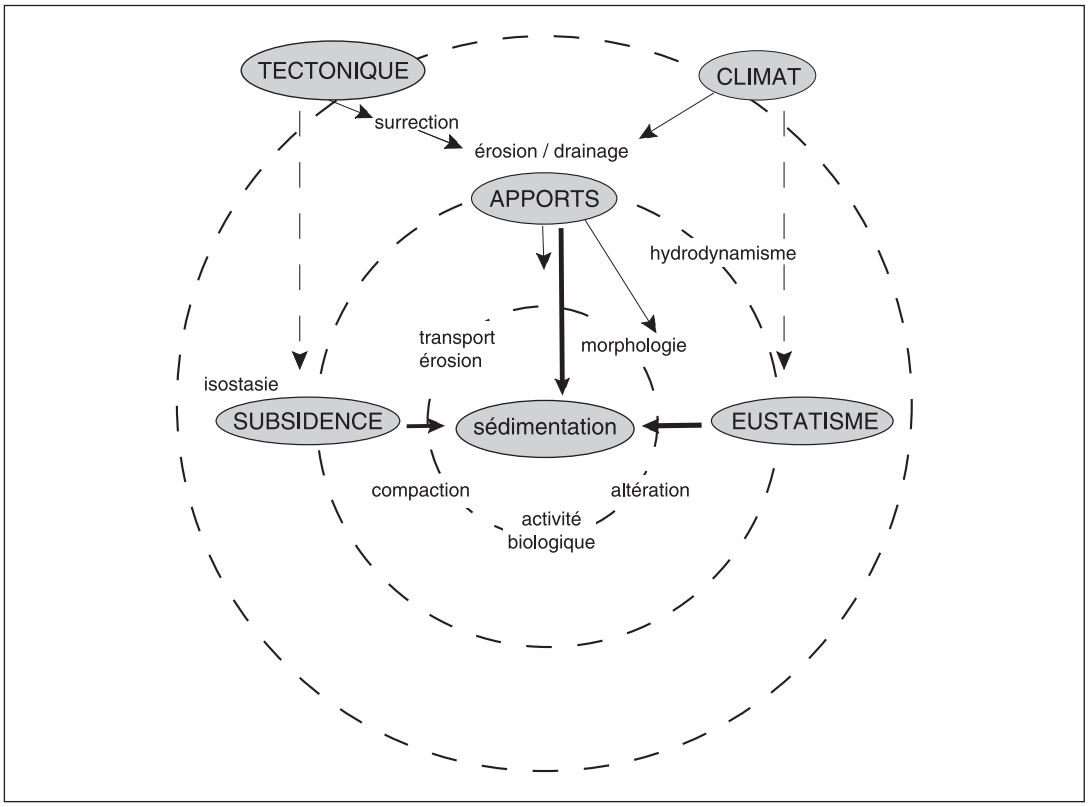


Figure I-5
Essai de hiérarchisation des facteurs influant sur la sédimentation. La hiérarchisation est double :
1- Basée sur les sédiments, les facteurs de premier ordre sont le flux sédimentaire, la subsidence et l'eustatisme ;
2- Basée sur les forçages planétaires, les facteurs de premier ordre sont le climat et la tectonique.

3- La position respective de la Terre et de la lune induit le phénomène des marées.

L'hydrodynamisme (s. l.) est donc, par essence, et à cette méga-échelle, allocyclique. Einsele note, par ailleurs et justement, qu'il est souvent difficile de faire la distinction entre processus autocyclique ou allocyclique et que cela dépend souvent de l'échelle des phénomènes considérés. Ainsi, les tempestites sont communément considérées comme caractéristiques de la nature autocyclique du système sédimentaire : il est « normal » de trouver des tempestites dans les séquences de dépôt, cela fait « partie du système ». Pourtant si une tempête n'a effectivement pas de signification en terme de variation d'environnement, la fréquence, l'ampleur, la répétitivité (ou non) des événements de tempête en a une, climatique, et donc allocyclique. Reading (1996) note aussi que le moment de déclenchement des processus autocycliques est souvent gouverné par un événement exceptionnel et violent (tempête, forte crue, secousse sismique), sans en être la cause primaire qui restera la progradation du delta, l'agradation de la rivière ou les instabilités sédimentaires (autocycliques).

Les facteurs allocycliques sont souvent (et abusivement) considérés comme globaux, de grande continuité spatiale et d'action synchrone dans le bassin voire entre différents bassins (Einsele, Ricken *et al.*, 1991) : c'est tout à fait faux pour la tectonique par exemple. Il y a confusion entre facteur allocyclique (externe au système) et facteur global (mondial). Enfin, de nombreuses séquences de dépôt représentent l'effet combiné des phénomènes auto et allocycliques (Einsele, Ricken *et al.*, 1991 ; Kaufman, Grotzinger *et al.*, 1991). Guillocheau (1995) note l'intérêt d'étudier l'échelle de temps à laquelle les phénomènes autocycliques s'enregistrent dans la colonne sédimentaire en réponse aux variations allocycliques du niveau marin relatif.

d. Synthèse

Nous avons tenté de synthétiser sur la figure I-5 les facteurs influençant la sédimentation, leur interaction et une double hiérarchisation : l'une basée sur le sédiment ; l'autre basée sur les facteurs globaux (forçages planétaires) (fig. I-5). C'est cette distinction que nous utiliserons plutôt que celle d'auto/allocyclisme.

La notion de hiérarchisation des facteurs est importante car elle va conditionner le développement des modèles conceptuels (voir sous-chapitre C) et des modèles numériques de stratigraphie (voir sous-chapitre E) par le choix d'un certain nombre de facteurs clefs qui semblent permettre de décrypter les séquences sédimentaires et de modéliser leurs mécanismes de formation et d'empilement au cours du temps.

C - LA STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE CONCEPTUELLE : ÉTAT DES CONNAISSANCES

Les marges passives représentent des zones réceptacles qui permettent l'accumulation des strates sédimentaires successives. La succession verticale des faciès et des surfaces permet de déduire les évolutions latérales des environnements de dépôts dans le temps (Loi de Walther, 1894). Le temps s'enregistre soit sous forme de sédiment soit sous forme de surface de discontinuité (au sein du sédiment). L'observation et l'analyse des séries sédimentaires dans leur état de préservation actuel, l'identification des séquences au sein des séries permet la reconstitution (*pro parte*) des paléoenvironnements et des paléogéographies (c'est de l'histoire géologique) qui vise à comprendre l'évolution spatio-temporelle des modes et des conditions d'accumulation des sédiments et des facteurs qui les contrôlent : quels types de sédiments sont déposés et préservés, quand, avec quelle géométrie et pourquoi.

Dans ce paragraphe, nous présenterons rapidement l'origine (ancienne) de la notion de séquence, élaborée à partir de l'étude des séries à terre ; puis nous verrons l'arrivée de la sismique reflexion et le développement de la Stratigraphie Sismique, ses principes, son application, son évolution ultérieure associée au développement du modèle conceptuel de Stratigraphie Séquentielle. Nous présenterons ensuite le modèle de Stratigraphie Génétique[25] qui représente une adaptation du modèle général à l'étude des affleurements et des puits. Nous passerons aussi en revue quelques modèles dérivés, proposés dans la littérature.

1. La notion de séquence, historique

Historiquement, l'analyse sédimentologique s'est effectuée d'abord sur les affleurements terrestres. Dès la fin du XVIII[e] siècle, les géologues ont reconnu dans l'enregistrement sédimentaire les mouvements passés de la ligne de rivage (transgression-régression[26]) (Lavoisier, 1789), et ont décrit des **séquences stratigraphiques** (Grabau, 1906…) ou des "unconformity-bounded stratigraphic units" (Hutton, 1788, Sloss, 1949…)[27]. Lombard en 1956 développe la notion de séquence lithologique : « c'est une série de deux termes

[25] On a choisi cette notation (avec majuscule), pour souligner le sens moderne du terme en tant que modèle conceptuel, voir les paragraphes suivants pour les définitions.

[26] On rappelle ici que les termes transgression et régression sont purement descriptifs : ils permettent de décrire les mouvements horizontaux de la ligne de rivage sans indication sur leur cause ; ainsi une transgression implique un mouvement de la ligne de rivage vers la terre et une régression un mouvement de la ligne de rivage vers la mer.

[27] On pourra se reporter à la synthèse historique du concept de séquence de dépôt proposée par Guillocheau (1990) ou celle de Dott (1992) et de Nystuen, (1994).

lithologiques au moins, formant une suite naturelle sans autre interruption importante que celle des joints de stratification ». Lombard reconnaît donc un processus continu mais évolutif ; il distingue des séquences positives ou normales (granodécroissantes vers le haut) et négatives ou inverses (granocroissantes). En parallèle, il développe la notion de série virtuelle générale, motif complet représentant la succession théorique des lithofaciès des dépôts les plus proximaux (conglomérats…) au plus marins (pélagiques) et la série virtuelle locale, adaptée au contexte naturel régional. L'analyse pratique de la série naturelle se réalise par rapport à cette série virtuelle locale en combinant les descriptions à trois échelles distinctes (échantillon, affleurement et bassin).

Au XIX^{e} et pendant une bonne partie du XX^{e} siècle, un débat s'engage sur les causes de ces séquences : sont-elles dues à :

1- Des mouvements du substratum (Suess, 1906, Stille, 1924 *in* Emery et Myers, 1996, Hobbs, 1930, Lewis, 1937… *in* Lombard, 1956), explication qui dominera pendant longtemps (jusqu'aux années 60-70?) ;

2- Des variations propres du niveau marin global (Lavoisier, 1789, Agassiz, 1840 puis Mac Laren, Croll, 1864 *in* (Emery, Myers *et al.*, 1996), Haug, 1900 *in* Guillocheau, 1990, Grabau, 1906, Daly, 1934, Baulig, 1935…). Ces auteurs suggèrent d'ailleurs rapidement un contrôle orbital de ces variations[28],[29].

2. La naissance de la stratigraphie sismique ou sismostratigraphie

À la fin des années 1970, en liaison avec l'exploration extensive d'un domaine nouveau : l'océan et l'utilisation d'une technique en plein développement : la sismique, la stratigraphie séquentielle[30] va se développer en modernisant et théorisant les concepts anciens d'études des séquences sédimentaires.

Les affleurements terrestres présentent l'avantage de l'accessibilité et de l'information directe et détaillée localement mais l'inconvénient de la discontinuité verticale et surtout latérale sur de grandes distances (à l'échelle du bassin). En mer, l'accessibilité directe au terrain est beaucoup plus réduite (et coûteuse !) qu'à terre, les carottages et prélèvements réalisés fournissent une information plus éparpillée et locale. De plus en plus, l'analyse va s'effectuer sur des données de subsurface acquises par les outils géophysiques (sismique en particulier) dont l'information indirecte présente néanmoins l'avantage de la **continuité dans l'espace** et de la nature *in situ* des couches qui a permis d'analyser les phénomènes sédimentaires à l'échelle du bassin. C'est le point de départ de la sédimentologie marine.

a. L'outil : la sismique réflexion :

Les premiers essais de sismique réflexion ont eu lieu à la fin des années 1930. En France, le premier enregistrement magnétique des profils a eu lieu vers 1957 et ce n'est qu'à partir de ce moment que les sections verticales (en temps) comparables aux coupes géologiques ont pu être obtenues (Chapel, 1980).

Comme toute méthode géophysique, la sismique réflexion s'appuie sur les paramètres physiques des roches. Les réflexions sismiques sont produites lorsque l'onde sismique incidente rencontre une discontinuité marquée par un contraste d'impédance acoustique (produit de la densité et de la vitesse) entre deux lithologies. L'amplitude et la polarité de ces réflexions sont fonction de la densité, de la porosité, de la cimentation et du contenu en fluides des formations sous et sus-jacentes. La sismique réalise ainsi une intégration verticale et horizontale des caractéristiques du milieu géologique dont l'ampleur dépend de sa résolution.

Les profils sismiques mettent donc en évidence des surfaces caractéristiques des hétérogénéités du sous-sol. Elles représentent des discordances ou simplement des limites de strates associées à un changement de conditions et de nature des dépôts ou à une période de non-dépôt.

L'organisation des réflexions sismiques permet de distinguer des ensembles, ou unités, dont la configuration des réflexions internes est semblable (par leur continuité, leur amplitude, leur fréquence, leur géométrie...). Cette notion définit le **faciès sismique**.

[28] Lavoisier écrit en 1789 : « un changement, même assez médiocre, dans la position de l'axe de rotation, et par conséquent dans la position de l'équateur de la terre, suffirait à expliquer tous ces phénomènes (les oscillations de la mer) ». Un siècle plus tard, en 1864, Croll propose un concept de contrôle orbital des glaciations concept qui sera définitivement établi par Milankovitch en 1920.

[29] Kuenen (1954) identifie trois facteurs contrôlant les variations du niveau marin : la formation d'eau juvénile, les variations de volume des fonds océaniques, les phénomènes glaciaires.

[30] La stratigraphie séquentielle (s. l.) : « démarche stratigraphique ayant pour but d'identifier des séquences de dépôt ».

b. Procédure d'interprétation

La « révolution » apportée par la stratigraphie sismique Stratigraphie sismique développée par les géologues et géophysiciens pétroliers et largement répandue avec la parution du "petit livre bleu" (mémoire 26 de l'AAPG) en 1977 est née de la promotion considérant le profil sismique comme significatif en soit, et par son appropriation par le géologue. Conventionnellement, l'analyse des puits était effectuée par les géologues qui déterminaient un certain nombre de limites (sommet de formation, de réservoir...). Les puits étaient ensuite corrélés à la sismique, ce qui conduisait à un transfert des limites (définies aux puits) en un certain nombre de réflecteurs. Ceux-ci étaient à leur tour suivis de proche en proche sur l'ensemble des sections. La sismique représentait donc essentiellement un *interpolateur* entre les puits et un *extrapolateur à l'extérieur*, donnant accès à des épaisseurs. Les progrès réalisés lors de l'acquisition et du traitement de la sismique par les géophysiciens ont permis d'augmenter le pouvoir de résolution et de nettoyer les sections du bruit. Les géologues disposaient dès lors d'une coupe-temps assez caractéristique du sédiment et des discontinuités pétrophysiques de la pile sédimentaire. Les premiers « sismostratigraphes » ont ainsi commencé à regarder la coupe-temps sismique comme une coupe géologique et tenté d'en extraire le maximum d'information. Cette interprétation géologique des coupes sismiques se base sur l'analyse des réflexions sismiques qui conduit l'interprétateur à identifier des réflecteurs qui ont une signification géologique.

Les études de stratigraphie sismique telles que présentées par Mitchum et Vail (Mitchum et Vail, 1977) comportent trois étapes principales :

a- Reconnaissance, corrélation des séquences sismiques-77[31] ;

b- Analyse, cartographie, interprétation des faciès sismiques ;

c- Établissement d'une charte chronostratigraphique, courbe d'onlap côtier, courbe de variation du niveau relatif de la mer.

Reconnaissance, corrélation des séquences sismiques-77

La **séquence sismique-77**, telle que définie par Mitchum et Vail en 1977, consiste en une succession de réflexions concordantes et génétiquement liées, limitée à la base et au sommet par des discordances (s.l.)[32] (*unconformity*) reconnues à la terminaison latérale des réflexions[33]. Les surfaces de discordance sont corrélées régionalement sur l'ensemble des sections et extrapolées, y compris dans les zones où la surface de discontinuité devient concordante avec les réflexions (*correlative conformity*). Chaque séquence sismique-77 correspond à une séquence de dépôt-77 : c'est un volume de sédiment encadré de deux limites de séquences-77 et caractérisé par sa distribution régionale, sa géométrie en trois dimensions, son contenu et son histoire…[34].

Pour les limites supérieures des séquences de dépôt-77, Mitchum *et al.* (Mitchum, Vail *et al.*, 1977a) distinguent : troncature d'érosion, biseau sommital (*Toplap*) et latéralement réflexions concordantes. Pour les limites inférieures, ils distinguent : biseau d'agradation (*onlap*), biseau de progradation (*downlap*) et latéralement réflexions concordantes (fig. I-6). Hormis les équivalents latéraux concordants, chacune de ces terminaisons traduit, pour les auteurs, une surface d'érosion (troncature d'érosion) ou de non-dépôt (*toplap, onlap, downlap*) séparant des couches anciennes de couches plus jeunes et représentant une certaine durée (hiatus de sédimentation) : elles représentent bien des discordances (s. l.) (*Cf.* note 32). L'*offlap*, en revanche, caractérise une configuration interne des réflexions qui "enveloppent et débordent les précédentes vers le large" (*in* Cojan et Renard, 1997) (fig. I-6).

Ces séquences de dépôt-77 peuvent être observées à toutes les échelles, leur individualisation dépendra du niveau de résolution de l'outil utilisé, mais ne nécessite pas, *a priori*, de connaissances particulières sur le contexte régional. Elle peut (nous ajouterons : elle doit, dans un premier temps)

[31] Comme on le verra plus loin la notion de séquence de dépôt a changé de sens au cours du développement de la stratigraphie sismique et séquentielle. Nous avons choisi, afin d'éviter toute confusion, d'adopter la notation suivante : séquence sismique-77 se réfère à la définition de 1977 (voir paragraphe suivant), séquence sismique-88 se réfèrera à la définition de 1988 (voir paragraphe C-3).

[32] On rappelle la définition d'une discordance stratigraphique (s.l.) (unconformity) (le terme est aussi parfois repris directement en français : inconformité) : « surface géologique présentant une importante rupture ou lacune dans l'enregistrement sédimentaire et se traduisant (souvent), à l'échelle régionale, par des discordances angulaires d'origine sédimentaires entre les couches » (Stratigraphie, terminologie française, 1997).

[33] Les discordances peuvent elles-mêmes se marquer par une réflexion propre, mais ce n'est pas systématique ; dans ce cas, on pointera un réflecteur **entre** les réflexions discordantes.

[34] Cette utilisation du terme séquences est conforme à la définition du Webster's New Dictionary, 1982 : « the following of one thing after another in chronological, causal or logical order, or a continuous of related series » (*in* Posamentier and James, 1993).

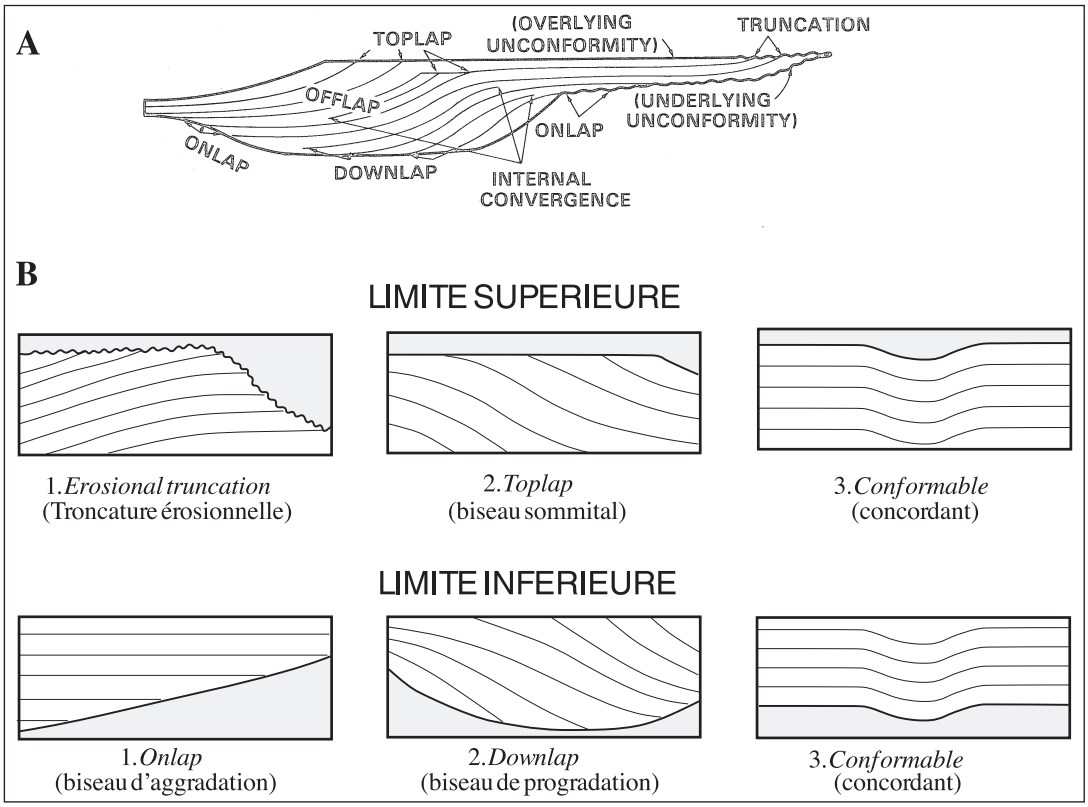


Figure I-6
Séquence sismique-77 et terminaison des réflexions.
A : Terminaison des réflexions sur une séquence de dépôts idéalisée (d'après Mitchum *et al.*, 1977b) ;
B : Relations entre les réflexions sismiques et les limites supérieures et inférieures de la séquence (d'après Mitchum *et al.*, 1977a). (Redessiné par Torres, 1995).

se faire indépendamment des modèles conceptuels, de manière objective à partir de critères géométriques qui délimitent des ensembles.

Dans un deuxième temps, les informations complémentaires (les puits, le contexte général, le milieu de dépôt…) sont incorporées et permettent de dater les événements.

Ainsi, à partir de la combinaison des études sismostratigraphiques et des études biostratigraphiques des puits et à l'aide de datations obtenues là où la séquence est concordante, les géologues d'Exxon ont démontré la **valeur chronostratigraphique** de la séquence de dépôt-77. La surface de discordance représente un certain laps de temps, mais elle représente aussi un paysage à un instant donné (avant le dépôt des strates sus-jacentes).

L'apport essentiel de la stratigraphie sismique a été de replacer l'analyse des séquences sismiques dans un cadre chronostratigraphique. Les auteurs ont montré, à partir de calages biostratigraphiques, que les séquences de dépôts ont été déposées pendant un intervalle de temps déterminé, et que les réflecteurs sismiques représentent des lignes temps. On notera toutefois que cette notion de ligne-temps sismique est simplificatrice et peut conduire à des erreurs d'interprétation par une application systématique abusive (*Cf.* analyse critique au sous-chapitre D).

Analyse, cartographie, interprétation des faciès sismiques

Une fois les séquences reconnues, elles doivent être analysées en terme de faciès de dépôt à partir de l'organisation des réflexions sismiques[35]. En effet, les faciès sismiques apportent des informations sur les conditions de sédimentation (en particulier sur l'énergie du milieu de dépôt). On distingue principalement des faciès sismiques à configuration interne chaotique, transparente, litée, parallèle, divergente, progradante avec clinoformes sigmoïdes, obliques ou tangentiels, hyperboliques... Globalement, c'est la structure interne de la séquence qui est examinée. On peut avoir plusieurs faciès différents au sein d'une même séquence-77, ils seront repérés et reportés sur une carte où seront incluses les informations relatives aux terminaisons des réflexions sur les limites supérieures et inférieures de la séquence-77.

L'étape suivante sera l'interprétation en terme d'**environnement de dépôt** (plate-forme-pente-

[35] Dans la pratique, cette phase de reconnaissance des faciès se réalise quasiment simultanément avec la première phase, puisque l'on a examiné les terminaisons latérales des réflexions et réflecteurs d'ordre 2 (caractéristiques du faciès) et des surfaces de discontinuités (réflexions et/ou réflecteurs d'ordre 1).

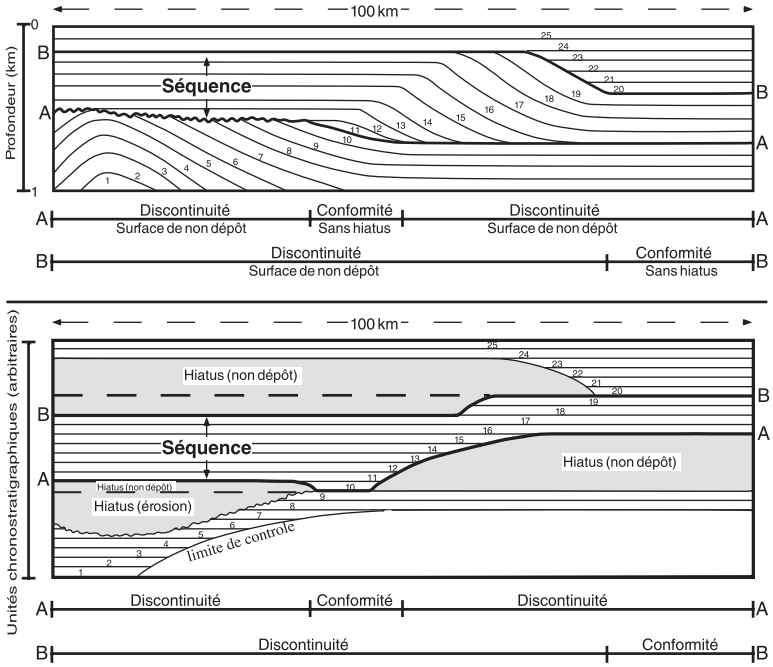


Figure I-7
Coupe stratigraphique shématisée d'une séquence de dépôt. Les limites de la séquence sont définie par les surfaces A et B, lesquelles passent latéralement de surfaces de discontinuité avec troncature des strates sous-jacentes à des surfaces conformes. Les relations stratigraphiques montrées en haut, sont ici reportées comme coupe chronostratigraphique à l'échelle de temps arbitraire. (d'après Mitchum *et al.*, 1977b redessiné par Torres, 1995).

bassin, paléobathymétries, énergie de dépôt, lithologie). Cette étape cruciale et délicate doit combiner l'ensemble des informations disponibles : faciès sismique, géométrie, contexte régional, données de puits, carottes… La précision (et le degré de certitude) de l'interprétation dépendra de la qualité des informations disponibles.

Charte chronostratigraphique, courbe d'onlap côtier, courbe de variation du niveau relatif de la mer

• Les chartes chronostratigraphiques ont pour but de montrer l'organisation dans le temps et dans l'espace des systèmes de dépôts et leur relation avec les surfaces de non-dépôt, de condensation et d'érosion. La construction d'une charte chronostratigraphique revient à une conversion des réflexions sur un graphe où l'axe horizontal représente l'espace et l'axe vertical l'âge des sédiments. La réalisation de tels diagrammes n'est pas nouvelle et date au moins de Wheeler (Wheeler, 1958). Plusieurs informations sont nécessaires pour construire une telle charte : [1] l'âge et la durée des séquences de dépôt-77 (au moins relativement) et [2] la distribution spatiale des séquences (fig. I-7).

On notera que la validité des chartes chronostratigraphiques repose :

- Sur l'hypothèse sous-jacente de la stratigraphie sismique, à savoir que les réflexions sismiques peuvent être assimilées à des lignes-temps et que les cortèges de dépôts, limités par des réflexions, constituent des chronozones[36] (*Cf.* critique au sous-chapitre D).
- sur la validité de l'interprétation ;
- sur la prise en compte des informations disponibles en 3 dimensions. La charte chronostratigraphique représente une synthèse de l'ensemble des évènements dans le temps, elle doit donc être **tridimensionnelle**.

La réalisation d'une charte chronostratigraphique est une étape finale de l'interprétation ; c'est un outil qui permet de mieux visualiser et présenter l'organisation des séquences dans le temps.

• Les courbes d'aggradation côtière et le niveau marin.

Les courbes d'agradation côtière, construites à partir de l'interprétation des profils sismiques, sont une restriction des chartes chronostratigraphiques puisqu'elles représentent l'évolution, au cours du temps, de la partie la plus proximale des dépôts de *Topsets*.

Leur but initial était de dégager une courbe régionale de variation (montée-descente) du niveau marin (relatif, en fait)[37]. Par la systématisation de leur élaboration et par le fait de reconnaître le même signal à l'échelle globale, les auteurs en ont déduit des courbes **eustatiques globales**. Toutefois, l'assimilation de la courbe d'agradation côtière aux variations du niveau marin relatif telle que présentée initialement (par Vail, 1977) est fausse[38] car l'ampleur des mouvements latéraux de l'agradation côtière dépend des variations du niveau marin relatif mais aussi de la **topographie** sous-jacente. Par ailleurs, les auteurs ne tenaient pas compte, initialement, de la bathymétrie réelle au niveau du biseau qui correspondait « à la terminaison amont des dépôts littoraux et/ou de plaine côtière » (*Cit.* Vail, 1977). Or les dépôts de plaine alluviale possèdent leur propre pente de dépôt et peuvent produire de nouveaux onlaps sans variation du niveau marin relatif. Aussi « la courbe

[36] Le terme chronozone est défini, soit comme l'unité chronostratigraphique correspondant à l'ensemble des roches formées en un lieu quelconque durant un intervalle de temps déterminé (quelle que soit le rang hiérarchique), c'est en ce sens que nous l'entendons ici, soit comme la subdivision élémentaire dans la hiérarchie des unités chronostratigraphiques (*in* Stratigraphie, Terminologie Française, 1997).

[37] Dans la publication initiale de 1977, Vail utilise le terme de « relative changes of sea level » défini comme « an apparent rise or fall of sea level with respect to the land surface or to the underlying initial surface. Either sea level itself or the land surface or both in combinaison may rise or fall during relative change ». Ce terme porte aujourd'hui à confusion ; on utiliserait plutôt les « *changes of relative sea level* » (à l'instar de Posamentier, 1988, SEPM42) ou changements du niveau marin relatif.

[38] Cela a d'ailleurs été reconnu par les auteurs eux-mêmes (Vail, Colin *et al.*, 1987).

devrait être construite en pointant la limite entre la plaine littorale et la plaine alluviale » (*Cit.* Vail, Colin *et al.*, 1987).

Dans la pratique, la construction d'une telle courbe (localement) s'avère souvent difficile, parce que l'information est partielle, parce que les *Topsets* ont été érodés par exemple, ou parce que la limite entre la plaine alluviale et le littoral n'est pas discernable. Selon les pétroliers d'Exxon, la construction d'une telle courbe, même plus ou moins qualitative, permet une comparaison aux chartes globales, une identification des mouvements régionaux et une prédiction (prudente) des âges et des caractéristiques des milieux de dépôts dans les zones non forées en utilisant les modèles de stratigraphie séquentielle que l'on présente ci-dessous.

3. De la donnée sismique au modèle conceptuel de dépôt séquentiel : la Stratigraphie Séquentielle.

Les modèles de stratigraphie séquentielle cherchent à expliquer le mode de formation des séquences de dépôt et les géométries qui en résultent. Ils correspondent à une évolution du modèle de stratigraphie sismique de 1977. Leur but est d'améliorer la compréhension et la prédiction des caractéristiques et des positions des séquences et en particulier des réservoirs potentiels.

a. Accommodationet flux sédimentaire

Les modèles conceptuels se basent sur le fait que les séries sédimentaires peuvent être décrites par une succession logique d'entités dont la géométrie et la localisation (sur un profil côte-bassin) dépendent des variations du **niveau marin relatif** (ou « **accommodation** ») dans l'espace et le temps[39]. L'accommodation représente l'espace total ouvert à la sédimentation dans le bassin ; c'est donc l'espace compris entre le substratum et le niveau réel de la mer, soit la somme de l'espace créé par la subsidence et par l'eustatisme. Cet espace disponible au sein du bassin va ensuite être comblé, complètement ou en partie, par le flux sédimentaire qui générera les séquences de dépôt.

Au total, la majorité des auteurs reconnaît trois facteurs, variables dans le temps, qui contrôlent directement la création, l'expression et l'organisation des séquences de dépôt (Vail, Colin *et al.*, 1987 ; Jervey, 1988 ; Posamentier, Jervey *et al.*, 1988a ; Posamentier et Vail, 1988b ; Guillocheau, 1990, 1995 ; Lafont, 1994…) (fig. I-8) :

1- l'eustatisme (variations absolues du niveau marin) ;
2- les mouvements du substratum (subsidence au sens large et compaction) ;
3- le flux sédimentaire.

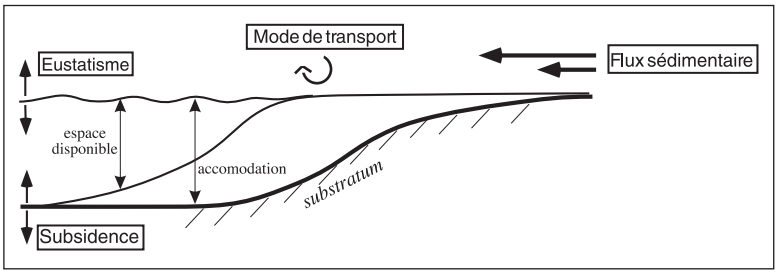


Figure I-8
Facteurs contrôlant l'expression et l'enregistrement des séquences de dépôts.

b. Vitesses de variation et répartition différentielle des dépôts

Les auteurs s'attachent ensuite à décrire l'organisation des dépôts au cours d'un cycle de variation du niveau marin relatif (chute et montée).

Vail et ses collaborateurs estiment que, plus que la valeur absolue de ces paramètres, c'est la **vitesse de variation**[40] des phénomènes qui est déterminante (fig. I-9). En se plaçant dans un cas simple avec taux de subsidence et taux d'apport constants, les sédiments vont avoir tendance à remplir l'espace disponible en se répartissant plutôt vers le bassin, pendant les phases de chute du niveau marin et plutôt vers la plate-forme pendant les phases de remontée. Les sédiments s'organisent ainsi en cortèges sédimentaires (*systems tracts* de Brown et Fisher, 1977) correspondant à différentes portions de la courbe de variation du niveau relatif de la mer.

Ce modèle de stratigraphie sismique et séquentiel a d'abord été appliqué à la sédimentation siliciclastique sur une marge continentale passive. Vail *et al.*, 1977 y décrivent ainsi au cours d'un cycle complet du niveau relatif de la mer : (fig. I-10)

- La surface de discordance de chute (point d'inflexion de chute) (Lsi)

[39] Le terme « accommodation » a été défini par Jervey (1988), il n'est en fait en milieu marin que le synonyme de niveau marin relatif ou d'espace total disponible (rempli ou non) (Vail, 1987). La notion d'accommodation est étendue en domaine continental où le niveau de la mer est remplacé par le niveau de base correspondant à la surface d'équilibre entre érosion et sédimentation.

[40] On parle aussi de potentiel d'accommodation ou de potentiel de création d'espace disponible (Cross et Lessenger, 1988) : il s'agit de la variation de l'accommodation par unité de temps (ou quantité d'espace créé ou supprimé) ; c'est la dérivée de la courbe du niveau marin relatif soit la vitesse de variation du niveau marin relatif.

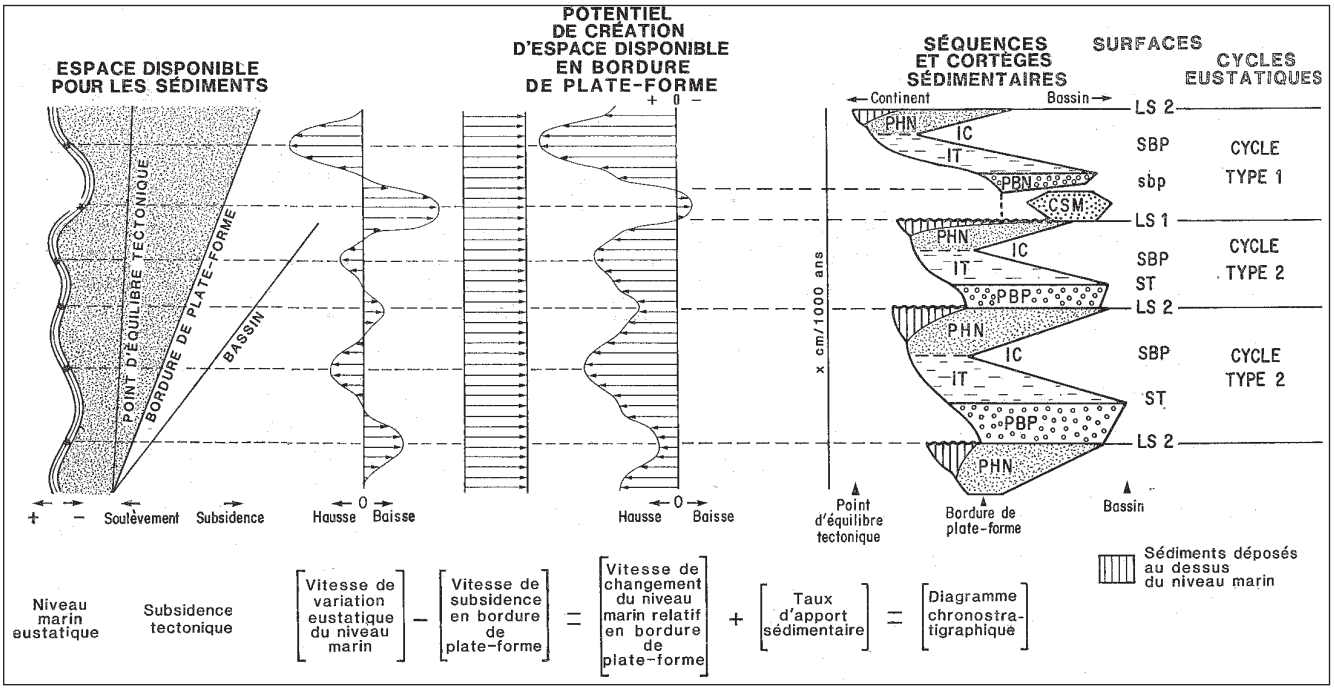


Figure I-9
Influence des vitesses de variation des paramètres sur lagéométrie et sur la disposition des corps sédimentaires. PHN : Prisme de haut niveau ; IT : Intervalle transgressif ; IC : Intervalle condensé ; PBP : Prisme de bordure de plate-forme ; PBN : Prisme de bas niveau ; CSM : Cône sous-marin ; LSI : Limite de séquence de type 1 ; LS2 : Limite de séquence de type 2 ; SBP : Surface basale de progradation associée à un intervalle condensé ; sbp : Surface basale de progadation associée à un cône sous-marin ; ST : Surface de transgression. (Vail *et al.*, 1987).

le prisme de bas niveau (PBN) (*lowstand Systems Tract*) mis en place durant la chute et le bas niveau relatif.

- La surface transgressive (ST)

l'intervalle transgressif (IT) (*Transgressive Systems Tract*) correspondant à la phase de remontée du niveau relatif de la mer.

- La surface d'inondation maximale

le prisme de haut niveau (PHN) (Highstand Systems Tract) mis en place en fin de montée et en haut niveau marin relatif[41].

C'est avec le développement de ce modèle "cyclique-théorique" que le concept de séquence sismique a évolué. Vail et ses collaborateurs (et la majorité de la communauté) entendent actuellement par **séquence de dépôt-88** l'ensemble des sédiments déposés lors d'un **cycle complet de variation du niveau relatif** de la mer (Posamentier et Vail, 1988b). La séquence n'est plus limitée par des discordances s.l. mais par des discordances d'érosion (aériennes ou subaquatiques) associées au points d'inflexion de chute du niveau marin relatif (elles représentent donc les limites de séquences). Cette séquence-cyclique globale-88 est subdivisée en une succession de cortèges de dépôts[42].

Posamentier *et al.* (Posamentier, Jervey *et al.*, 1988a ; Posamentier et Vail, 1988b) et Vail *et al.* (Vail, Audemard *et al.*, 1991) distinguent dans leur modèle conceptuel deux grands types de séquences : type 1 et type 2 (fig. I-9 et I-10).

La formation d'une discordance d'érosion de type 1 ou 2 pendant une baisse du niveau marin relatif dépend de la relation existant entre la vitesse de changement eustatique (V_{eust}) et la vitesse de subsidence (V_{sub}) sur le rebord de la plate-forme.

• La séquence de type 1 ($V_{eust} > V_{sub}$), où le niveau marin relatif chute au-delà du rebord de plate-forme, est constituée de 3 cortèges sédimentaires différents : le cortège sédimentaire de bas niveau à la base, le cortège transgressif et le cortège de haut niveau au sommet. La discontinuité de type 1 est associée à un rajeunissement du cours des fleuves, une érosion et un by-pass sur la plate-forme et un déplacement abrupt des faciès de dépôt

[41] Pour une présentation détaillée de chacun de ces cortèges, on se reportera aux articles de Posamentier et Vail, 1988 ou à la synthèse de Torres, 1995 par exemple.
[42] En fait la séquence sismique-77 ou séquence de dépôt-77 correspondrait donc aux cortèges de dépôts, alors que la séquence-sismique-88 englobe les différents cortèges de dépôts correspondant à un cycle de variation du niveau marin relatif.

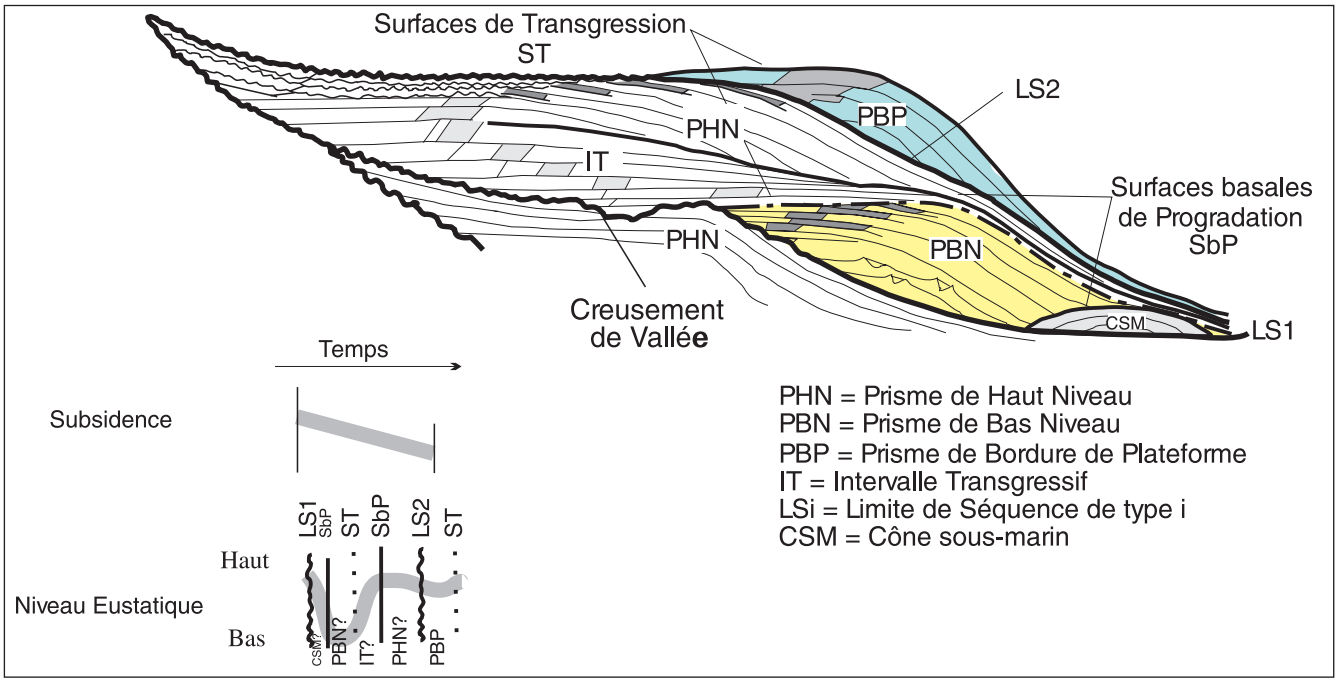


Figure I-10 Architecture 2D d'une séquence de dépôt théorique en faciès détrique d'après Vail *et al.* (1977, 1987), redessiné par Lericolais (1997). ("Limace" de Vail).

et des biseaux d'agradation côtiers (*coastal onlap*) vers le bassin.

• La séquence de type 2 ($V_{eust} < V_{sub}$) où le niveau marin relatif chute mais reste localisé sur la plate-forme, est constituée de 3 cortèges sédimentaires différents : le cortège sédimentaire de bordure de plate-forme, le cortège transgressif et le cortège de haut niveau au sommet. La discontinuité de type 2 est plus subtile et n'est pas caractérisée par un rajeunissement du cours des fleuves (Posamentier *et al.*, 1988). Cette discontinuité est associée à une érosion lente mais étendue et à un déplacement vers le bassin des faciès de dépôt et les biseaux d'agradation côtiers.

c. Sous le modèle, des hypothèses

Nous insisterons sur le fait que ce modèle est un modèle conceptuel qui repose sur plusieurs hypothèses :

• Une physiographie de marge passive classique, constituée d'une plate-forme continentale, d'une pente entaillée par des canyons sous-marins et d'un bassin profond ;

• Une subsidence différentielle dans l'espace qui augmente en direction du bassin ;

• Une subsidence constante au cours du temps en chaque point ;

• Un apport de sédiments constant au cours du temps ;

• Des variations eustatiques caractérisées par une (ou des) fonction(s) sinusoïdale(s) ;

• Un certain nombre d'assertions que nous présenterons dans le paragraphe « critique » (choix des facteurs de contrôle, modèle supposé valable à toute échelle de temps et d'espace par exemple).

Dans la pratique, les hypothèses sous-jacentes au modèle ne sont jamais entièrement réalisées. Quant à la détermination des influences relatives des trois facteurs principaux identifiés (eustatisme, subsidence et flux), c'est un aspect délicat qui a entraîné nombre de polémiques.

4. La stratigraphie séquentielle à haute résolution ou Stratigraphie Génétique

La stratigraphie séquentielle haute résolution est dérivée du modèle conceptuel général de la stratigraphie séquentielle (présenté ci-dessus au paragraphe 3).

C'est une adaptation des concepts aux observations de terrain et de forages et leur intégration à un modèle quantifié à haute résolution. Son but est de reconstituer les géométries sédimentaires en détail dans un cadre chronostratigraphique rigoureux.

a. Le modèle conceptuel de Séquences Génétiques (s. s.)

Les cortèges sédimentaires présentés au paragraphe 3 sont constitués, à plus petite échelle, de **séquences élémentaires** dénommées paraséquences (Van wagoner, 1988), épisode de dépôt simple (*simple depositional episodes*) (Galloway, 1989), séquences haute résolution (Homewood, Guillocheau *et al.*, 1992) ou séquences (ou unités) génétiques (Cross, 1988 ; Guillocheau, 1991 ; Guillocheau, Lejay *et al.*, 1989). Elles ont été identifiées sur carottes ou affleurements et dans tous les types d'environnements sédimentaires, leur épais-

seur est de l'ordre de 1 à 10 mètres. Elles sont unanimement reconnues à l'heure actuelle. L'unité a un sens génétique et causal implicitement admis même si non parfaitement identifié (CFS, 1997). Les études sur affleurements ont montré que les paraséquences, ou unités génétiques, pouvaient résulter de variations de l'accommodation ou du niveau marin relatif.

Les unités génétiques sont interprétées comme ayant été déposées pendant un cycle de variation du niveau marin relatif de durée comprise entre 20 et 400 ka (Guillocheau, 1995). Plusieurs modèles ont été proposés pour décrire la réponse stratigraphique d'un profil de dépôt simple (plaine côtière-plage-littoral (*shoreface*) -marin) à un cycle de variation du niveau marin relatif (fig. I-11).

Ce modèle conceptuel de formation des séquences génétiques considère que les **dépôts marins et continentaux sont préservés de manière différente** si la ligne de rivage prograde (déplacement sent la mer, régression) ou rétrograde (déplace vers la terre, transgression). Les environnements marins sont préservés pendant les phases de progradation, les faciès continentaux sont réduits et correspondent soit à un transit sédimentaire (*bypass*) soit à une érosion. Au contraire, les environnements continentaux sont préservés durant les phases de rétrogradation ; les faciès marins correspondent alors à des niveaux condensés ; le littoral est réduit à une surface d'érosion : la surface de ravinement (Cross, 1988 ; Guillocheau, 1995 ; Homewood, Guillocheau *et al.*, 1992…). En conséquence de quoi, les géométries et les types de faciès sont très différents en phase de chute et de montée. Einsele (1991) développe aussi cette idée d'asymétrie des cycles en fonction de la localisation au sein du bassin en liaison avec la combinaison des effets de la subsidence, des apports, de l'érosion sous-marine et du bypass des sédiments. Les séquences montrent donc, en milieu peu profond, une phase transgressive apparemment plus longue que la phase régressive, une asymétrie inverse en milieu marin plus profond (phase régressive mieux développée) (fig. I-12 et I-14).

D'après ces modèles, l'expression d'une unité génétique est dominée par sa phase de progradation en domaine marin, par sa phase de rétrogradation en domaine continental, même si le signal de variation d'accommodation est symétrique (fig. I-12).

La superposition de plusieurs ordres de cyclicités du niveau marin relatif va induire un agencement vertical particulier (fig. I-13). L'analyse des successions verticales d'unités génétiques permet de souligner les tendances évolutives, soit vers un pôle marin soit vers un pôle continental des unités. Trois types d'empilement sont identifiés (fig. I-13) :

• Évolution des unités vers un pôle de plus en plus continental : cet empilement traduit une migration du littoral des unités génétiques successives vers la mer (*seaward stepping* ou *progradational parasequence set*) : les unités génétiques progradent (Cross, 1988 ; Van Wagoner, Posamentier *et al.*, 1988 ; Homewood, Guillocheau *et al.*, 1992).

• Évolution vers un pôle de plus en plus marin lié à une migration des littoraux des unités génétiques successives vers le continent (*landward stepping ou retrogradational parasequence set*).

• Pas d'évolution latérale des milieux de sédimentation : empilement vertical des unités : agradation (*vertical stacking*). La superposition de plusieurs ordres de variations du niveau marin relatif induit, en outre, une modification du signal à plus haute fréquence (Cross, 1988). Ainsi la surimposition d'une phase de montée d'un signal basse fréquence sur un signal périodique haute fréquence (et symétrique) implique une **distorsion du signal** haute fréquence originel telle que la phase de montée haute fréquence est favorisée.

Inversement, la phase de chute d'un signal basse fréquence entraîne une accentuation de la phase de chute des séquences hautes fréquences (fig. I-14).

Galloway (Galloway, 1989) propose en outre que les superpositions de cycles modifient non seulement l'empilement et la géométrie des unités génétiques mais aussi le type de faciès formé et préservé. Par exemple, pendant les phases de progradation générale, Galloway prédit la mise en place d'un système deltaïque dominé par l'énergie fluviatile (les zones interdistributaires étant constituées de *shoreface*) et d'une plus grande influence marine pendant les phases de rétrogradation générale (delta dominé par les houles, zone interdistributaire avec barrières et lagunes). Cette notion de distribution ordonnée de faciès a été démontrée dans de nombreux travaux (Gardner, 1992 ; Cross, 1993 ; Eschard, 1993 *in* Lafont, 1994).

On notera toutefois que le modèle de stratigraphie génétique repose sur un certain nombre d'hypothèses, en particulier :

- Des contrastes de géométries de dépôt entre chute et montée ;
- Un apport en sédiment constant au cours du temps ;
- Des processus de sédimentation continus ;
- Une préservation des séquences élémentaires.

Pour aborder le problème de la variabilité des

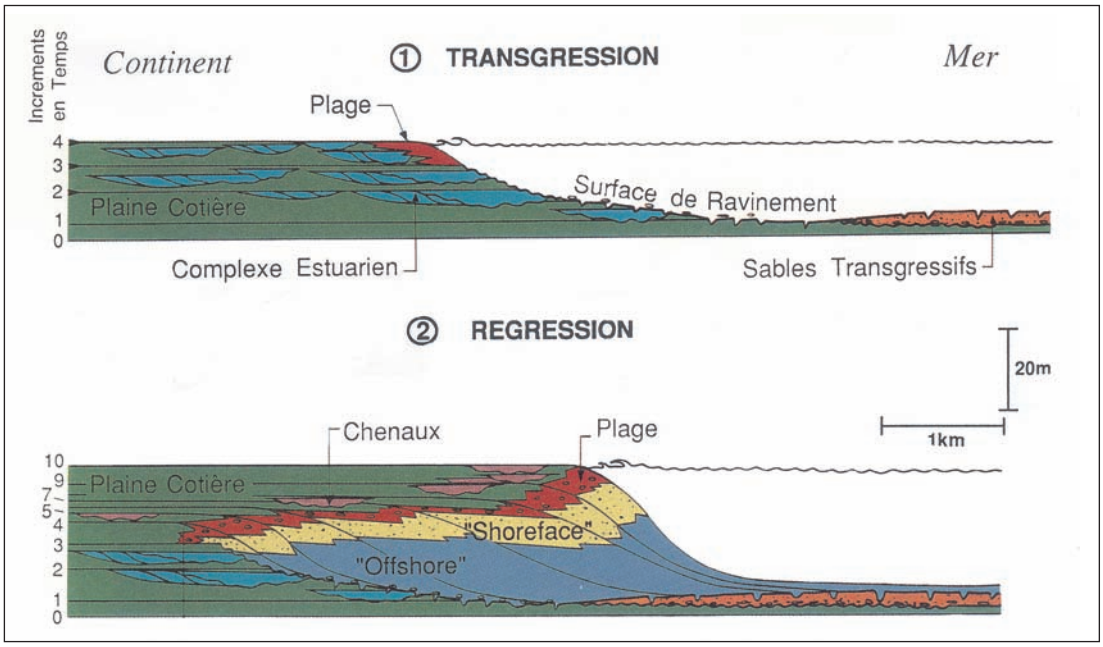


Figure I-11
Architecture 2D d'une unité génétique le long d'un profil de dépôt s'etendant du domaine marin dominé par les vagues à la plaine côtière (Homewood *et al.*, 1992).

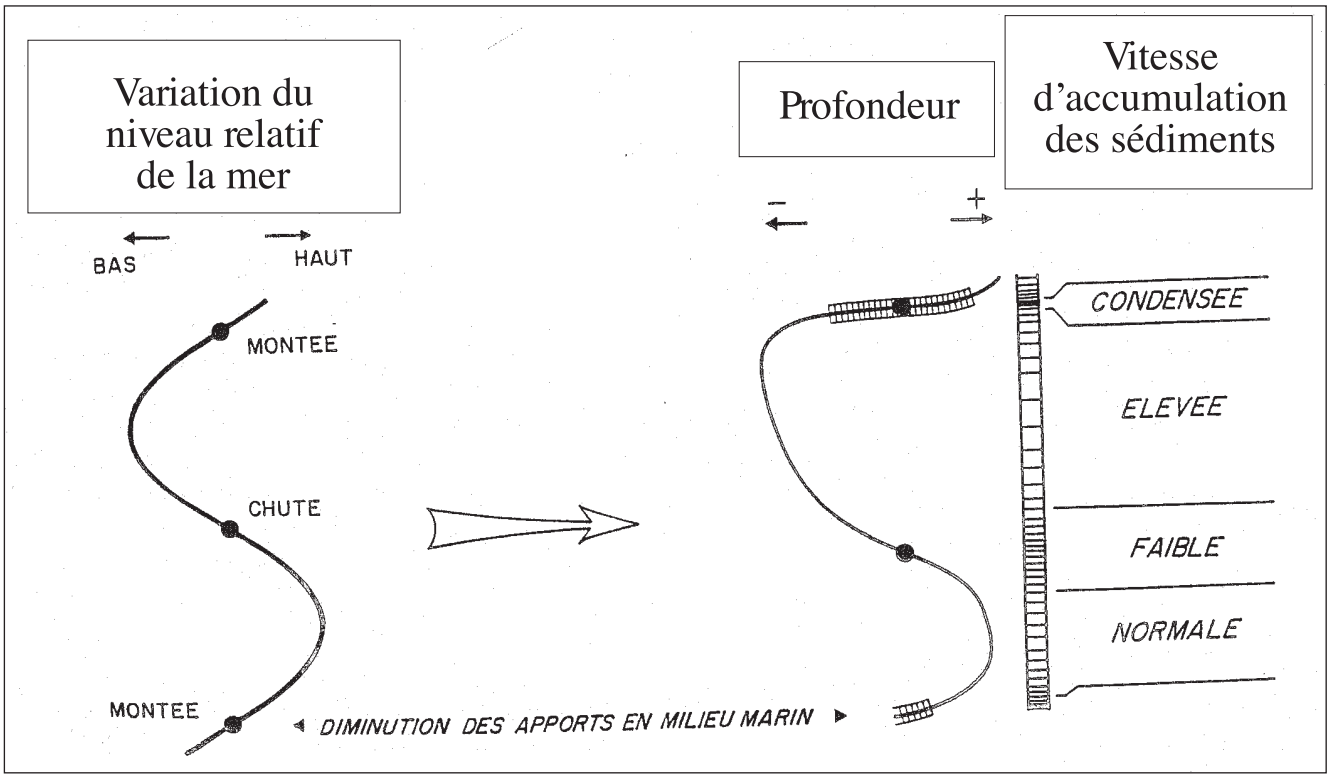
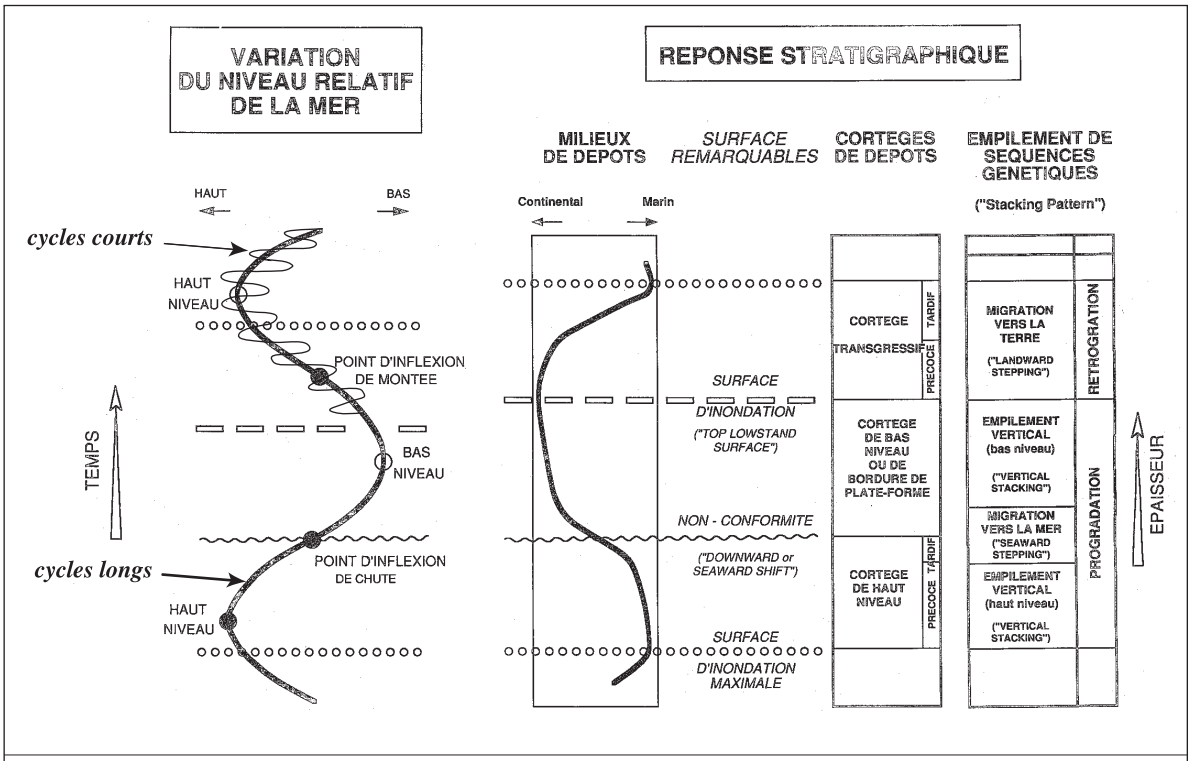


Figure I-12
Réponse stratigraphique en milieu marin à une variation cyclique périodique du niveau relatif de la mer : modèle ID de Cross (1988) (Guillocheau, 1991).



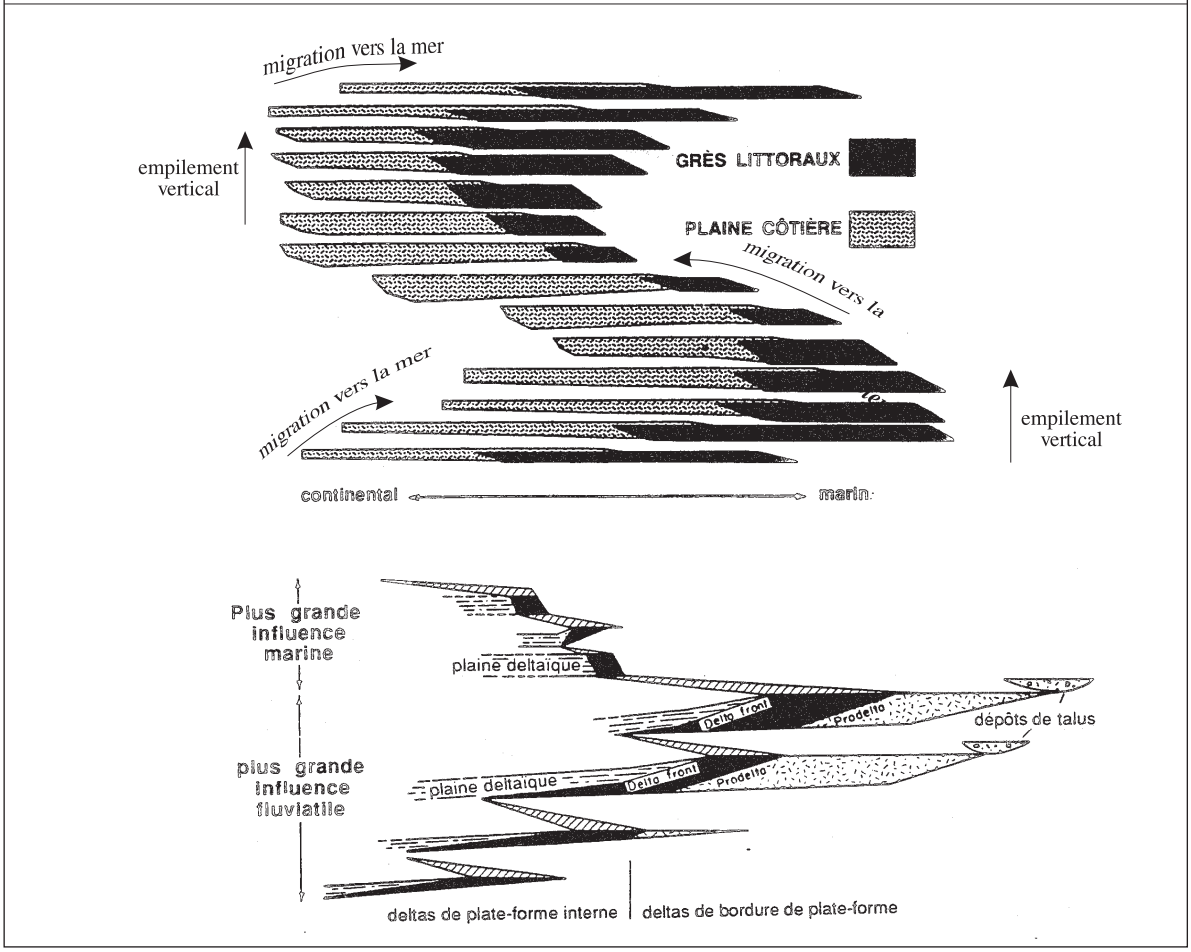


Figure I-13a
Réponse stratigraphique de variations cycliques à long et court terme du niveau marin relatif : surface remarquable - correspondance des découpages en cortèges de dépôts (Posamentier *et al.*, 1988) et en empilement vertical des unités génétiques (Cross, 1988). (Homewood *et al.*, 1992).

Figure I-13b
Motif d'empilement et de partitionnement des sédiments entre les domaines de shoreface et de plaine cortière d'après Cross (1988) modifié par Lafont (1994) et dans un système deltaïque d'après Galloway (1989) modifié par Lafont (1994).

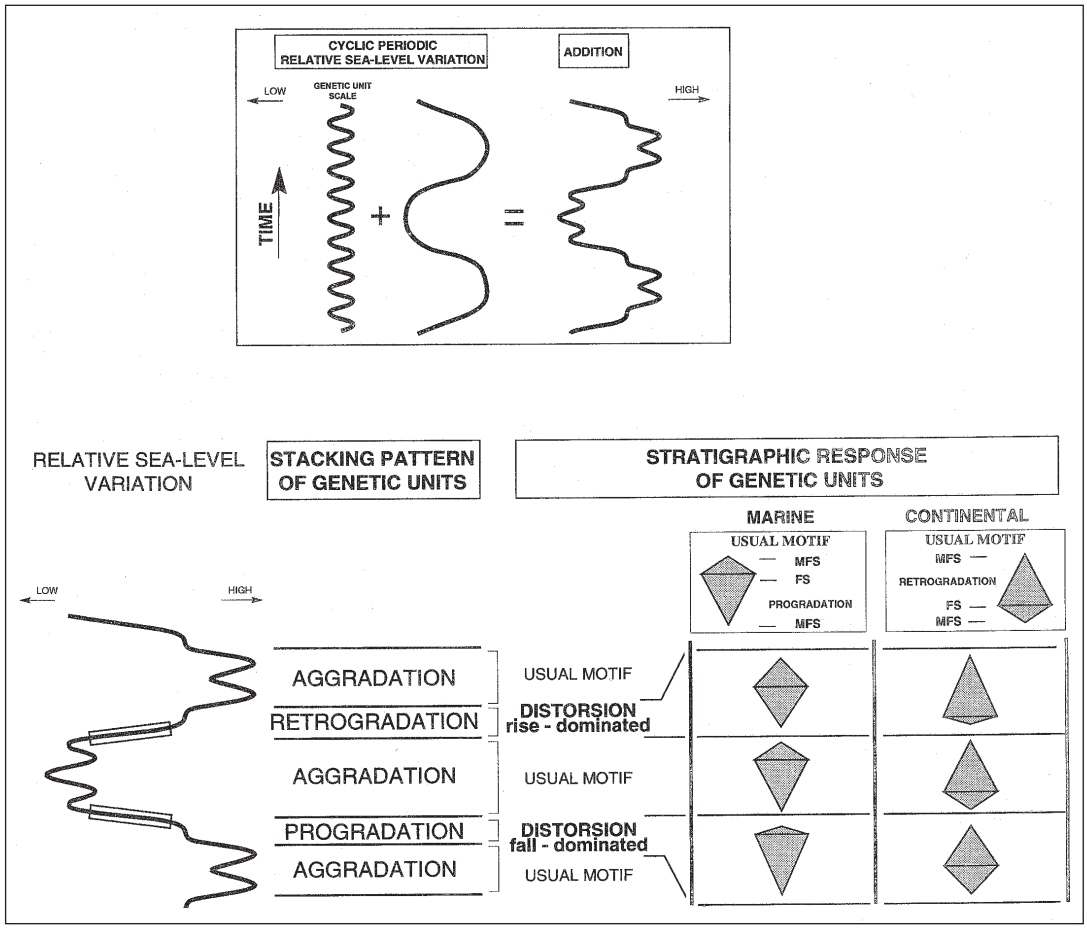


Figure I-14
Distorsion de l'expression stratigraphique de séquences par addition de deux ordres de variations cycliques, périodiques du niveau relatif de la mer (modifié de Guillocheau, 1991).
A : Addition de deux ordres de variations cycliques, périodiques du niveau relatif de la mer.
B : Distorsion de l'expression stratigraphie d'unités génétiques en environnements marins et continentaux (Guillocheau, 1995).

apports, les auteurs proposent un raisonnement en « Rapport A/S » où A représente l'accommodation créée et S la quantité de sédiments apportée dans le même laps de temps.

si A/S > 1 on a rétrogradation
si A/S = 1 on a agradation pure
si 0 < A/S < 1 on a pro-agradation
si A/S = 0 on a progradation pure
si A/S < 0 on a un *downward shift* ou régression forcée (*Cf.* ci-dessous)

b. Le modèle de régression forcée : Plint, 1988, Posamentier, 1992

Le concept de régression forcée est né de l'observation (en affleurement, puis sur carottes et diagraphies) de barres de *shoreface* à base franche reposant par l'intermédiaire d'une surface d'érosion sur des argiles plus profondes. Heward (1981, *in* Plint, 1988) suggère leur formation lors d'une chute de niveau marin. McCrory et Walker, 1986 puis Rosenthal et Walker, 1987, *in* Plint, 1988), décrivent de tels *shorefaces* sur des affleurements et les interprètent comme le résultat d'une progradation très rapide en réponse à une chute du niveau marin. Le modèle de Plint (Plint, 1988, 1991) est un peu plus élaboré et montre que la réponse stratigraphique à une chute du niveau marin relatif en domaine littoral se marque par une migration per descendum (*downward shift*) de la ligne de rivage vers la mer[43], et que la **progradation du shoreface et l'érosion** de la plate-forme sont **simultanées** et conduisent à la formation de « shorefaces à base franche » (*Sharp-based shorefaces*) (fig. I-15). La perte d'accommodation amène ainsi des dépôts littoraux (*shoreface, en général sableux*) à reposer directement et abruptement sur des dépôts marins néritiques (*offshore*, en général argileux) par l'intermédiaire d'une surface d'érosion sous-marine générée par les vagues. Le *shoreface* préservé correspond principalement au dépôt pendant le plus bas niveau marin. Plus la chute est rapide, plus la progradation de la ligne de rivage est rapide[44] et moins les dépôts littoraux préservés sont épais. Lors de la phase de remontée, il y aurait aggradation du *shoreface* supérieur et formation et préservation d'un faciès de lagune. Dans le cas d'une chute de grande ampleur, il y aurait une migration *per descendum* très marquée de la ligne de rivage et donc un littoral de « bas niveau » en contrebas du littoral de « haut niveau ». Lors de la remontée du niveau relatif de la mer, l'abrasion par les houles pourrait complètement déconnecter les deux prismes littoraux et laisser un littoral inclus dans des argiles marines (fig. I-15).

Les mécanismes invoqués, c'est-à-dire la combinaison de la baisse du niveau marin et de l'effet érosif des vagues, permettent d'expliquer la localisation et les caractéristiques des nombreux corps sableux longitudinaux préservés dans les roches sédimentaires, et formant parfois des réservoirs pétroliers (compilation de Plint, 1988 et de Posamentier, 1992) :

- Une limite basale représentée par une surface d'érosion d'extension régionale et de forme sigmoïde avec des reliefs atteignant 40 m ;
- Une géométrie linéaire et une extension latérale importante, d'une largeur cependant limitée à 12 km (*in* Posamentier, Allen *et al.*, 1992) ;
- Une lithologie sableuse, en général grossière voire conglomératique.

Et fréquemment :

- Des dépôts transgressifs en onlap sur la partie distale des barres de shoreface ;
- Des vallées incisées qui ne sont pas toujours préservées.

Ce modèle a été repris et développé par de nombreux auteurs. Il permet de réinterpréter certaines « barres d'*offshore* » ou sables de plate-forme moyenne en terme de barre littorale déposée lors d'une « régression forcée » (Hunt et Tucker, 1992 ; Posamentier, Allen *et al.*, 1992…). La « régression forcée » de Posamentier *et al.*, 1992 englobe toute diminution du niveau marin relatif au niveau de la ligne de rivage, elle est donc indépendante des apports sédimentaires, quel qu'ils soient, la ligne de rivage prograde vers le large et vers le bas.

En terme d'identification de surfaces clefs de la stratigraphie séquentielle[45] :

- Dans la partie amont des dépôts de *shoreface* de bas niveau, la discordance de chute est souvent confondue avec la surface de ravinement qui se développe ultérieurement (Plint, Walker *et al.*, 1986 *in* Posamentier, Allen *et al.*, 1992) ;

- Dans la partie distale des dépôts de *shoreface*, la discordance de chute est localisée sous le *shoreface*, la surface de transgression ainsi que la surface de ravinement sont au-dessus du *shoreface*.

[43] Cela avait aussi été illustré par Weller, 1960.
[44] C'est la combinaison de la diminution de l'accommodation et de l'augmentation des apports liée, au moins, à la « cannibalisation » des dépôts précédemment déposés qui génère des vitesses de progradation importantes.
[45] Hunt et Tucker (1992) proposent un modèle similaire avec un cortège de dépôts précédemment déposés qui génère des vitesses de progradation importantes.

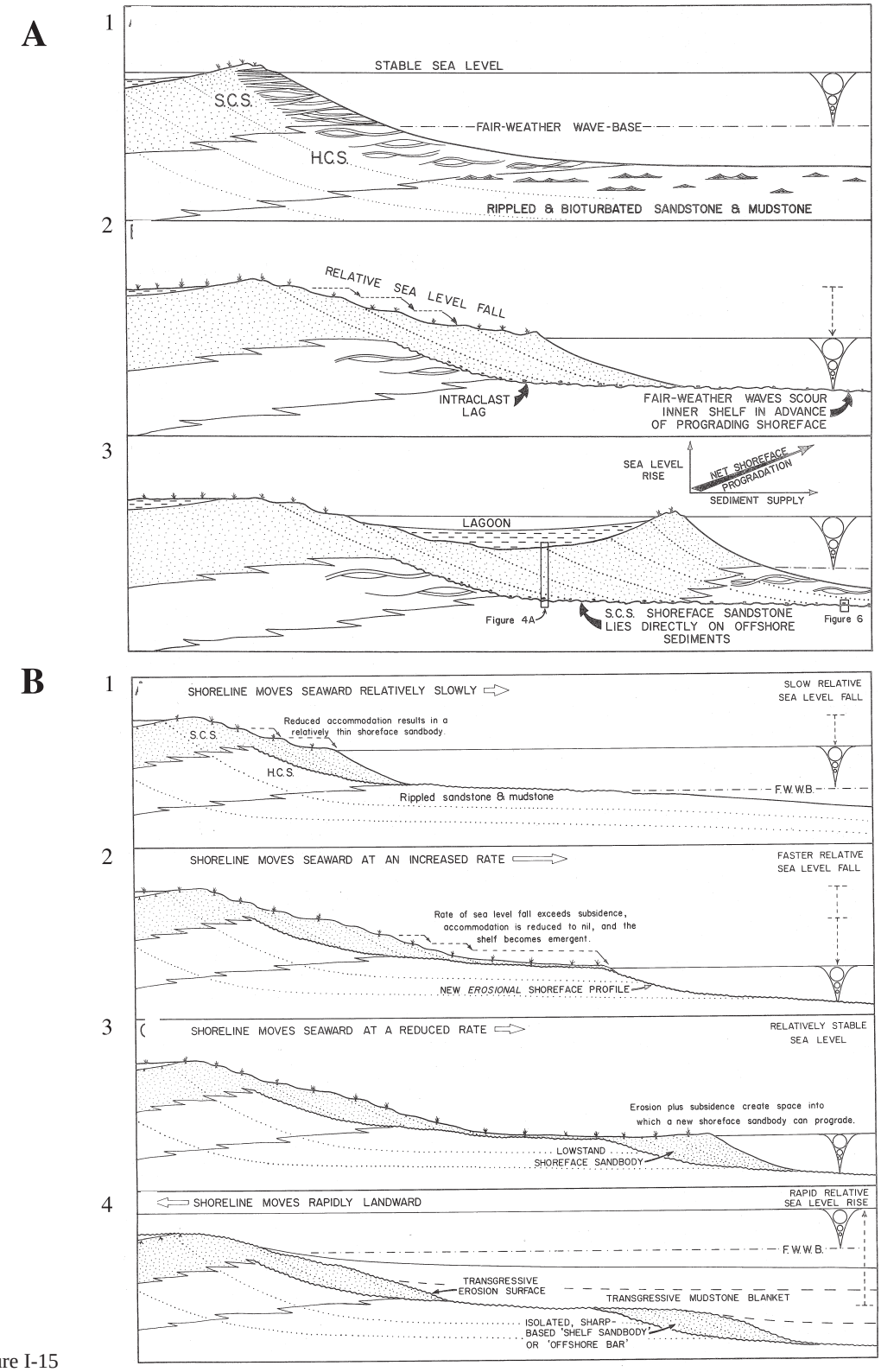


Figure I-15

A : Schéma illustrant la réponse d'un *shoreface* à une chute du niveau marin relatif et sa remontée ultérienne. SCS : *Swaley cross stratification* ; HCS : *Humocky cross Stratigraphication* (Plint, 1988).

B : Séquence possible d'évènements à l'origine des corps sableux linéaires à base franche érosive des argiles.

B-1 : Correspond à A-2.

B-2 : La faible pente de la plate-forme induit des mouvements rapides et importants de la ligne de rivage en réponse à la chute du niveau marin. Quand la ligne de rivage se stabilise, les vagues creusent des dépôts de plate-forme sous-jacents (erosional *shoreface* profile).

B-3 : L'érosion a créé assez d'espace pour permettre à un "*sharp-based shoreface*" de prograder.

B-4 : La remontée du niveau marin relatif induit une troncature d'érosion du *shoreface* et des dépôts en amont (plaine cotière), supprimant toute trace de condition subaérienne. Une fine couche graveleuse se dépose au-dessus de la surface de transgression. Avec l'approfondissement, des argiles de plate-forme recouvrent les dépôts de *shoreface* (Plint, 1988).

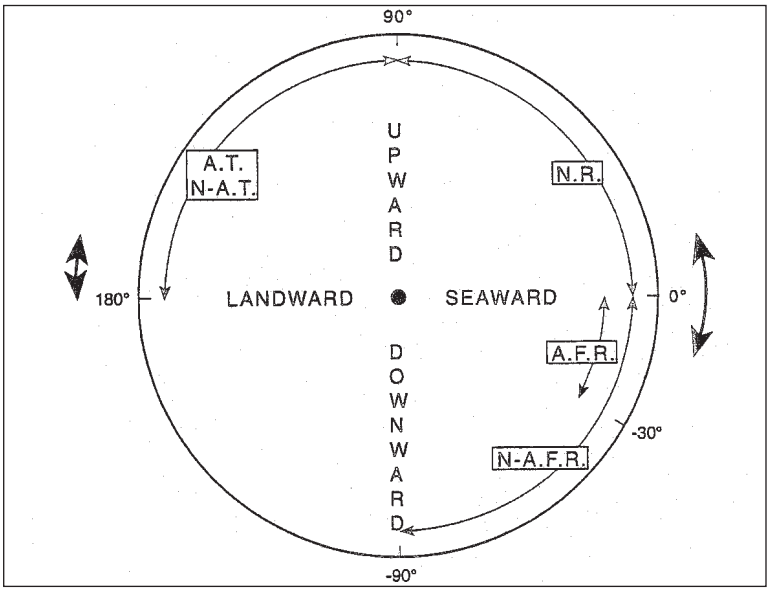


Figure I-16
Cercle de trajectoire de la ligne de rivage. Les flèches à l'extérieur du cercle indiquent les trajectoires les plus fréquentes.
AFR : Régression forcée en accrétion ;
NAFR : Régression forcée non-en-accrétion ;
NR : Régression normale ;
AT : Transgression en accrétion ;
NAT : Transgression non-en-accrétion (Helland-Hansen, 1996).

c. Le modèle de trajectoire de la ligne de rivage : Helland-Hansen, 1996

Comme son nom l'indique, les auteurs du modèle Helland-Hansen et Martinsen, 1996 se sont attachés à décrire, hiérarchiser, et interpréter la migration de la ligne de rivage (vers la mer, vers le continent, vers le haut, vers le bas) à partir des coupes 2D réalisées dans le sens de la pente de dépôt. Ils résument ces mouvements sur un cercle où les mouvements vers le haut sont positifs entre 0 et +180° (sens trigonométrique), les mouvements vers le bas sont négatifs entre 0 à -180° (sens horaire) ; les mouvements vers la mer se situant théoriquement entre -90 et +90° (sens trigonométrique), les mouvements vers la terre, entre +90 et -90° (sens horaire) (fig. I-16).

D'une manière générale, la majorité des migrations se situe autour de 0° (en positif ou négatif) et autour de 180° en positif.

Les auteurs distinguent les systèmes en « accrétion » et ceux en « non-accrétion » ce qui correspond à des systèmes où les apports sont respectivement assez importants ou insuffisants pour influencer la trajectoire de la ligne de rivage. Le comportement de la ligne de rivage est donc le résultat des variations d'accommodation, des apports, du déséquilibre relatif entre ceux-ci et la physiographie héritée. Les régressions forcées et les transgressions peuvent être « en accrétion » ou en « non-accrétion ».

Les modèles en « non-accrétion » comprennent donc des paraséquences représentées en totalité par des surfaces (ce qui n'est pas envisagé dans la majorité des autres modèles). Dans le cas d'une chute du niveau marin relatif (régression forcée), la surface résulte soit de l'absence d'accommodation soit de l'absence d'apport. Dans le cas d'une montée du niveau marin relatif, et toujours dans le cas d'un système en « non-accrétion », la migration de la ligne de rivage va se confondre avec la surface proximale (alluviale) qui existait avant le début de la transgression (par exemple, inondation rapide d'une plaine côtière de faible gradient).

Par ailleurs, ce modèle met en évidence le rôle des pentes alluviales, des pentes de la trajectoire de la ligne de rivage, de la pente de la plate-forme et de leurs valeurs respectives sur l'architecture des dépôts (en particulier pour les régressions forcées) (fig. I-17).

Ce modèle permet de distinguer en particulier des pieds de clinoformes[46] qui diminuent ou augmentent de profondeur en progradant. Il permet aussi d'apprécier l'effet des morphologies existantes.

La persistance d'une divergence entre la trajectoire de la ligne de rivage et la pente en avant de la ligne de rivage (à la fois lors des régressions normales et forcée en accrétion) conduit à une augmentation des pentes de dépôts (*Oversteppening*) et éventuellement à la translation des centres de dépôts en pied de pente par des processus gravitaires.

d. Le modèle de « théorie des régimes » : Sloss, 1962 ; Swift et Thorne, 1991

Swift et Thorne (Swift et Thorne, 1991), reprenant largement les travaux précurseurs de Sloss (Sloss, 1962), ont développé un modèle conceptuel (et numérique) dédié à la sédimentation sur la plate-forme continentale en parallèle de la Stratigraphie Séquentielle. La plate-forme est interprétée comme une surface d'équilibre dynamique contrôlée par les variations de quatre facteurs essentiels :

• La vitesse de variation du niveau relatif de la mer (R) (même définition qu'en stratigraphie séquentielle s.l.) ;

• Le taux d'apports sédimentaires (Q) qui dépend essentiellement du relief et du climat ;

• La nature des apports sédimentaires (M) qui

[46] Un clinoforme est une surface inclinée, semblable à une stratification de grande taille Cojan and Renard, 1997, un talus sous-aquatique (Foucault et Raoult, 1995). C'est une surface de dépôt inclinée, le plus souvent associé à des dépôts progradants dans des eaux plus profondes (Mitchum, Vail *et al.*, 1977b). Bates et Jackson (1987) précisent, à juste titre, qu'il peut correspondre à la **pente continentale** des océans ou aux **foresets** des deltas. Rich (1951 *in* Bates et Jackson, 1987) distinguait la partie undaform (peu profonde, soumise à l'action des vagues), la partie *clinoform*, et *fundoform* (profonde, etymol. *bottom*).

dépend essentiellement du relief et du climat ;

• La puissance hydraulique (P) qui résulte des vagues, des courants de marée, de dérive et de densité et qui induit un taux de transport sédimentaire dispersif (D).

Ces auteurs utilisent aussi la notion de limite d'action des vagues (*wave base*) qui correspond à la profondeur au-dessus de laquelle l'énergie des vagues (moyennée en temps) est suffisante pour transférer les sédiments (*bypass*) vers le bassin à un taux équivalent à celui des apports[47] (fig. I-18).

La valeur de cette limite, au-delà de laquelle l'action des vagues est négligeable, permet de caractériser la sensibilité des plates-formes à l'action de cet agent dynamique. 80 % des plates-formes dominées par la houle ont cette limite située vers 100 m (Castaing, 1981, Vincent, 1986 *in* Berné, 1999).

La surface d'équilibre résultante est faiblement inclinée sur la plate-forme externe (quelques dixièmes de degré) mais plus fortement inclinée sur la plate-forme interne (jusqu'à 1°) en raison de la perte d'énergie des vagues au cours de la propagation vers la côte. La tendance générale est donc au piégeage des sédiments en domaine côtier (c'est la barrière d'énergie littorale de J.R.L Allen, 1970 *in* Swift et Thorne, 1991). Deux processus permettent d'alimenter la plate-forme externe : le transfert à l'embouchure des rivières et l'érosion côtière. Au-delà de la limite d'action des vagues, la surface est dominée par les phénomènes gravitaires au niveau de la pente continentale.

Le régime de plate-forme est ainsi caractérisé par le rapport :

$$\frac{R.D.}{Q.M.}$$

Ce rapport est qualifié de rapport **Accommodation/Apport**, mais il n'a pas tout à fait le même sens que le rapport A/S de la stratigraphie génétique d'une part parce qu'il est plus qualitatif que quantitatif car la nature des sédiments intervient ; d'autre part parce que le terme accommodation est entendu ici dans une acception un peu différente de sa définition par Jervey[48]. Puisque D, taux de transport lié à la dynamique intervient, il semble que l'accommodation de Swift corresponde plutôt à l'espace réellement disponible ; c'est un potentiel d'accumulation pour la sédimentation (pour accumuler il faut de l'espace mais pas trop d'énergie). Pour éviter toute confusion, nous remplacerons par la suite le terme accommodation de Swift par le terme « espace ».

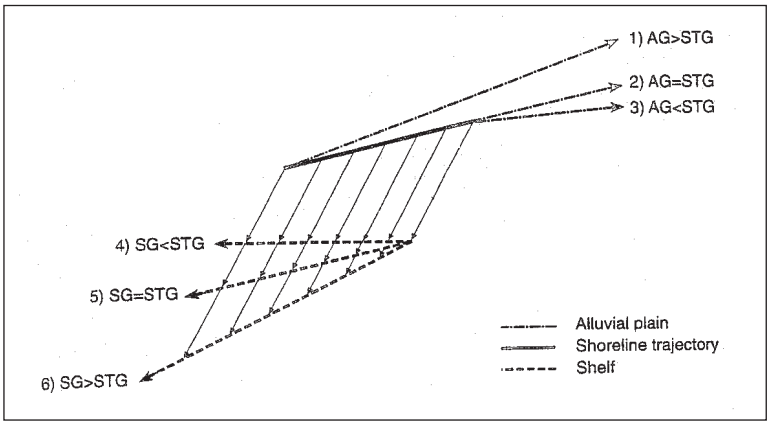


Figure I-17
Pour une trajectoire de la ligne de rivage donnée (trait plein), plusieurs combinaisons des gradients de la plaine alluviale et de la plate-forme sont possibles.
AG : Gradient de la plaine alluviale ;
SG : Gradient de la plate-forme (shelf) ;
STG : gradient de la trajectoire de la ligne de rivage (shoreline trajectory gradient) ;
1- AG > STG : accumulation de dépôts alluviaux pendant la chute du niveau marin relatif ;
3- AG < STG : érosion fluviatile sans accomodation ;
4- SG < STG : diminution de profondeur des "pieds" de clinoformes au cours de la progradation ;
6- SG > STG : augmentation de profondeur des "pieds" de clinoformes au cours de la progradation (Helland-Hansen, 1996).

Deux grands types de régimes sont distingués :

• Le régime « dominé par les apports » : QM > RD. Les fleuves délivrent davantage de sédiments aux embouchures que l'augmentation du niveau de la mer ne peut en accommoder ou que la dynamique marine D ne peut en expulser ; ils forment des deltas où le taux d'accumulation peut être très fort. Les apports sont allochtones, les remaniements et les contrastes de faciès sont faibles, les sédiments plutôt fins. Ce régime peut être assimilé aux systèmes de dépôts régressifs (Swift et Thorne, 1991).

• Le régime « dominé par l'espace » : QM < RD. La remontée du niveau marin est rapide par rapport au taux d'apports sédimentaires, les embouchures des fleuves forment des estuaires qui piègent les sédiments des fleuves et de la dérive lit-

[47] D'après Swift et Thorne (1991), c'est ce mécanisme qui explique que les marges continentales d'origine structurale diverses évoluent, au cours du temps, vers une configuration plate-forme—pente.
[48] On rappelle la définition de Jervey (1988) : l'accommodation est l'espace entre le niveau de la mer et le substratum du bassin.

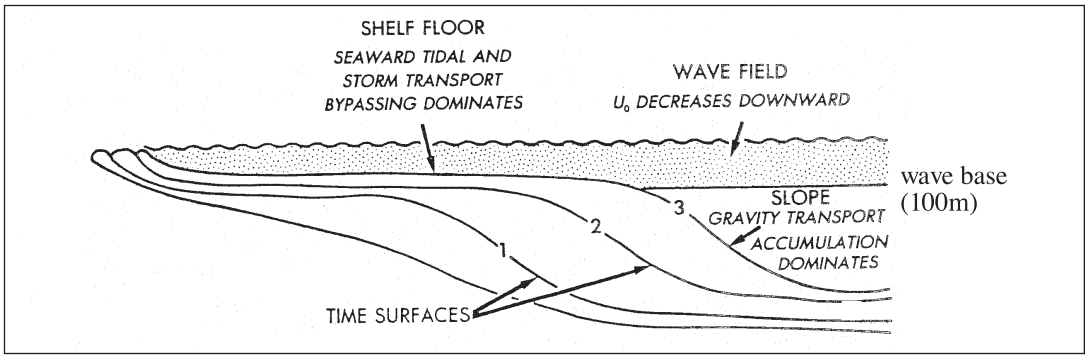


Figure I-18
Géométrie du prisme sédimentaire d'une marge continentale passive. Les chiffres indiquent les positions successives des surfaces de dépôts. Le "Wave field" correspond à la zone soumise à l'action des vagues et permettant en moyenne le transport des sédiments pour un taux d'apport donné (Swift et Thorne, 1991).

torale. Les estuaires peuvent eux-mêmes rétrograder si QM << RD. La sédimentation est essentiellement autochtone avec un remaniement important et répété des stocks sédimentaires, avec transfert au niveau des *shorefaces*. Les faciès sont hétérogènes, plutôt grossiers et de faible épaisseur. Ce régime est assimilé aux systèmes de dépôts transgressifs (Swift et Thorne, 1991)

L'évolution, au cours du temps, de certains paramètres entraîne un auto-équilibrage de la plateforme par ajustement des variables de contrôle. C'est l'existence de cette évolution du régime de dépôts qui génère des séquences de dépôts multiples visibles en profondeur.

L'intérêt et l'originalité de ce modèle est de prendre en compte la notion d'efficacité du régime hydrodynamique.

e. Le modèle lié à la limite d'action des vagues de tempête : Einsele

Einsele (Einsele, 1992, 1996 ; Einsele, Chough *et al.*, 1996 ; Einsele, Ricken *et al.*, 1991) propose une réflexion un peu différente avec :

- Des facteurs causaux (allocycliques) : (tectonique, climat, eustatisme) ;

- Des facteurs modifiants : différence locale de subsidence, d'apport, de composition des sédiments, des régimes hydrographiques et des processus autocycliques. Il insiste sur le rôle d'une subsidence variable dans le temps et l'espace, le rôle de la topographie du bassin et le régime hydrodynamique contrôlant la profondeur à partir de laquelle un dépôt permanent peut avoir lieu.

Cette notion de facteurs modifiants a été aussi proposée par Posamentier et Allen, 1993. Einsele (1991) développe, comme Guillocheau (1991) et Homewood (1992), l'idée de l'asymétrie des cycles en fonction de la localisation au sein du bassin en liaison avec la combinaison des effets de la subsidence, des apports, de l'érosion sous-marine et du *bypass* des sédiments.

D - ANALYSE CRITIQUE DE LA STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE (S. L.)

1. Les apports fondamentaux de la stratigraphie sismique et séquentielle

La stratigraphie séquentielle (s. l.) a permis de bâtir un cadre de réflexion nouveau intégrant le temps et l'espace et de resituer les séries sédimentaires dans un cadre plus global.

a. Un cadre chronostratigraphique

L'application de la stratigraphie séquentielle, par combinaison des enregistrements sismiques et des données de sondage, sur les marges continentales fossiles ou actuelles (Cross, 1988; Payton, 1977 ; Posamentier, Jervey *et al.*, 1988a ; Posamentier et Vail, 1988b ; Posamentier et Weimer, 1993 ; Vail, Colin *et al.*, 1987 ; Van Wagoner, Mitchum *et al.*, 1990 par exemple) a permis une approche globale des processus sédimentaires permettant de réaliser des progrès importants dans la compréhension des géométries et des mécanismes de mise en place des séquences de dépôt dans un cadre chronostratigraphique. En particulier, elle a montré que chaque cortège de dépôt possède une structure interne qui est fonction de sa position dans le profil de dépôt côte-bassin, que cette position est variable au cours du temps et qu'elle induit des migrations latérales de dépocentre en relation avec les variations du niveau marin relatif, ou accommodation.

b. Un système complet

Les migrations de dépocentres montrent qu'il n'y a pas d'endroit où la sédimentation soit continue, ni dans l'espace, ni dans le temps. L'établissement d'une échelle stratigraphique complète et la reconstitution de l'histoire géologique complète ne peuvent s'élaborer qu'à partir d'un va et vient incessant du bassin à la plate-forme et au continent (et vice-versa). En d'autres termes, la compréhension des phénomènes, des processus sédimentaires impose l'étude complète du système sédimentaire du continent jusqu'aux domaines profonds et son intégration dans un cadre temporel élargi.

c. Un cadre intégrateur

Les exigences de la stratigraphie séquentielle imposent une intégration de données, d'échelles et de spécialités différentes. D'une part, le remplissage sédimentaire est décrit grâce à la stratigraphie sismique, la sédimentologie de faciès, la paléontologie, les études diagraphiques et géochimiques (diagenèse), les études régionales et les études tectoniques ; d'autre part l'accès au temps, paramètre commun à toutes les spécialités, est estimé (avec une précision variable) par la biostratigraphie, la magnétostratigraphie, la stratigraphie isotopique, la palynologie, la géochronologie[49].

d. Des prédictions

Les concepts de la stratigraphie séquentielle sont actuellement utilisés de manière généralisée, surtout dans le domaine de la géologie pétrolière. En effet, l'analyse de la géométrie des systèmes sédimentaires permet de déterminer, dans l'espace, la position des environnements de dépôt à un instant donné. La reconnaissance d'un cortège de dépôt permet de prédire les cortèges adjacents (d'après le modèle théorique). De plus, la connaissance des tendances évolutives (dans le temps) des environnements en un lieu donné (tendance à l'agradation, rétrogradation ou progradation) permet de prédire (grâce au modèle théorique) la nature, la distribution et la géométrie des corps réservoirs potentiels et des couvertures dans les autres parties du bassin.

2. Limites du modèle de la stratigraphie séquentielle

a. Critique de la méthode

Victime de son succès, la stratigraphie séquentielle a eu tendance à se refermer sur elle-même, en développant son jargon de "spécialiste" et en créant ses écoles antagonistes et ses querelles de chapelle. L'effet de mode fut tel, que les sessions spécialisées de Stratigraphie Séquentielle se multiplièrent aux congrès nationaux et internationaux mais que ceux qui travaillaient autrement n'y avaient pas de tribunes. La révolution initiale générée par le développement de la stratigraphie sismique et séquentielle a été accompagnée de son cortège d'excès, d'erreurs ou d'errances. A l'heure actuelle, elle est encore en évolution et l'on observe une multiplication d'avatars des modèles initiaux incorporant des éléments des différents modèles initiaux ou insistant sur l'importance de tel ou tel paramètre ; ce qui prouve que le sujet est loin d'être clos.

Valeur chronostratigraphique des réflexions

L'un des postulats de la stratigraphie sismique est la nature chronostratigraphique des réflexions sismiques ; en d'autres termes, les réflexions sont considérées comme des lignes-temps et les cortèges qu'elles délimitent comme des chronozones (*cf.* note 36). Il faut apporter quelques nuances à cette affirmation. La nature même de l'outil sismique ne peut faire de la stratigraphie sismique qu'une approximation de la chronostratigraphie dont la barre d'erreur est liée directement à la résolution de la sismique employée.

De plus, au-delà du problème de résolution, il existe des discontinuités sismiques matérialisées par des réflexions qui traversent des lignes temps : c'est le cas des dépôts déposés par certaines régressions forcées (*Cf.* modèle de dépôt chapitre V). Cet exemple montre qu'il est nécessaire de garder à l'esprit une vision dynamique des processus sédimentaires et des géométries résultantes.

Description et interprétation

L'application abusive du modèle théorique a conduit à des raccourcis et des mélanges de termes descriptifs et de termes interprétatifs. Par exemple, l'utilisation des terminaisons des réflexions basées initialement sur l'observation des relations angulaires des réflexions est devenu un critère simple (et faux) de variation du niveau marin relatif. Ainsi, le terme de biseau d'agradation (*onlap*) signifie à l'origine « réflexion faiblement inclinée reposant sur une réflexion plus inclinée ». Ultérieurement, le terme *onlap* a souvent été confondu avec celui d'*onlap* côtier et interprété comme synonyme de montée du niveau marin relatif. Or, cette relation ne peut être avancée, *a priori*, que si l'environnement de dépôt correspond effectivement à la limite plaine-alluviale-littoral et se déplace vers l'amont du système en même temps qu'il agrade (*coastal encroachement*). Si l'environnement est marin ou continental, on ne peut rien dire sur le niveau marin relatif ni sur l'évolution du rapport A/S (Accommodation sur Apports) (*cf.* paragraphe C.4.a et C.4.d). De plus, l'application d'un critère d'*onlap* en 2D uniquement est insuffisante. C'est le problème des *onlaps* apparents (fig. I-19)[50].

Outre les problèmes déjà présentés d'*onlap* apparent, d'*onlap* marin et d'*onlap* côtier, Pitman (Pitman, 1978) puis Watts (Watts, Karner *et al.*, 1982) ont montré (par des modélisations numériques) que les géométries en *onlap* le long des marges continentales passives pouvaient être dues à des variations temporelles et spatiales des vitesses de subsidence ou des taux d'apports.

De même, l'évolution de la notion de **séquence de dépôt**, initialement basée sur des considérations descriptives (définition de 1977), géométriques et objectives, devient une notion interprétative théorique (séquence associée à un cycle de variation du

[49] C'est l'ensemble des méthodes permettant d'assigner un âge aux roches et aux minéraux (en particulier les méthodes radiométriques donnant un âge absolu) CFS, 1997.

[50] Il se pose d'ailleurs le même type de problème pour les troncatures « apparentes » et les troncatures « d'érosion » marines ou non.

niveau marin relatif) qui oblige à reconnaître, parmi les discordances celles qui correspondent aux périodes de chute du niveau marin relatif, ce qui est bien difficile à partir du seul document sismique.

Comparaison entre la stratigraphie sismique (Exxon) et la stratigraphie génétique

Deux approches de la stratigraphie séquentielle ont souvent été opposées : celle de Vail et de l'équipe Exxon (présentée au paragraphe C.3) d'une part et celle de Cross et de la Colorado School of Mines (ou stratigraphie génétique) (présentée au paragraphe C.4) d'autre part.

Leurs différences tiennent d'abord à la nature des outils d'investigation et à des échelles d'observation différentes, ce qui entraîne la mise en exergue de critères et de particularités différentes (choix de surfaces clefs différentes). De plus, la stratigraphie génétique part des unités génétiques élémentaires pour reconstituer des séquences d'un ordre supérieur. L'école d'Exxon fait le chemin inverse, elle part des séquences qu'elle divise en paraséquences.

Enfin, l'équipe d'Exxon a développé ses concepts à partir d'études sismiques, d'où l'utilisation des discordances (bien visibles) comme limites de séquences. En stratigraphie génétique, c'est la surface d'inondation maximale (point le plus transgressif au sein d'une évolution transgressive-régressive progressive) qui est prise comme référence. Contrairement aux affleurements (sur lesquels on peut repérer les environnements les plus profonds) ou aux puits (sur lesquels on peut repérer l'évolution et les pics de l'argilosité), on ne peut pas pointer, en sismique, la surface d'inondation maximale au sein d'une argile (pas de contraste d'impédance). Il est donc normal dans ce contexte d'utiliser des critères et des surfaces clefs différentes ; cela ne change en rien les mécanismes de dépôt invoqués. Mais pendant longtemps le lien entre stratigraphie génétique et sismique ne s'est pas effectué : pour Cross (Cross, 1988) les évolutions sont toujours progressives et les relations avec des discontinuités majeures ne sont pas évoquées.

Homewood *et al.* (Homewood, Guillocheau *et al.*, 1992) proposent pour résoudre ce problème, une comparaison théorique des nomenclatures (fig. I-13a).

Récemment, Mahieux *et al.* (1998) ont illustré les différences d'interprétation inhérentes à la méthode utilisée en comparant des données d'affleurements et de sismique très haute résolution (métrique). Ils ont ainsi démontré comment la sismique surlignait les relations géométriques entre

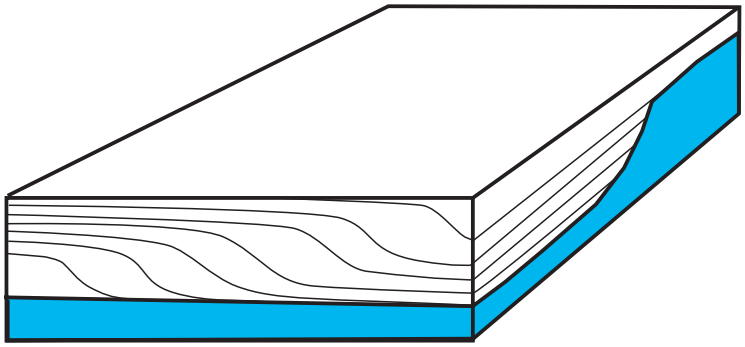


Figure I-19
Schéma illustrant la création d'*onlaps* apparents sur une paléomorphologie.

séquences et surfaces. En fait, ces deux approches, contrairement à la passion des débats initiaux, ne sont pas antinomiques mais plutôt complémentaires (Cojan et Renard, 1997).

b. Critique des modèles

« Aliasing » d'espace et de temps

Le problème de la stratigraphie génétique effectuée sur puits ou diagraphies est de travailler sur un nombre discret de puits, ce qui permet toujours, d'envisager plusieurs corrélations latérales. Plus les puits sont espacés et plus l'incertitude est grande. De plus, la part du signal temps enregistrée verticalement et préservée est-elle suffisante pour reconstruire le signal original ? Les corrélations dépendent, dans ce cas, du modèle conceptuel appliqué. Toute corrélation est une interprétation basée sur un certain nombre d'**hypothèses**.

Modèle et réalité

Comme le met en avant Reading (1996) : « il faut être prudent sur la manière d'utiliser les modèles. Tout modèle est basé sur un certain nombre d'**hypothèses**, sur la suppression d'une partie des données considérées comme non significatives, sur la mise en avant d'autres données, et sur le **choix de quelques facteurs de contrôle** au dépend des autres. Un attachement trop rigide à l'un de ces modèles ou son application dogmatique peut conduire à négliger d'autres possibilités » (traduit de Reading, 1996).

Sur un affleurement, on peut décrire de manière objective la surface d'inondation maximale et la surface transgressive à partir des environnements de dépôt ; de même, on peut repérer des discordances (en sismique et en affleurement). Tout le problème est de remonter à la cause, à l'origine des évolutions. On ne peut pas passer directement des environnements de dépôt à une courbe eustatique par exemple, car il faut prendre en compte tous les autres facteurs : les apports, les instabilités de bordure de plate-forme au niveau des canyons qui créent de l'espace, la tectonique, l'influence de l'hydrodynamisme ?

Les excès de la stratigraphie sismique peuvent être attribués, pour une grande part, au fait de ne pas avoir reconnu dans le modèle (la « limace de Vail» (fig. I-10) par exemple) une **série virtuelle, théorique, idéale**. Les publications initiales, n'ont pas tellement insisté sur les conditions d'application et sur les facteurs pouvant la perturber. De plus, le rôle tout à fait prépondérant accordé à l'eustatisme dans les premiers stades de la Stratigraphie Séquentielle a conduit sous-estimer en parallèle celui des autres facteurs (il s'agissait d'une régression par rapport au modèle de Sloss, (Sloss, 1962)).

Ce n'est qu'une dizaine d'années plus tard que Posamentier et Vail (Posamentier et Vail, 1988b) puis Posamentier et Allen (Posamentier et Allen, 1993), précisent que si chaque cortège sédimentaire est associé à un segment de la courbe eustatique, la portion exacte dépendra des facteurs locaux, c'est-à-dire, de la morphologie préexistante, de la subsidence et du flux de sédiments. De même, les modèles dérivés insistent sur l'importance des hypothèses sous-jacentes et sur certains facteurs négligés initialement. Par exemple Einsele (Einsele, Ricken *et al.*, 1991) insiste sur le rôle d'une subsidence variable dans le temps et l'espace, le rôle de la topographie du bassin et le régime hydrodynamique contrôlant la profondeur à partir de laquelle un dépôt permanent peut avoir lieu.

Le modèle de Vail *et al.* (1987) tel qu'il a été présenté ne montre pas d'échelle et a été interprété, en général, comme un profil plateau/pente. La phase descendante du cycle de variation du niveau marin est limitée, dans ce modèle, à la discordance de chute (dans la partie peu profonde) et éventuellement à un cône sous-marin profond et sableux (dans le cas d'une discordance de type 1). L'application simpliste du modèle a ainsi amené certains à postuler la non-existence de dépôt de bas niveau sur la plate-forme. Comme le disait déjà Lombard (Lombard, 1956) : « L'étude d'une série de roches doit être conduite avec une notion précise de l'échelle à laquelle on opère. Faute d'avoir suivi cette règle élémentaire, il s'est commis des erreurs… ». L'incapacité du modèle d'Exxon à décrire un dépôt pendant la chute du niveau marin relatif a ainsi conduit au développement du modèle de régression forcée (Plint, 1988) (globalement accepté actuellement, voire sur-exploité à son tour).

Par ailleurs, le modèle d'Exxon est basé sur un profil morphologique particulier (du type plate-forme-pente-bassin), ce qui n'est pas le cas de tous les bassins (les rampes par exemple). L'influence de la physiographie n'était pas du tout envisagée dans le modèle de Vail *et al.* (1987). Plusieurs modèles ultérieurs tâchent de définir son importance (Helland-Hansen (1996) par exemple).

Les trois facteurs principaux (eustatisme, subsidence et apports) à la base des modèles de Stratigraphie Séquentielle permettent de décrire le système détritique sur les marges. En domaine profond, comme en domaine continental, le modèle général reste insuffisant, dans sa forme actuelle. Les systèmes fluviatiles sont dynamiques et complexes. Les périodes d'érosion ou de dépôt au sein du système peuvent n'avoir que peu de relation avec les variations externes du niveau de base dont les effets peuvent être supplantés par les variations de facteurs tels les flux d'eau et de sédiment (*Cf.* paragraphe E). De même, en domaine profond, les phénomènes sédimentaires peuvent n'avoir que peu de relations avec le niveau marin relatif.

Un des axes de la recherche actuelle vise à étendre le modèle de stratigraphie séquentielle à ces domaines physiographiques.

Ces quelques exemples mettent en évidence les **dangers** d'une application trop systématique et non raisonnée de tout modèle. Ce n'est pas le modèle qui est véritablement en cause, le modèle n'est que ce qu'il est : simplificateur. Il a été créé pour faciliter notre compréhension des phénomènes naturels complexes. Le problème est de n'observer les données qu'à travers un modèle choisi et de vouloir à tout prix les faire coller au modèle.

Quant à la force prédictive du modèle souvent mise en avant, rappelons que « prédire n'est pas expliquer » (Thom, 1991).

E - LES MODÉLISATIONS STRATIGRAPHIQUES

En parallèle des modèles conceptuels théoriques, deux autres types de modèles se développent : les modèles analogiques et les modèles numériques qui peuvent amender, modifier, ou contredire les concepts de la stratigraphie séquentielle. Nous décrirons, dans ce chapitre, les résultats des expériences analogiques, nous les comparerons entre-elles puis nous les confronterons aux prédictions des modèles conceptuels ; nous présenterons ensuite, rapidement, les grands types de modèles numériques existants.

1. Modèles analogiques : quelques résultats

Les modèles analogiques visent à reproduire, souvent en modèle réduit, un phénomène naturel. C'est ainsi que Kuenen (1937 *in* Heezen et Hollister, 1971), Kuenen et Migliorini (1950, *in* Reading, 1996) furent les premiers à proposer le concept de courants de turbidité à partir d'observations de terrain et d'expériences en bassin réduit. Puis Mc Kee et Sterett (McKee et Sterrett, 1961) ont modélisé la formation des barres littorales. Schumm, dès 1972, a réalisé des expériences intensives sur les phénomènes d'avulsion, d'incision, de développement de méandres, de comportement des fleuves. Le transport des corps turbiditiques en pied de pente a aussi fait l'objet de modélisations analogiques (Ravenne et Béghin, 1983 ; Wood, 1994 ; Ouchi, Ethridge *et al.*, 1995 ; Kneller, 1995). Plusieurs auteurs ont étudié, en bassin réduit, les systèmes de dépôts fluvio-deltaïques (de la plaine côtière à la plate-forme et au talus) et en particulier leurs réactions aux variations de niveau de base[51]. Ces expériences permettent de contrôler le niveau marin, les taux de subsidence, de flux d'eau et de sédiments et de les faire varier un par un. Ainsi, on teste et l'on caractérise les effets des fluctuations du niveau de base (ou des autres facteurs) sur les géométries, l'extension, et les caractéristiques sédimentologiques des séquences. C'est l'apparition de la stratigraphie séquentielle expérimentale. Nous présentons ci-dessous les résultats de trois laboratoires.

[51] Le niveau de base (sens stratigraphique) correspond à une surface imaginaire en dessous de laquelle il y a dépôt et au dessus de laquelle il y a érosion (Wheeler, 1964) (c'est en ce sens que l'utilise Cross et la Colorado school of Mines). En géomorphologie, le niveau de base a un sens différent : le niveau de base correspond à une position d'équilibre (le niveau lacustre) autour de laquelle s'élabore le profil d'équilibre d'un fleuve (profil idéal sans érosion ni agradation) (Schumm, 1977 ; Schumm et Anonymous, 1993).

a. Les expériences de la Colorado State University

Wood *et al.* (Wood, Ethridge *et al.*, 1993) puis Koss *et al.* (Koss, Ethridge *et al.*, 1994) ont réalisé les premières comparaisons avec les prévisions de la stratigraphie séquentielle. Les expériences[52] débutent par une période de stabilisation (6 h), avec un niveau de base constant jusqu'à l'établissement d'un chenal fluviatile stable et actif (migration des figures sédimentaires (*bedforms*). Les auteurs ont montré, d'une part l'effet de la vitesse de variation du niveau de base (chute lente ou rapide) sur les géométries et les caractéristiques de dépôts ; d'autre part l'existence d'une période de latence entre la chute du niveau de base et sa répercussion sur le fonctionnement du système sédimentaire.

Effets de la vitesse de variation du niveau de base

• Pendant une **chute lente** du niveau de base :

- Le chenal fluviatile se déplace vers le bassin à la même vitesse que la ligne de rivage. On a une seule vallée incisée dans la plate-forme (souvent sinueuse).

- Les dépôts de deltas de plate-forme[53] (*shelf delta deposits*) sont donc épais mais restreints latéralement.

- Les dépôts de bordure de plate-forme[54] (*shelf margin deltas*) sont épais, diachrones (lobes transgressifs superposés) et assez grossiers.

• Pendant une **chute rapide** du niveau de base :

- La ligne de rivage se déplace rapidement vers le bassin. Le chenal décharge alors eau et sédiments sur la plate-forme en un vaste delta d'épandage de plate-forme (*shelf delta apron*). Quand le niveau de base tombe sous le niveau de la plate-forme, une série de vallées incisées multiples, droites et plus ou moins bien définies se forment en bordure de plate-forme et se déplacent vers le continent par érosion dite régressive ou « érosion vers la tête » (*headward erosion*).

- Les dépôts de deltas de plate-forme sont fins mais ont une grande extension latérale.

- Les dépôts de bordure de plate-forme sont synchrones et dominés par les sédiments fins.

La vitesse de remontée du niveau de base a aussi une importance primordiale sur l'épaisseur et le potentiel de préservation des dépôts transgressifs et des dépôts régressifs préalablement déposés.

• Pendant une remontée lente du niveau de base :

- Les sédiments ont le temps de s'accumuler sur la plate-forme : les dépôts transgressifs ont donc tendance à être épais en tout point de la plate-forme,

- Par contre, les dépôts de bas niveau et les dépôts transgressifs sont soumis a une période de remaniement (érosion) par les systèmes fluviaux et côtiers, prolongée, induisant un potentiel de préservation moindre.

• Pendant une remontée rapide du niveau de base :

- les dépôts transgressifs sont plus fins,

- mais ils ont un potentiel de préservation supérieur.

Wood *et al.* (1993) montre ainsi l'importance de la vitesse de variation du niveau de base sur les caractéristiques d'érosion et de dépôt de tout le système (de la plaine côtière au talus).

Période de latence ("lag time"), formation, évolution des vallées

• Agradation et incision concomitantes :

Les expériences analogiques montrent que pendant l'incision sur la plate-forme inférieure et la pente supérieure, suite à la chute du niveau de base (qu'il soit rapide ou lent), l'agradation des sédiments continue dans la plaine côtière et la plate-forme supérieure.

• Mécanisme d'incision, d'érosion et de dépôt :

Quand la ligne de rivage atteint la plate-forme puis la pente continentale, cela induit une augmentation rapide de pente des fleuves alliée à une augmentation de leur capacité de transport. La combinaison de ces deux facteurs entraîne l'incision des chenaux et le dépôt de sédiments fins issus de la pente et de la plate-forme externe. Les sédiments en provenance directe de l'amont sont ainsi dilués dans ce large volume de sédiments fins remaniés. Ensuite, l'incision du chenal remonte vers la zone de plate-forme interne et la plaine côtière. L'évolution de l'incision liée à la chute du niveau de base se fait donc de l'**aval vers l'amont** (l'érosion est dite régressive). Ce processus entraîne le remaniement des **sédiments** grossiers préalablement déposés à cet endroit et leur transport vers la plate-forme externe et la pente continentale supé-

[52] La taille du bassin utilisé est de 9 m x 4.5 m x 0.9 m.
[53] Il s'agit de deltas à clinoformes faiblement pentus, étendus et localisés sur la plate-forme (*in* Suter et Berryhill, 1985).
[54] Il s'agit de deltas à clinoformes bien développés et assez pentus, épais et localisés sur le haut de pente (*wedge-shaped sequence*) (*in* Suter et Berryhill, 1985).

rieure à la fin de la période de bas niveau marin voire pendant le début de la transgression.

La relation entre les vallées incisées de bas niveau et le système de drainage continental n'a lieu qu'à un moment avancé de la période de bas niveau. Au cours de l'expérience, une des vallées a capturé la totalité du flux sédimentaire, rendant les autres vallées inactives. Dès lors, les vallées abandonnées ne contiennent qu'une quantité réduite des sédiments grossiers issus du remaniement des sédiments déposés pendant le haut niveau marin précédent ; elles sont au contraire remplies par des boues argileuses fines liées à des glissements en masse des flancs des vallées déclenchés lors de la remontée du niveau marin[55] et conduisant au façonnement de vallées en U.

• Latence :

Le passage de l'agradation à l'incision ne prendra effet dans la partie supérieure du système fluviatile qu'à partir du moment où la rupture de pente générée par la chute du niveau de base aura migré vers l'amont dans cette région supérieure (migration du *knickpoint*). Ce décalage entre le niveau marin minimal, l'incision et la connexion (éventuelle) fleuve-canyon retarde le transport de larges quantités de sédiments grossiers issus des dépôts proximaux du système fluviatile. **Les dépôts de fin de bas niveau et les dépôts transgressifs** auront donc un pourcentage de **matériel grossier** plus important que les dépôts de début de bas niveau.

Angle d'inclinaison de la plate-forme

Wood *et al.* (Wood, Ethridge *et al.*, 1994) ont montré l'importance de l'angle d'inclinaison de la plate-forme sur le volume total de sédiment érodé par incision lors de la chute du niveau marin et donc la part de sédiment (*a priori*) plus fins qu'ils représenteront dans les dépôts finaux (*in* Paola, 2000).

b. Les expériences de Van Heijst et Postma, et Paola

Récemment, M. Van Heijst et G. Postma (1998), ainsi que Paola (1998) ont développé de nouveaux bassins d'expériences, dans lesquels des outils plus perfectionnés sont utilisés pour observer, mesurer et quantifier les phénomènes sédimentaires dans le temps (cartographie automatique des topographies, calcul des quantités érodées et/ou sédimentées par intervalle de temps, réalisation de coupes…).

Les résultats des expériences de Van Heijst et Postma[56] suggèrent que :

• Pendant la chute :

- L'érosion est régressive c'est-à-dire qu'elle est initiée en bordure de la plate-forme et migre vers l'amont. Le nombre de canyons formés dépend du taux d'avulsion du delta.

- Quand la vitesse de chute augmente, l'intensité de l'érosion augmente.

- Tant que le canyon n'a pas atteint la vallée fluviatile, celle-ci est en agradation et assez indépendante des variations du niveau de base.

- Cette connexion se fait toujours **avant le niveau le plus bas**, le temps nécessaire à la connexion augmente quand la vitesse de chute diminue. Une fois la connexion établie, l'érosion du système incisé (*incised shelf valley*) perdure du milieu à la fin de la chute. Après la connexion des canyons, le taux de sédimentation est fort en domaine « marin ».

• Pendant la montée :

- Les vallées incisées sont remplies par des dépôts deltaïques, tandis que la partie amont du système fluviatile est encore en érosion et nourrit les lobes deltaïques.

- Le développement d'une nouvelle pente d'équilibre a lieu avant, durant, ou après le haut niveau marin, en fonction de la vitesse de chute et de remontée du niveau marin.

• L'effet des vagues

- Les vagues avec un angle d'incidence de 45° par rapport au littoral induisent un transport parallèle à la côte résultant en la formation de *spit barrier* remplissant en partie la vallée pendant la transgression.

De son côté, Paola (1998, 2000) compare les effets de cycles lents ou rapides des variations du niveau de base, et de variations locales de subsidence (fig. I-20).

Ces expériences indiquent les résultats suivants :

• L'absence de déphasages importants entre les variations du niveau marin et les mouvements de la ligne de rivage pendant les chutes.

• Lors des **cycles lents** (avec des vitesses de chute toujours inférieures aux taux de subsidence locale : Veust < Vsub) :

[55] La remontée du plan d'eau entraîne une augmentation de la pression de pores au niveau des flancs de la vallée, déjà fragilisés par les processus fluviaux et côtiers.

[56] La taille du bassin utilisé est de 8 m x 4 m x 1 m.

- le cycle régressif-transgressif de la ligne de rivage est symétrique. L'amplitude des mouvements de la ligne de rivage est plus importante que pour un cycle rapide ;

- le transport sédimentaire induit des corps sableux continus latéralement, sans vallée incisée (les incisions sont mineures et locales) et sans augmentation de transfert sédimentaire vers le large ;

- la phase ascendante du cycle montre des déphasages entre les variations du niveau marin et les mouvements de la ligne de rivage, en particulier à la fin du cycle la ligne de rivage continue à progader alors que le niveau marin remonte (« *overshoot of shoreline* ») ;

- le front de delta subit des ruptures par gravité (failles de croissance).

• Lors des **cycles rapides** (avec un taux de chute nettement supérieur au taux de subsidence local : Veust > Vsub) :

- le front de delta est émergé pendant la chute du niveau marin ce qui entraîne la formation d'une vallée incisée et d'un cône profond associé ;

- le cycle rapide montre aussi un décalage encore plus important (que lors du cycle lent) entre le mouvement de la ligne de rivage et le niveau marin en fin de montée (« *strong shoreline overshoot* ») ; ce qui induit un nouvel épisode de formation et de fonctionnement des failles de croissance.

Globalement, les résultats des expériences analogiques sont similaires entre les auteurs. Ils démontrent tous l'importance de la **vitesse de variation du niveau de base** sur les caractéristiques d'érosion et de dépôt de tout le système (de la plaine côtière au talus). Quelques contradictions sont néanmoins apparentes : Paola (1998, 2000) décrit en particulier un comportement assez différent pendant les phases de chute, en particulier pour les cycles lents : il n'observe pas d'incision, les mouvements de la ligne de rivage sont plus accentués et il n'y a pas de transfert important vers le large. Mais il faut souligner que le protocole des expériences n'est pas connu avec la même précision. Peu d'informations sont disponibles dans le cas de Heijst (présentation orale à l'IAS, 1998), les comparaisons strictes sont donc impossibles puisque l'on ne connaît pas la morphologie, les pentes du système, l'ampleur des variations et des vitesses, le matériel utilisé.

c. Comparaison des modèles analogiques et des modèles conceptuels

Les résultats des expériences analogiques montrent des similitudes mais aussi des différences par rapport aux modèles conceptuels de stratigraphie séquentielle.

• Des similitudes :

- Les modèles analogiques et conceptuels s'accordent à reconnaître le rôle prépondérant des vitesses de variations du niveau marin relatif.

- La relation observée sur les modèles analogiques entre remontée rapide du niveau marin et potentiel de préservation accru pour la plate-forme et la plaine côtière est en accord avec le modèle de stratigraphie génétique (Cross, 1988) et les observations de Belknap et Kraft (Belknap et Kraft, 1981), Suter et Berryhill (Suter et Berryhill, 1985) et Sirigan *et al.* (1990) (*in* Wood, Ethridge *et al.*, 1993).

- De même la relation entre chute rapide du niveau de base et épaisseur faible des sédiments avec une large extension est en accord avec Suter et Berryhill (1985).

- Quant à la formation des vallées incisées en U suite aux glissements en masse des flancs lors de la remontée, elle est décrite par Posamentier *et al.* (Posamentier et Allen, 1991).

• Des différences :

- Les modèles conceptuels de stratigraphie séquentielle associent les phases de chute du niveau de base aux périodes d'incision verticale des vallées et des canyons. Les expériences analogiques montrent qu'il y a un découplage dans le temps entre chute du niveau de base et incision le long du profil en remontant ; ainsi la plaine côtière peut être en agradation pendant la chute.

- A propos du transfert de sédiments grossiers du continent vers les zones basses de la vallée incisée, Posamentier et Vail (1988) suggèrent que l'initiation de la chute du niveau de base marque le début d'une arrivée massive de sédiment fluviatile grossier qui progade dans le chenal et qui est déposée à l'embouchure. Ils interprètent donc ces dépôts grossiers comme des dépôts de début de bas niveau. Par contre, ils considèrent qu'à l'initiation de la remontée, les dépôts de sédiments grossiers sont stoppés à l'embouchure du système fluviatile. Ainsi, les modèles stratigraphiques suggèrent que les dépôts d'éventail sous-marin déposés en début de bas niveau (*early to middle lowstand fan deposits*) auront le meilleur potentiel réservoir, c'est-à-dire qu'ils contiendront le plus de sable. Les modèles analogiques semblent montrer exactement le contraire : les dépôts grossiers sont favorisés à la fin de la chute voire au début de remontée.

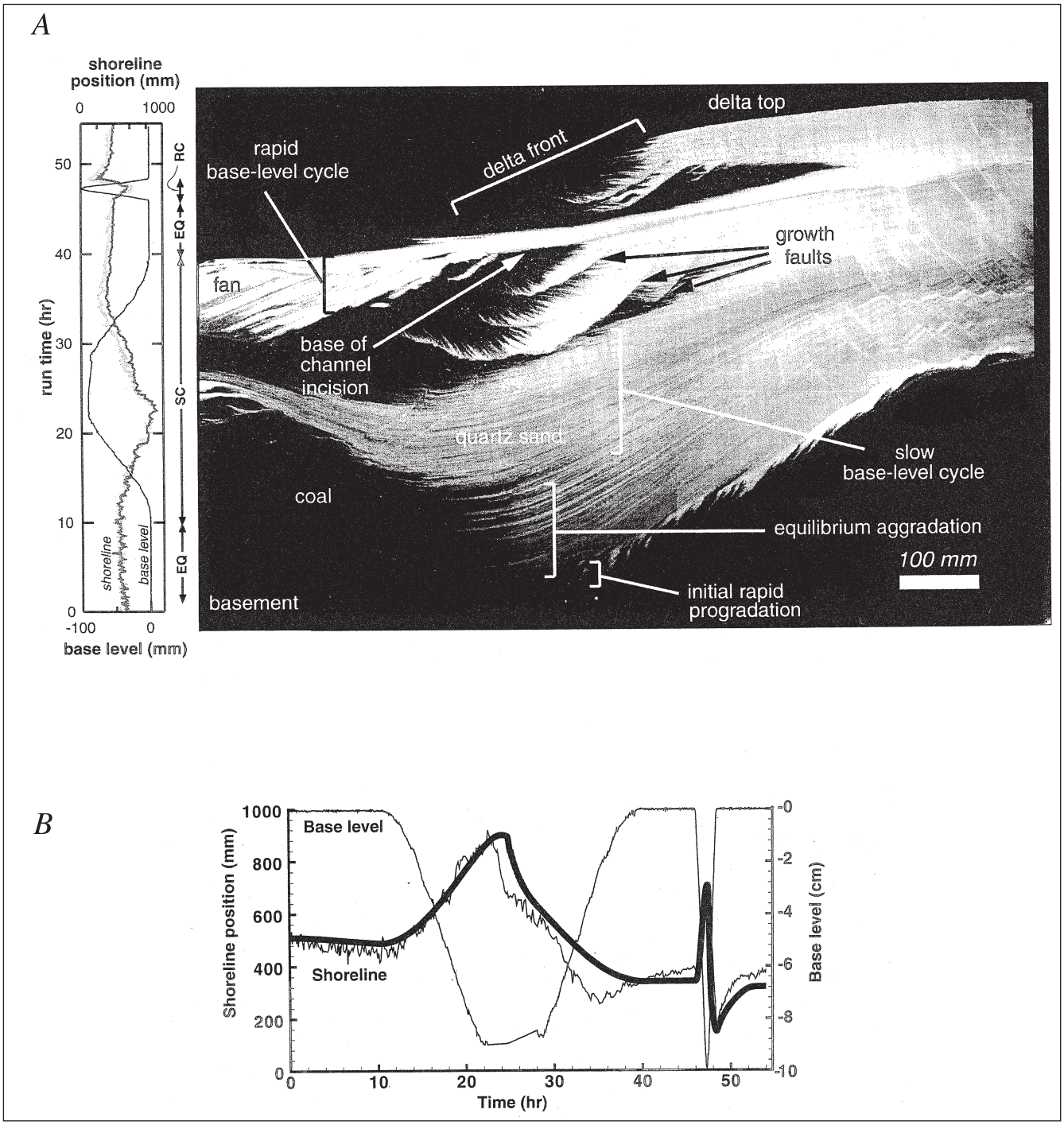


Figure I-20
A : Coupe 2D verticale réalisée à partir des expériences en bassin (Paola, 2000). Transport de droite à gauche. Couleur claire : grain de quartz ; couleur foncée : charbon.
L'évolution du niveau de base est représentée à gauche.
SC : cycle lent (slow) ;
RC : cycle rapide ;
EQ : période d'équilibre.
La pension de la ligne de rivage est aussi représentée à gauche.

B : Résultat de la même expérience (Paola, 2000). Evolution du niveau de base et de la ligne de rivage. En gras : évolution théorique de la ligne de rivage d'après Swenson *et al.* (*in* press).

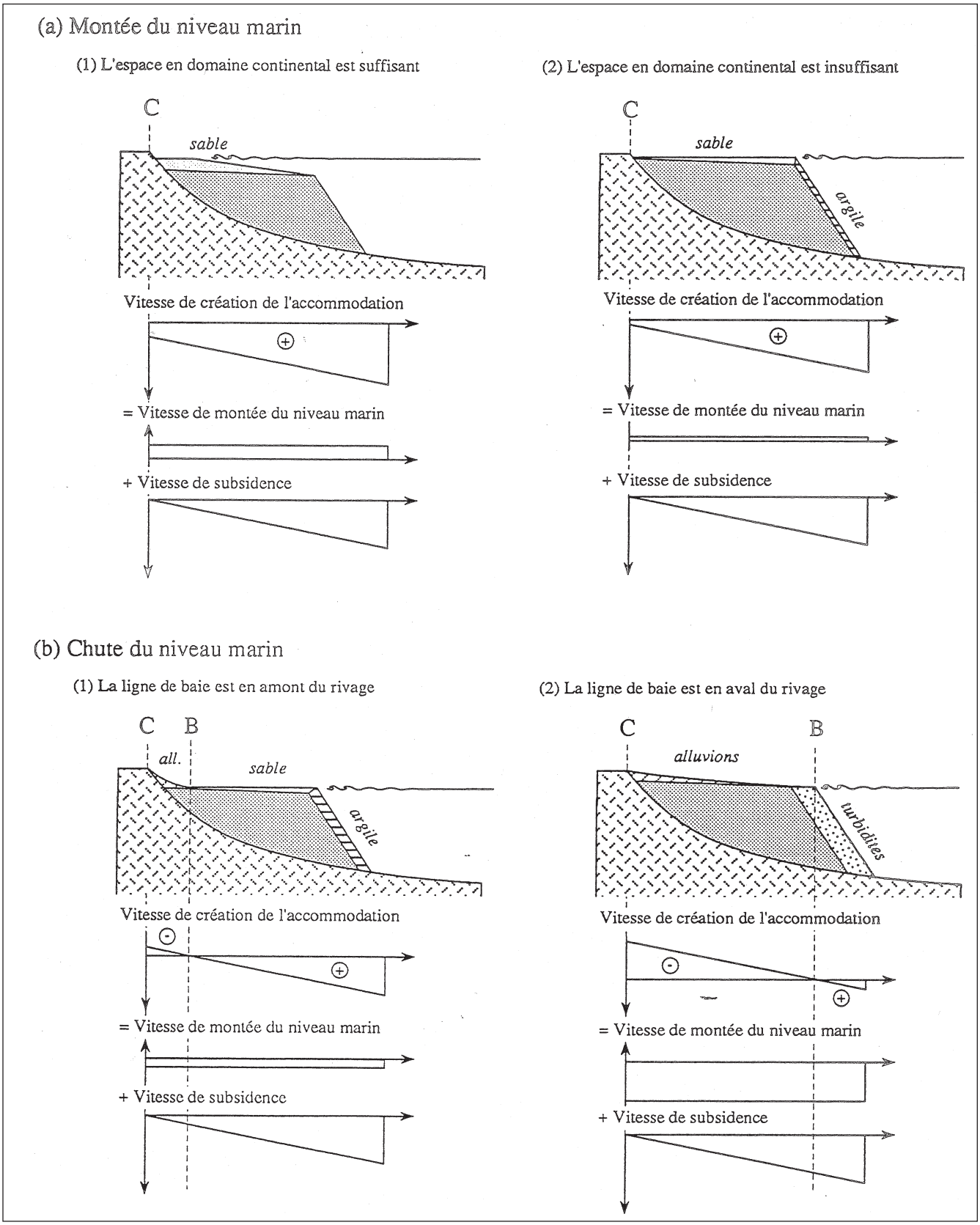


Figure I-21
Principes de la répartition des sédiments utilisés dans le modèle de Jervey (1988), dessin de Granjeon (1997).

- Suter et Berryhill (1985), Berg (1982) *in* Wood, Ethridge *et al.*, 1993) suggèrent que les deltas de bordure de plate-forme contiennent une quantité importante de sable et peuvent constituer un indice pour la recherche de dépôts turbiditiques sableux en bas de pente. Mais au cours des expériences, l'érosion régressive cannibalisant la plate-forme, limite le développement de deltas de bordure de plate-forme.

Les modèles analogiques reposent sur l'hypothèse intrinsèque que les modèles réduits peuvent représenter les phénomènes naturels. Cependant quelle est la représentativité des modèles analogiques? Les écoulements d'eau et les processus de transport des sédiments dans un bassin réel et sur une maquette obéissent à des comportements très différents. Par exemple, il semblerait qu'il soit impossible de restituer l´architecture d'un delta en patte d'oiseau ou d'un delta dominé par les vagues (Tetzlaff et Harbaugh, 1989 *in* Granjeon, 1997). L'inadéquation entre modèle analogique et réalité introduit ainsi une certaine limitation à l'application des résultats analogiques au domaine réel.

2. Modèles stratigraphiques numériques déterministes

a. Modèles stochastique vs modèles déterministes

Les modèles quantitatifs numériques utilisés en Sciences de la Terre visent à reproduire, à l'aide de calculateurs, un phénomène naturel. Ils sont développés, en général, à partir d'une équation fondamentale (théorique ou semi-empirique)[57], des conditions aux limites, des simplifications et la résolution des équations. Nous nous limiterons ici aux différents modèles numériques concernant la stratigraphie, c'est-à-dire ceux qui tentent de reproduire les séquences sédimentaires remplissant les bassins. Parmi les modèles stratigraphiques numériques, deux grandes sous-classes sont identifiées : les modèles stochastiques et les modèles déterministes. Les premiers utilisent la notion de probabilité pour représenter différents évènements. Ils ont été largement développés pour simuler l'architecture des plaines alluviales, la distribution des chenaux sableux par rapport aux faciès de plaine d'inondation et de l'avulsion (Leeder, 1978 ; Allen, 1978 ; Bridge, 1979 ; Matheron, Beucher *et al.*, 1987, Ravenne et Brücker, 1988 et plus récemment Mackey et Bridge, 1995 ; Doligez *et al.*, 1999). Les seconds considèrent que tout fait a une cause et que les phénomènes sont reproductibles (dans les mêmes conditions la même cause a le même effet). Nous nous attacherons uniquement ici aux modèles déterministes qui sont plus adaptés à nos données et nos objectifs.

Notre but, ici, est de donner un aperçu des grandes classes de modèles stratigraphiques déterministes existants, leur origine et leur rôle dans le développement des idées, en particulier de la stratigraphie séquentielle. Pour une présentation plus détaillée, on se reportera aux synthèses de Granjeon (1997) et de Paola (2000) sur lesquelles nous nous sommes largement appuyés (Cross, 1990 ; Franseen, Watney *et al.*, 1991 ; Slingerland, Harbauch *et al.*, 1994 ; Harbaugh, Watney *et al.*, 1999 ; Rankey et Watney, 1995 *in* Paola, 2000) proposent aussi des synthèses. Notre présentation se limite, en outre, aux modèles de sédimentation silicoclastique (les sédimentations carbonatée ou évaporitique ne sont pas abordées).

b. Deux classes de modèles stratigraphiques déterministes

Deux grandes classes de modèles stratigraphiques déterministes numériques sont en général distinguées :

• Les **modèles géométriques** supposent que la surface des sédiments a une géométrie prédéfinie. Harbaugh et Bonham-Carter en 1970 (*in* Emery, Myers *et al.*, 1996) ont réalisé le premier modèle géométrique, tout à fait précurseur par application mathématique des concepts développés par Sloss (1962). A chaque maille de la section 2D, une certaine quantité de sédiment est déposée, le reste est transférée à la maille suivante. La quantité de sédiment déposé dépend de la quantité de sédiment disponible et de l'espace d'accommodation. Ce modèle est basé sur un certain nombre de contraintes géométriques.

Pour résumer :

- si l'interface sédiment-eau est située au dessus du niveau de base (spécifié pour chaque taille de particules), il n'y a pas de dépôt, l'ensemble de la charge sédimentaire est transféré à la maille suivante ;

- si l'interface sédiment-eau est située légèrement au dessous du niveau de base, une partie de la charge sédimentaire est déposée jusqu'à la hauteur du niveau de base, le reste est transférée à la maille suivante ;

- si l'interface sédiment-eau est située nettement au dessous du niveau de base, il y a dépôt de l'ensemble de la charge.

[57] Le degré de simplification peut rendre un modèle numérique « qualitatif » malgré son implémentation quantitative.

À la même époque, la plupart des autres modèles géométriques développés sont des modèles géophysiques destinés à étudier les phénomènes de rhéologie, de rigidité, de flexure, de subsidence thermique de la lithosphère et ses implications sur l'allure des strates à très grande échelle (McKenzie, 1978 ; Turcotte et Schubert, 1982 ; Angevine, Heller *et al.*, 1990…). Pour cette raison, le remplissage est extrêmement simplifié et assimilé à une simple surface horizontale (Pitman, 1978) (rigid-lid models selon Paola, 2000). Ces modèles permettent de mettre en évidence les motifs stratigraphiques générés par la subsidence différentielle seule sur de grandes échelles de temps.

Une seconde génération de modèles géométriques naît dans les années 1980 de manière concomitante avec la stratigraphie séquentielle[58]. L'un des premiers modèles fut celui de Jervey (1988) (fig. I-21) et celui de Cross (1988 ; 1990). L'ensemble des modèles évolue avec l'introduction d'un réalisme plus important pour représenter la surface des sédiments. Le principe consiste à assigner des valeurs de pentes différentes en fonction des environnements de dépôt (Lessenger, 1993 ; Cross, Baker *et al.*, 1993). Le modèle PHIL de Bowman (Bowman et Vail, 1992) permet de prendre en compte le rapport entre les vitesses de variations de l'eustatisme et de la subsidence au niveau de la limite d'action des vagues de tempêtes (*offlap break*). Selon la valeur de ce rapport, le modèle génère des turbidites ou des dépôts de plate-forme (séquence de type 1 et 2). Le modèle de Ross (Ross, Watts *et al.*, 1995) s'attache au partitionnement différentiel du sable et de l'argile au sein des environnements fluviaux, de plate-forme et turbiditiques ; c'est aussi le premier distinguer la ligne de rivage et la rupture de pente de la plate-forme. De nombreux modèles sont ainsi développés avec leurs particularités et leurs contraintes propres (Cant, 1991 ; Nummedal, 1993 ; Steckler, Reynolds *et al.*, 1993…).

Le modèle SEQUENCE de Steckler (Steckler, 1999) est un des derniers nés des modèles géométriques ; il permet de distinguer la ligne de rivage et la rupture de pente de la plate-forme (tel que proposé par Ross *et al.*, 1995) ; Steckler montre ainsi que la plate-forme peut globalement prograder pendant que la ligne de rivage rétrograde. Par ailleurs, les variations de charges isostatiques sur des échelles de temps de l'ordre de 10 000 ans sont prises en compte dans ce modèle (flux visqueux et temps nécessaire à l'équilibre isostatique) et pourraient être un autre mode de contrôle de la stratigraphie cyclique.

Le modèle SEDPAK de Kendall *et al.* (Kendall, Moore *et al.*, 1991a ; Kendall, Srobel *et al.*, 1991b) est l'un des rares modèles à coupler des principes géométriques (les principes de Jervey et la définition d'un niveau de base en domaine continental) et physique (distance de pénétration des sédiments en domaine marin) (il couple aussi la sédimentation clastique et carbonatée).

On notera que ces modèles géométriques sont basés sur des a priori géométriques conceptuels (valeur des pentes pour chaque environnement par exemple) qui interdisent tout ajustement dynamique. Dans ce cas, seul le passage à un code numérique différencie le modèle géométrique du modèle conceptuel. Ils permettent néanmoins de convertir les idées sur les géométries de dépôts et les forçages externes sur une coupe stratigraphique 2D et permettent d'affiner les modèles conceptuels de stratigraphie séquentielle (Helland-Hansen, 1988 ; Perlmutter *et al.*, 1998 *in* Paola, 2000). Par contre, les modèles géométriques ne peuvent pas rendre compte de l'ajustement dynamique du bassin et de la sédimentation aux agents externes comme la subsidence.

• **Les modèles dynamiques** (basé sur les processus).

Ces modèles tentent de représenter la morphodynamique de la surface des sédiments. Ils reposent sur des équations physiques plus ou moins évoluées et sophistiquées. Parmi eux, Paola distingue deux grands types : [1] d'une part les modèles qui divisent le système complexe en chacun de ses éléments pour les modéliser (deductive models) à l'aide de lois hydrodynamiques complexes ; [2] d'autre part les modèles basés sur des lois souvent semi-empiriques aussi appelés modèles paramétriques ou rule-based models. Ils permettent de résoudre l'évolution d'un système complexe sans traduire le comportement de tous les rouages du modèle (vision synthétique) (Paola, 2000).

[1] les modèles particulaires (deductive model). Ils sont basés sur des lois de physiques hydrauliques (version plus ou moins simplifiée des équations de Navier-Stockes). Le transport des sédiments et leur dépôt sont traités séparément ; ils sont fonction de la capacité de transport du fluide et de la concentration en sédiment. SEDSIM (Tetzlaff et Harbaugh, 1989 ; Wendebourg et Ulmer, 1992) est dédié à la simulation 3D des deltas ; WAVE à la simulation d'une zone littorale dominée par les vagues (Martinez et Harbaugh, 1993). Ces modèles

[58] Ross (1991) propose un résumé de l'évolution parallèle des modèles géométriques et de la stratigraphie séquentielle.

fournissent des simulations très précises en trois dimensions, mais nécessitent des données très précises sur la morphologie du bassin et les propriétés physiques du sédiment. Ils sont essentiellement appliqués à des échelles de temps « humaines », du jour à la dizaine d'années (*Cit.* Granjeon, 1997). Ces modèles sont typiquement utilisés en ingénierie côtière (étude de l'ensablement des ports, des estuaires par exemple). Leur extrapolation sur des échelles de temps plus importantes induit des problèmes importants de changement d'échelle (*Cit.* Granjeon, 1997 p.39)

[2] les modèles paramétriques ou (rule-based models). Ils simulent le transport sédimentaire à l'aide d'une équation représentant la moyenne de l'ensemble des processus de transport des sédiments. Deux grands types d'équations sont utilisées : [a] équation de diffusion et [b] équation d'advection. « L'advection correspond au déplacement unidirectionnel et sans déformation d'un élément de fluide et s'oppose à la diffusion, correspondant à la propagation d'un élément fluide dans toutes les directions de l'espace » (*Cit.* Granjeon, 1997 p.61).

Les modèles de diffusion supposent que le flux de sédiment s'écoulant à la surface du bassin est proportionnel à la pente de la surface (*Cf.* chapitre VI pour plus de détail). Les modèles diffusifs furent développés dès les années 1960, pour modéliser les systèmes fluviatiles et géomorphologiques (Culing, 1960). Les premiers à coupler ces modèles diffusifs fluviaux à une subsidence à des fins stratigraphiques furent Fleming et Jordan (1989). Puis d'autres modèles sont développés (Sinclair, 1991 ; Paola, 1992 ; Flemings et Grotzinger, 1996) ; les premiers modèles 3D apparaissent (Beaumont *et al.*, 1993 *in* Granjeon, 1997 ; Tucker et Slingerland, 1994). La justification détaillée de l'utilisation d'une équation diffusive pour les systèmes fluviatiles est globalement validée et admise (Granjeon, 1997 ; Granjeon et Joseph, 1999 ; Paola, 2000).

Dans les modèles purement diffusifs, les équations de diffusion sont extrapolées au transport et au dépôt des sédiments en domaine marin : dans les deltas (Kenyon et Turcotte, 1985) et sur la plateforme (Jordan et Flemings, 1991 ; Kaufman, Grotzinger *et al.*, 1991 ; Paola, Heller *et al.*, 1992 ; Johnson et Beaumont, 1995). A l'heure actuelle, ces modèles permettent des simulations avec plusieurs lithologies (Rivenæs, 1992, 1997, Granjeon, 1997), en trois dimensions (modèle DIONISOS Granjeon, 1997), sur des échelles d'espace de la dizaine à la centaine de kilomètres et sur des échelles de temps de la dizaine de milliers à la dizaine de millions d'années.

Les modèles diffusifs ont une origine semi-empirique néanmoins dérivée de lois physiques établies sur de grandes échelles de temps et d'espace. L'équation de diffusion relie le flux de sédiment s'écoulant en chaque point du bassin, à la pente (énergie de l'écoulement de l'eau), au flux d'eau (capacité de transport de l'eau) et à un coefficient de diffusion (efficacité du transport). Les modèles diffèrent essentiellement sur le type d'évolution des coefficients de diffusion (constant, variable en profondeur…). Le profil de dépôt, la répartition des lithologies sont le résultat de l'**adaptation dynamique** du système aux variations d'accommodation et de flux. En d'autres termes, les pentes des environnements vont varier au cours du temps si l'accommodation ou les apports varient. Or, les variations de pentes au sein d'un même environnement sont bien réelles. Cette caractéristique confère aux modèles diffusifs toute leur supériorité par rapport aux modèles géométriques.

Des modèles mixtes : de nombreux auteurs considèrent qu'une équation de diffusion ne permet pas de modéliser convenablement la répartition des sédiments en domaine marin. Le modèle DIONISOS de (Granjeon, 1997 ; Granjeon et Joseph, 1999) utilise ainsi un terme de flux d'eau qui permet de prendre en compte la modalité de l'écoulement (le long de la plus grande pente ou au prorata des pentes voisines). Syvitski (Syvitski, Smith *et al.*, 1988), par exemple, dans son modèle DELTA utilise plusieurs lois modélisant [1] le dépôt de la charge en suspension (dont la vitesse de sédimentation décroît exponentiellement par rapport au rivage) ; [2] le dépôt de la charge en traction essentiellement piégée à l'embouchure (avec un taux constant sur une longueur donnée) ou sous forme de turbidites (qui se dépose à un taux constant quand la pente devient inférieure à 1°) [3] l'ensemble des sédiments est ensuite déplacé par reptation selon une équation générale de diffusion (Syvitski, Smith *et al.*, 1988 ; Syvitski et Alcott, 1993, 1995). Initialement utilisable sur des échelles de temps relativement courte inférieure à 10 000 ans (Syvitski, Smith *et al.*, 1988) ; le modèle DELTA a été amélioré récemment pour permettre des simulations sur de plus grandes échelles de temps (plusieurs centaines de milliers d'années) (Skene, Piper *et al.*, 1998). Dans le même ordre d'idée Niedoroda propose une amélioration des modèles diffusifs en considérant [1] un transport advectif [2] un transport diffusif et [3] un transport en masse (Niederoda, Reed *et al.*, 1995 ; Carey, Swift *et al.*, 1999). Ces modèles se rapprochent des modèles particulaires par leur finesse.

Chaque type de modèles (géométrique, particulaire et diffusif) a ses avantages et ses inconvénients ; le choix de l'un ou l'autre dépend essentiellement du but à atteindre et de l'échelle spatio-temporelle du cas d'étude. Les modèles géométriques sont 2D uniquement et ne permettent pas l'adaptation du profil de dépôt. Les modèles particulaires sont très précis, mais exigent la connaissance de nombreux paramètres. Dans notre étude, nous tentons de restituer des géométries réelles sur une centaine de mètres d'épaisseur et sur une échelle de temps de la dizaine à quelques centaines de milliers d'années et sur des échelles d'espace de la dizaine à la centaine de kilomètres, à l'aide des simulations. Nous avons donc choisi d'utiliser un modèle dynamique : le modèle adveco-diffusif développé par l'IFP, baptisé Dionisos (Granjeon, 1997 ; Granjeon et Joseph, 1999) ; il sera présenté, utilisé et critiqué en détail dans le chapitre VI. Avant cela, nous présenterons la zone d'étude dans son cadre régional (chapitre II) puis les données et les travaux réalisés (chapitres III et IV) et enfin les hypothèses et les interprétations retenues (chapitreV).

Chapitre II

La marge du Golfe du Lion

A - CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

1. Contexte tectonique

Les idées générales de ce paragraphe et des figures qui l'illustrent ont été empruntées pour la plupart au rapport d'implantation du profil ECORS (ECORS, 1988) au volume de résultats du programme Téthys ainsi qu'aux thèses de (Gueguen, 1995) et de (Sioni, 1997).

Le contexte général de la Méditerranée est à rattacher à la cassure de la Pangée[1] (associée à la formation de la Téthys), à la formation de l'Atlantique (au Jurassique moyen ≈ 170 Ma) associée au déplacement de la plaque Afrique vers l'Est (par rapport à l'Europe) puis à la convergence NS entre les plaques Afrique et Europe depuis 80 - 90 Ma (Crétacé supérieur) qui va fermer l'ancienne Téthys et former les Pyrénées, les Alpes et la chaîne des Apennins (fig. II-1).

Les différents bassins qui composent la Méditerranée ont en commun d'être imbriqués tectoniquement dans le système alpin. Ils le sont de manière très diverse, et beaucoup d'incertitude règne encore sur bien des aspects de leur évolution.

On voit sur les figure II-2 et II-3 que de nombreux segments d'orogènes disparaissent axialement sous les marges de bassins : les Alpes Orientales et les Dinarides s'enfoncent sous la plaine Pannonique, la chaîne Bétique s'estompe dans les Baléares ; la chaîne Atlasique (qui se poursuit normalement dans les Apennins) est interrompue par le détroit Sardano-Tunisien, etc. ; la mer d'Alboran, la mer Egée et la partie septentrionale de la mer Tyrrhénienne occupent toutes trois l'emplacement des zones orogéniques internes. Quant au golfe du Lion, il a été créé au détriment de l'entité Pyrénéo-Provençale[2].

Depuis les premiers travaux de tectonique des plaques appliquée à la Méditerranée on attribue généralement à la partie profonde de la plupart de ses bassins une nature océanique. Les idées qui prévalent en font soit les restes d'anciens océans incomplètement refermés, soit des bassins marginaux (au sens des bassins marginaux du Pacifique, c'est-à-dire de petits océans ouverts en arrière de zones de subduction (bassin arrière arc).

Dans la première catégorie, la mer Ionienne est considérée soit comme un bassin océanique anté-alpin résiduel soit, à l'instar de la Méditerranée Orientale, comme ce qui reste d'un océan ouvert au Crétacé par le départ vers le Nord des plaques Apulie (ou Adria) et du Kirsehir (actuelle Anatolie).

[1] La distension intracontinentale se généralise en Europe Occidentale au Permien (≈ 250 Ma, Arthaud et Matte, 1977a).
[2] La phase paroxysmale de convergence a lieu, dans les pyrénées, à l'Éocène (Mattauer, Proust *et al.*, 1977 et cesse au Miocène inférieur (≈ 20 Ma) : les plaques Ibérique et Europe sont alors soudées, la compression a induit des chevauchements E-W en Languedoc et en Provence (fig. II-7).

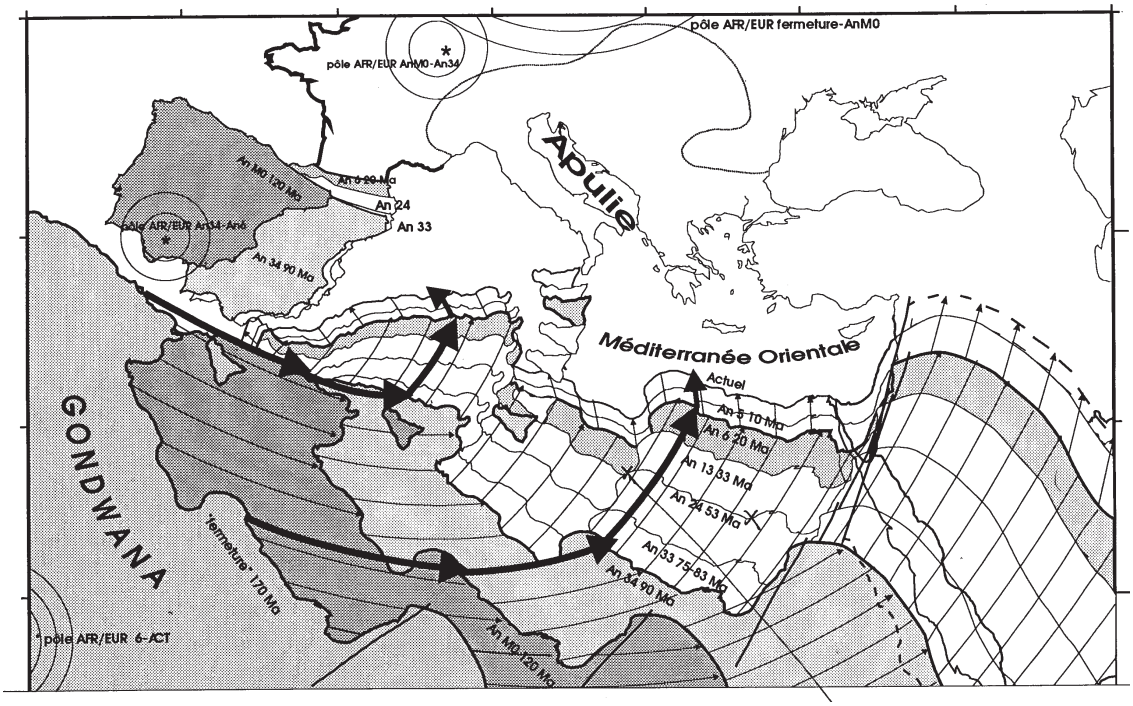


Figure II-1
Les mouvements Afrique/Europe et Ibérie/Europe depuis l'ouverture de l'Océan Alpin (Liguro-Piémontais) (Sioni, 1997).

Dans la seconde catégorie, sont rangés, avec des ages différents : le bassin d'Alboran, le bassin Algéro-Provençal, la mer Tyrrhénienne, la mer Egée, la mer Noire et, pour certains auteurs, le bassin Pannonique. La formation du bassin de Valence est généralement associée à celle du bassin algéro-provençal. Mais si son âge est bien cerné (il est Miocène inf.), son interprétation tectonique reste indécise dans la littérature, de même que celle de la partie méridionale de la mer Ionienne, entre le rift néogène de Pantelleria et les rifts crétacés de Syrte.

Depuis quelques années, deux notions plus ou moins complémentaires dominent les interprétations structurales : celle d'effondrement des chaînes de montagne sous leur propre poids et celle de retrait rapide des zones de subduction. On explique ainsi, par un extrême étirement de la croûte continentale, le fait que la mer Egée, Alboran et la Tyrhénienne se présentent assez différemment des océans typiques formés par « sea-floor spreading », à partir d'un axe d'accrétion.

La plupart des auteurs s'accordent pour interpréter le bassin Liguro-Provençal comme un véritable micro-océan ouvert par la dérive du bloc Corso-Sarde (fig. II-4). Peut-on pour autant appliquer à ses marges les mêmes lois d'évolution que celles que l'on applique aux marges passives de l'Atlantique ? C'est la question qui se pose à propos de l'évolution du golfe du Lion.

D'un point de vue général, même si les anomalies magnétiques de la partie centrale du bassin Provençal évoquent des anomalies créées par *sea-floor spreading*, leur identification reste hypothétique (Bayer, 1973 ; Burrus, 1984). D'ailleurs, aucun rift fossile n'a pu être mis en évidence au centre du bassin. Enfin, les anomalies magnétiques sont séparées de la pente continentale par une zone « de transition », d'origine indéterminée, de plus de cent kilomètres. On n'a donc pas de ce point de vue l'assurance d'avoir affaire à une simple marge continentale « passive » bordant un océan « normal ».

De plus, la formation du bassin n'est datée qu'indirectement. L'age des structures distensives observées sur ses marges, en Languedoc et en Sardaigne, indique que l'évolution a pu commencer dès l'Eocène Sup. (au Ludien, dans les bassins de Mormoiron et de Manosque, Triat et Truc, 1983) mais dans un contexte général qui restait encore compressif, puisqu'à la même époque, les failles de Nîmes et des Cévennes jouaient encore en décrochement sénestre (Bergerat, 1982). La véritable distension ne commencerait donc que plus tard, vers l'Oligocène Moyen… La rotation du bloc Corso-Sarde, qui date théoriquement la croûte « océanique » au pied de la marge n'est donné que par le paléomagnétisme.

Enfin, Réhault *et al.* (Réhault, Boillot *et al.*, 1984) et Burrus *et al.* (Burrus, Bessis *et al.*, 1987) ont essayé de comparer l'évolution verticale du bassin Liguro-Provençal avec le modèle classique appliqué aux océans : ils concluent que sa profondeur actuelle est de mille mètres au moins supérieure à ce qu'elle devrait être.

Les données sismiques ECORS (fig. II-5 et II-6) fournissent une image complète de la structure profonde de la marge et du remplissage sédimentaire du Bassin Provençal. Elles montrent un amincissement

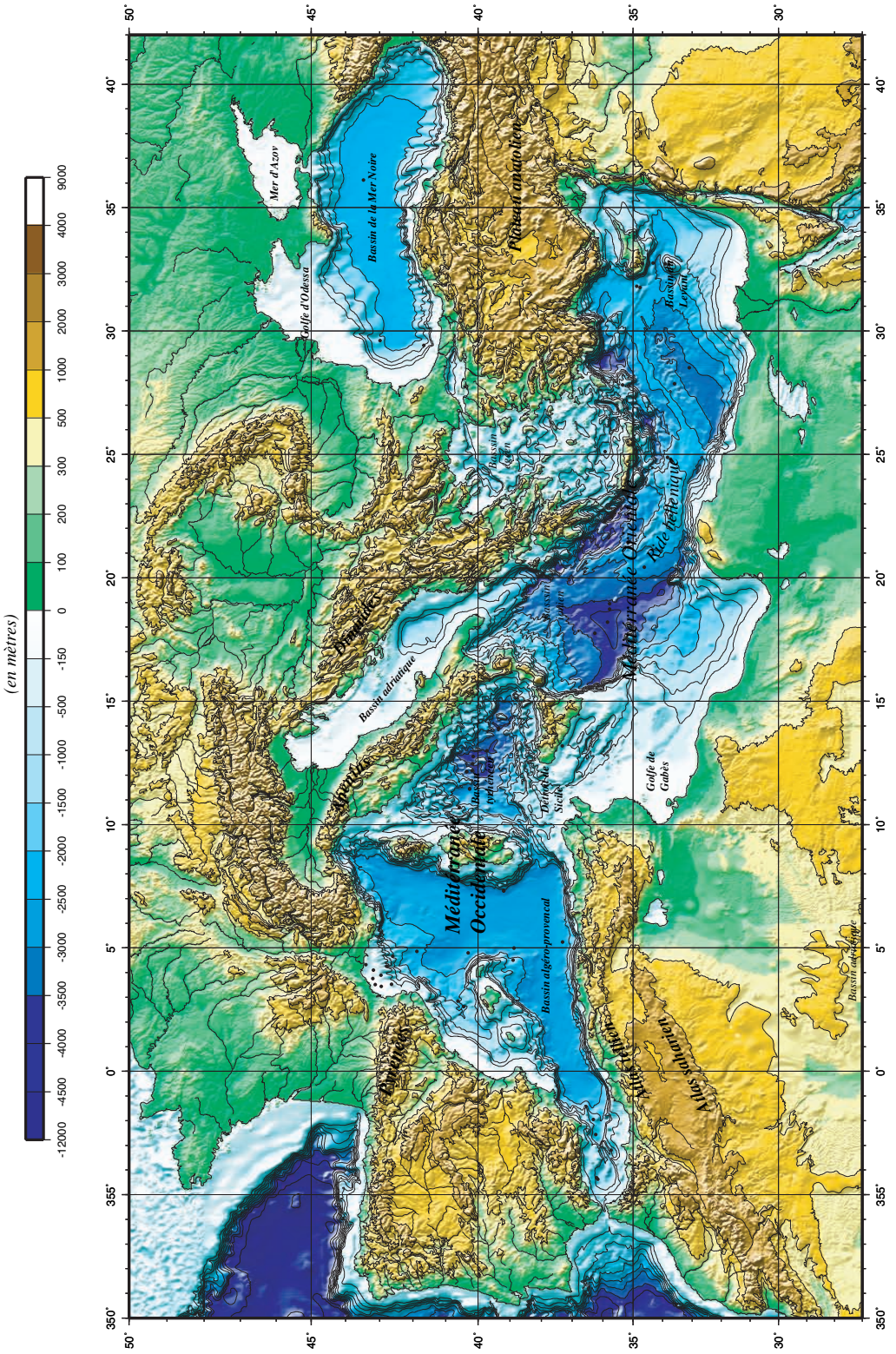


Figure II-2
Bathymétrie prédite à partir des données de gravimétrie satellitaires (Smith et Sandwell Science, vol. 277, 1997) et topographie du pourtour méditerranéen. La résolution de la bathymétrie prédite est de 2 mn x 2 mn ; celle de la topographie de 30 s x 30 s. Réalisation en collaboration avec D. Aslanian et J.-L. Olivet.

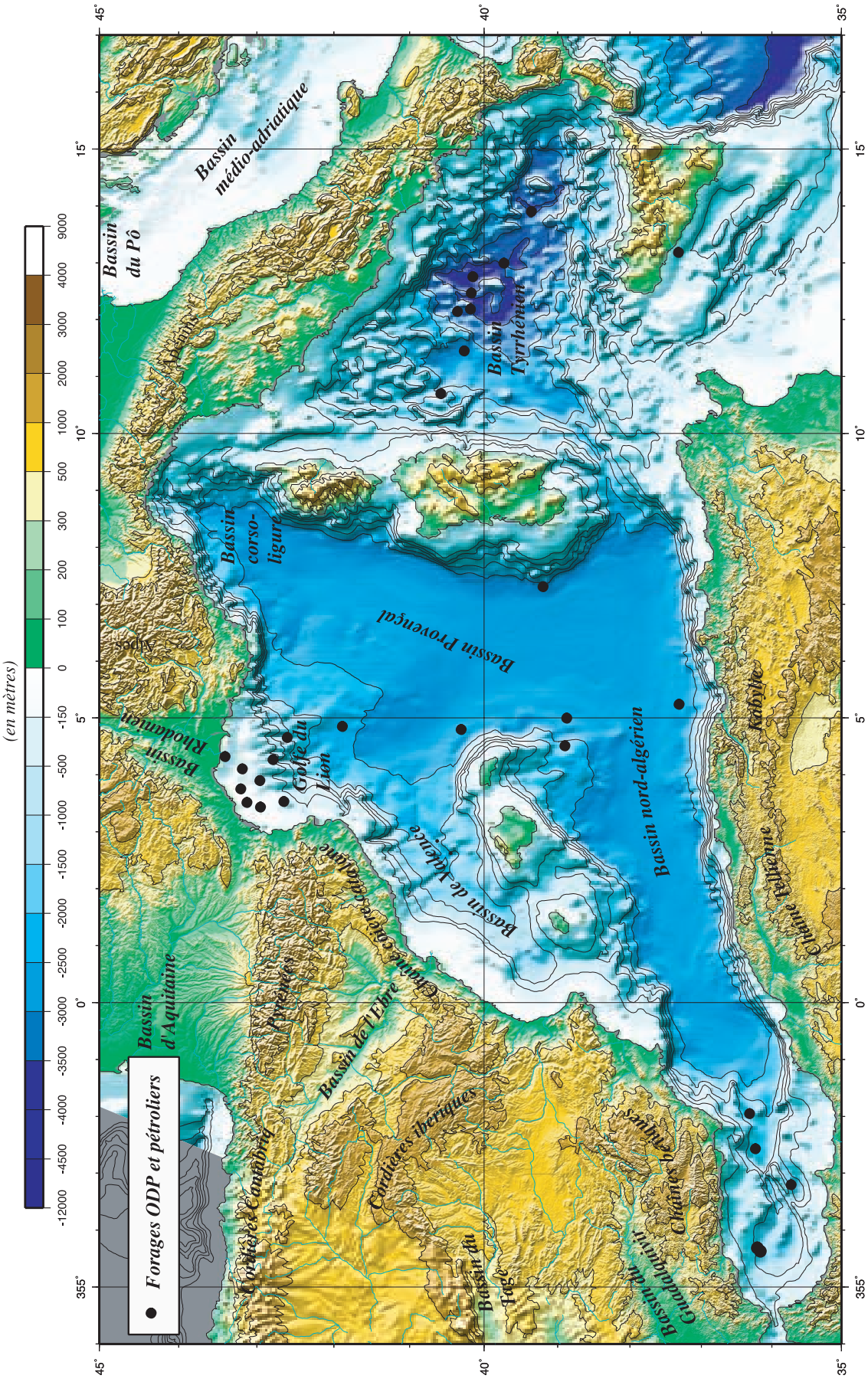


Figure II-3
Bathymétrie prédite à partir des données de gravimétrie satellitaires (Smith et Sandwell Science, vol. 277, 1997) et topographie du pourtour méditerranéen.
La résolution de la bathymétrie prédite est de 2 mn x 2 mn ; celle de la topographie de 30 s x 30 s. Réalisation en collaboration avec D. Aslanian et J.-L. Olivet.

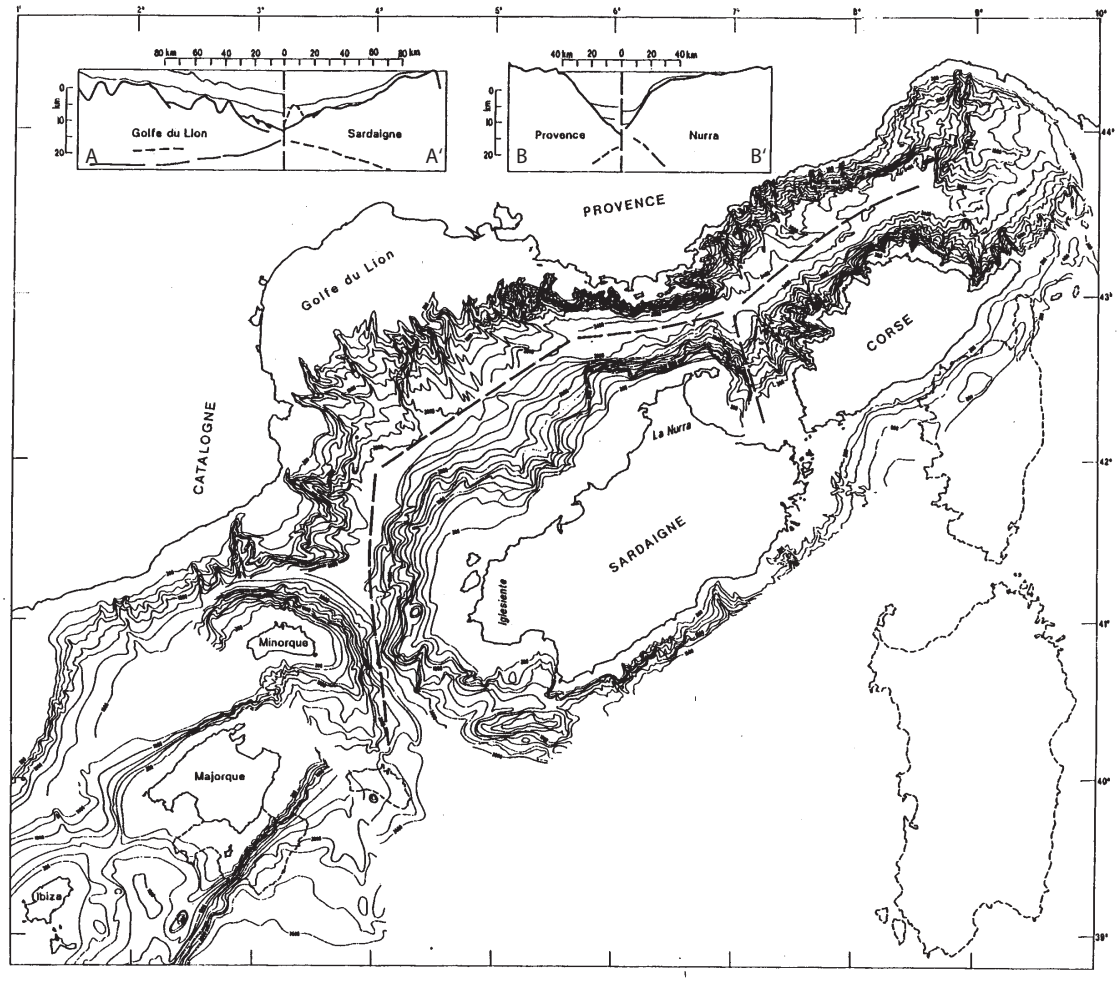


Figure II-4
Un modèle de fermeture du bassin occidental de la Méditerranée (J.-L. Olivet, 1996).
Cette reconstruction (d'après Gueguen, 1990, et Bentounssi, 1990) juxtapose le pied des pentes continentales (reconnu par sismique réflexion) et ajuste au mieux les formes continentales sur le modèle des reconstructions de l'Atlantique. Elle répresente théoriquement remarquable homologie des marges avant l'ouverture océanique présumée. La remarquable homologie des marges continentales met en évidence deux faits fondamenteux : premièrement, le problème de l'évolution de la Méditterranéen Occidentale peut se poser dans les mêmes termes que celui des bassins atlantiques ; deuxièmement, il ne paraît pas possible, dans ce cas au moins, de modéliser de façon cohérente un étirement simple des marges et des bassins, c'est-à-dire partout proportionnel à l'amincissement de la croûte continentale, celui-ci pouvaut varier du simple au double d'une transversale à l'autre comme le montrent les deux profils. Les profils sont répresentés en temps double, sur 10 s ; l'échelle verticale en kilomètre correspond à une vitesse de 6 km/s (vitesse moyenne approximative de la croûte continentale). Le substratum pré-tertiaire et la base de la croûte sont indiqués en trait gras, les sédiments en trait fin.
Origine des profils : A, ECORS golfe du Lion (de Voogt et al.*, 1991) ; A', MS40 (Finetti et Morelli, 1973) ; B, Profil Polymède I (Polymede I, 1972) ; B', Profil CROP Sardaigne (de Voogt* et al.*, 1991).*

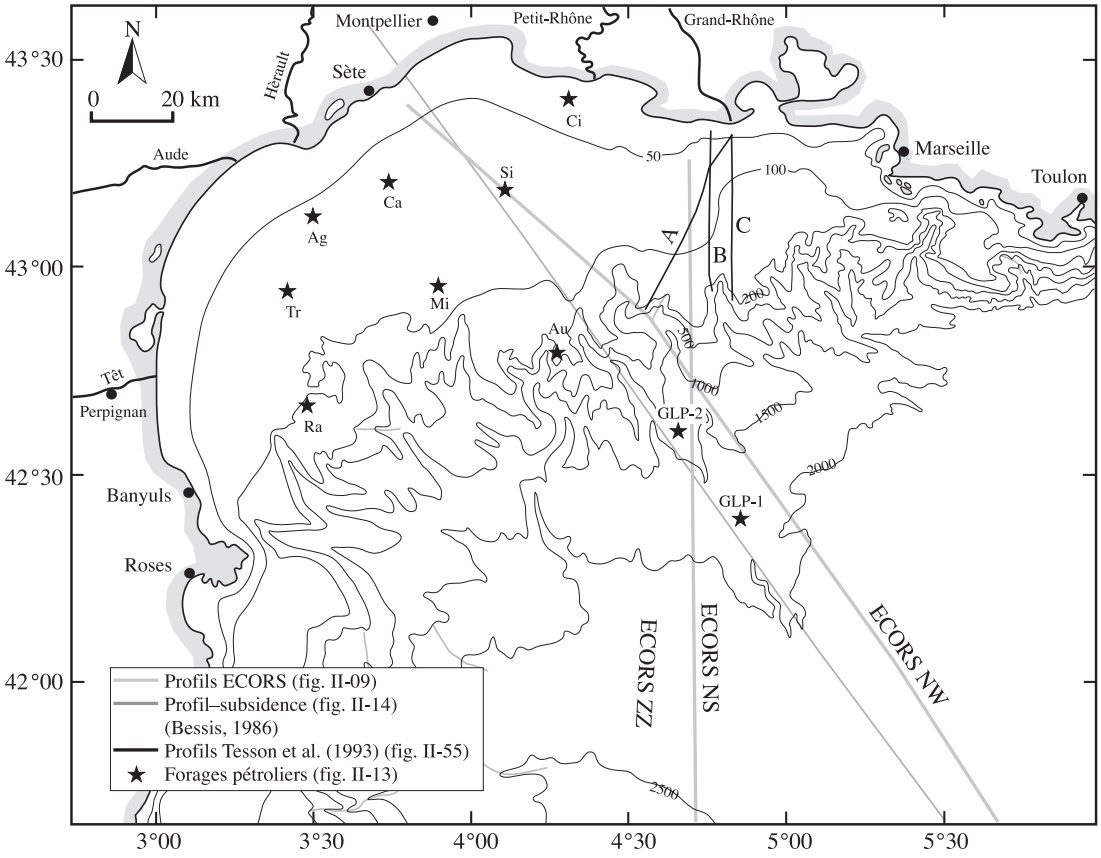


Figure II-5
Localisation des forages pétroliers (Ag : Agde ; Au : Autan ; Ca : Calmar ; Ci : Cicendèle ; Mi : Mistral ; Ra : Rascasse ; Si : Sirocco ; Tr : Tramontane des profils).

de la croûte continentale dont l'épaisseur varie de 20 - 25 km sous la plate-forme à 4 - 5 km en bas de pente (Bentounsi, 1990 ; De Voogd, Nicolich *et al.*, 1991).

Les différents réflecteurs et unités reconnues sont (fig. II-6) : (1) un Moho visible sous la croûte continentale mais pas sous la croute océanique où il est localisé grâce aux ESP à 16 km environ ; (2) la croûte inférieure litée dont l'épaisseur diminue rapidement à la transition supposée entre la croûte océanique et la croûte continentale ; (3) la croûte supérieure constituée du socle paléozoïque/mésozoïque (prétertiaire) métamorphisé en liaison avec l'orogenèse hercynienne et affecté de structures extensives (blocs basculés et demi-grabens) d'orientation NE-SW ; (4) une série sédimentaire Cénozoïque (Oligocène à Quaternaire) (Bentounsi, 1990 ; Gorini, Le Marrec *et al.*, 1993 ; Bois, 1993…).

Les données de sismique pétrolière ont montré une direction NE-SW des structures extensives prolongeant les structures du bassin du Sud-Est (fig. II-7).

Sous la plate-forme actuelle, Lefebvre met en évidence l'existence d'un fossé principal : le Graben Central, limité au sud par la ride catalane (NW-SE) et par la ride Mistral au nord (relief de socle NE-SW) (Lefebvre, 1980) (fig. II-8 à II-11).

Gorini (Gorini, Le Marrec *et al.*, 1993) détaille cette cartographie et souligne l'existence de deux domaines de styles structuraux distincts (sur la plate-forme) : un domaine au NE du Golfe du Lion où le socle acoustique se situe à moins de 2 km sur la plate-forme (horst du Rhône, horst de Beauduc, horst de Sirocco) et où la **sédimentation** post-rift est peu épaisse ; et un domaine dans la partie SW, où les structures extensives sont plus importantes et où le socle acoustique se situe localement à plus de 5 km (Gorini, Le Marrec *et al.*, 1993) (fig. II-12).

2. Stratigraphie générale et subsidence

La succession stratigraphique sédimentaire établie à partir des forages pétroliers[3], à terre et en mer, des forages DSDP, et des profils de sismique multi-

[3] Au total 10 forages ont été réalisés dans le Golfe du Lion, sur la plate-forme, la pente et le glacis. Il s'agit des forages : Tramontane, Rascasse, Agde Maritime, Calmar, Sirocco, Cicendelle, Mistral, Autan (1 et 2), GLP2 et GLP1 (fig. II-5).

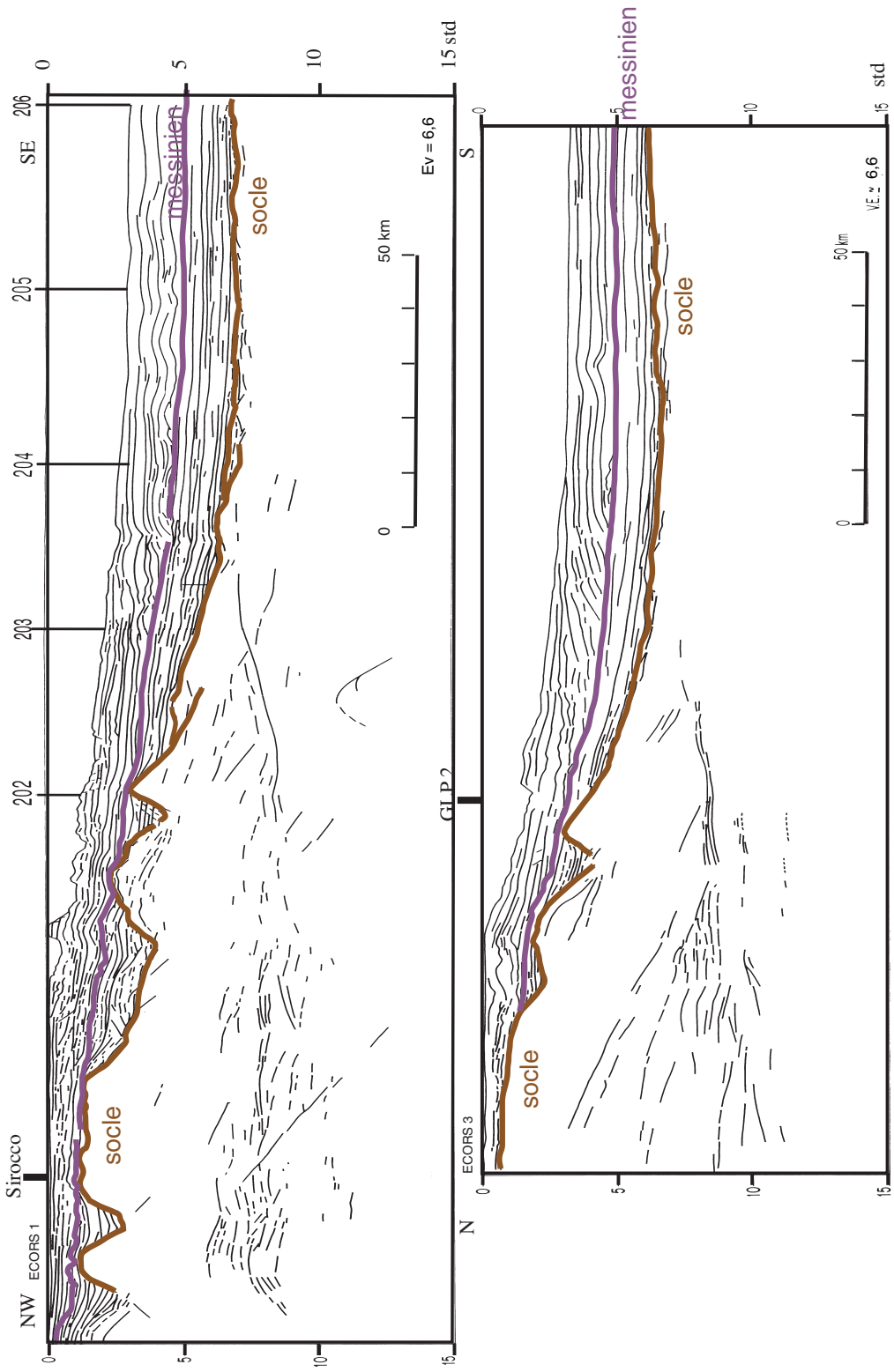


Figure II-6
Profils ECORS - NW-SE (ECORS 1) et N-S (ECORS 3) (J.-L. Olivet, communication personnelle). La position des profils est indiquée sur la figure II-5. Les sédiments entre le socle et la surface messinienne sont d'âge Auittanien-Burdigalien-Tortonien. Les sédiments au-dessus de la surface messinienne sont d'âge Pliocène-Quaternaire.

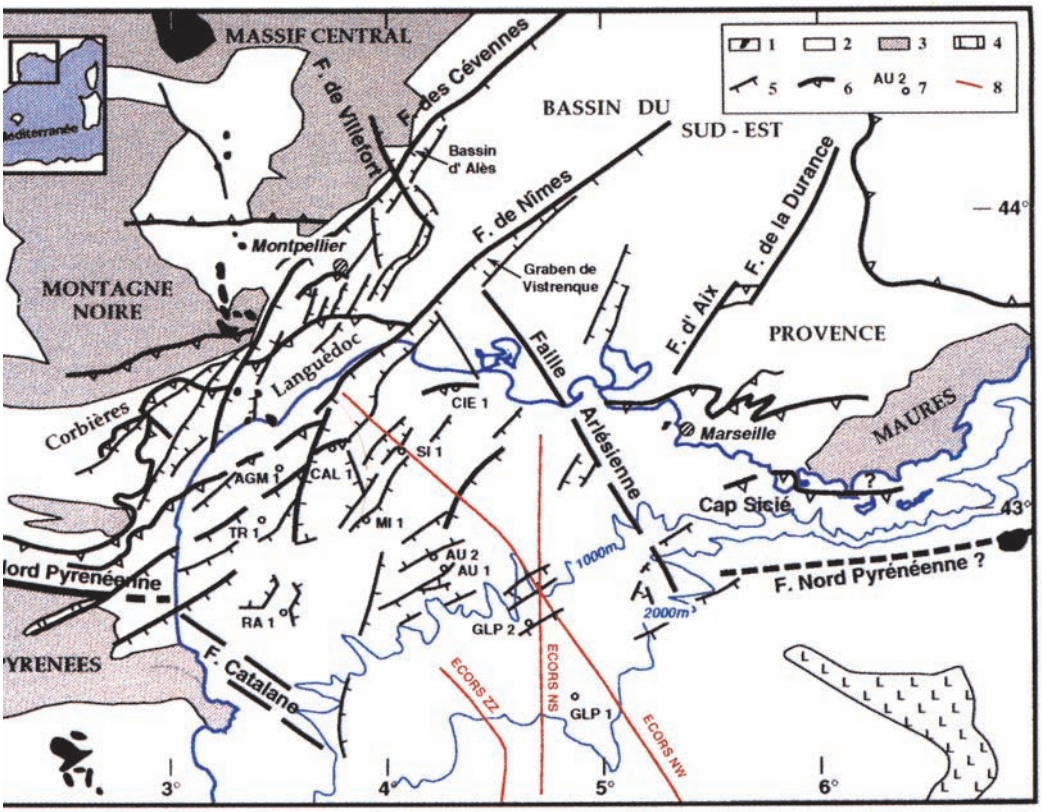


Figure II-7
Principaux domaines géotectoniques du Sud-Est de la France et localisation de la zone d'étude (de Guennoc *et al.*, 1994).
1 : Volcanisme quaternaire ; 2 : Sédiments post-hercyniens ; 3 : Socle hercynien ; 4 : Zone des grands domes de sel ; 5 : Failles normales oligo-miocenes ; 6 : Chevauchements tertiaires ; 7 : Puits d'exploration offshore ; 8 : Profils sismiques ECORS (en rouge).

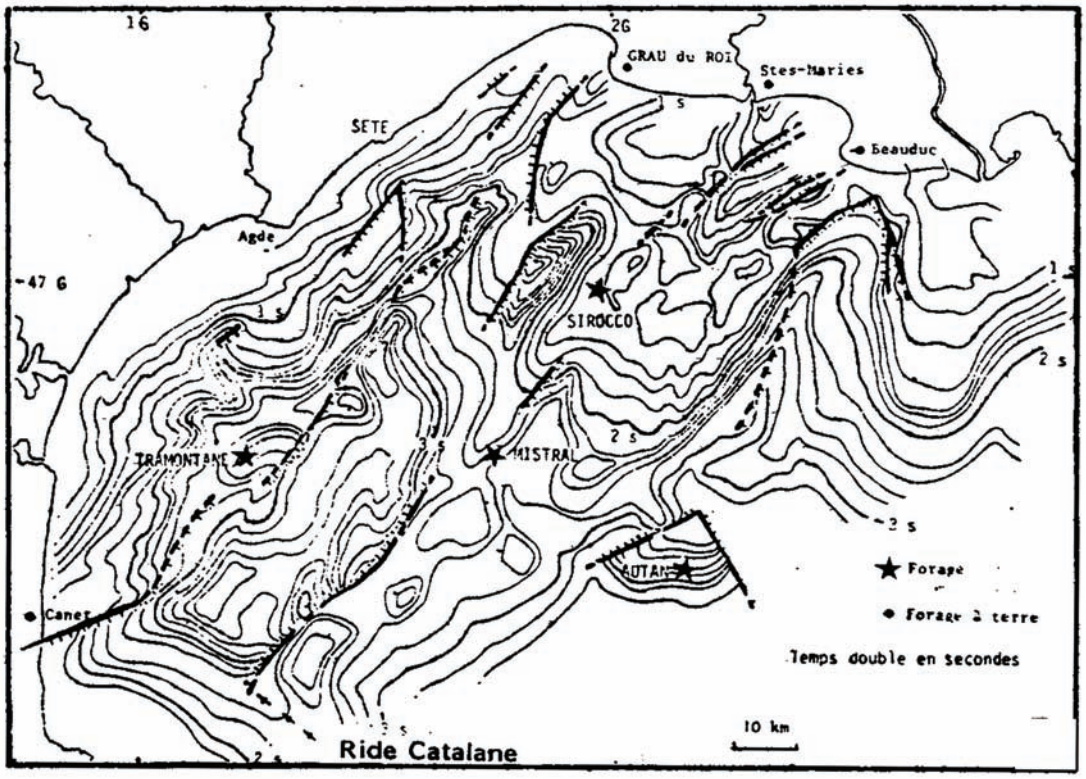


Figure II-8
Évolution morpho-structurales de la marge du Golfe du Lion (d'après Lefebvre, 1980).

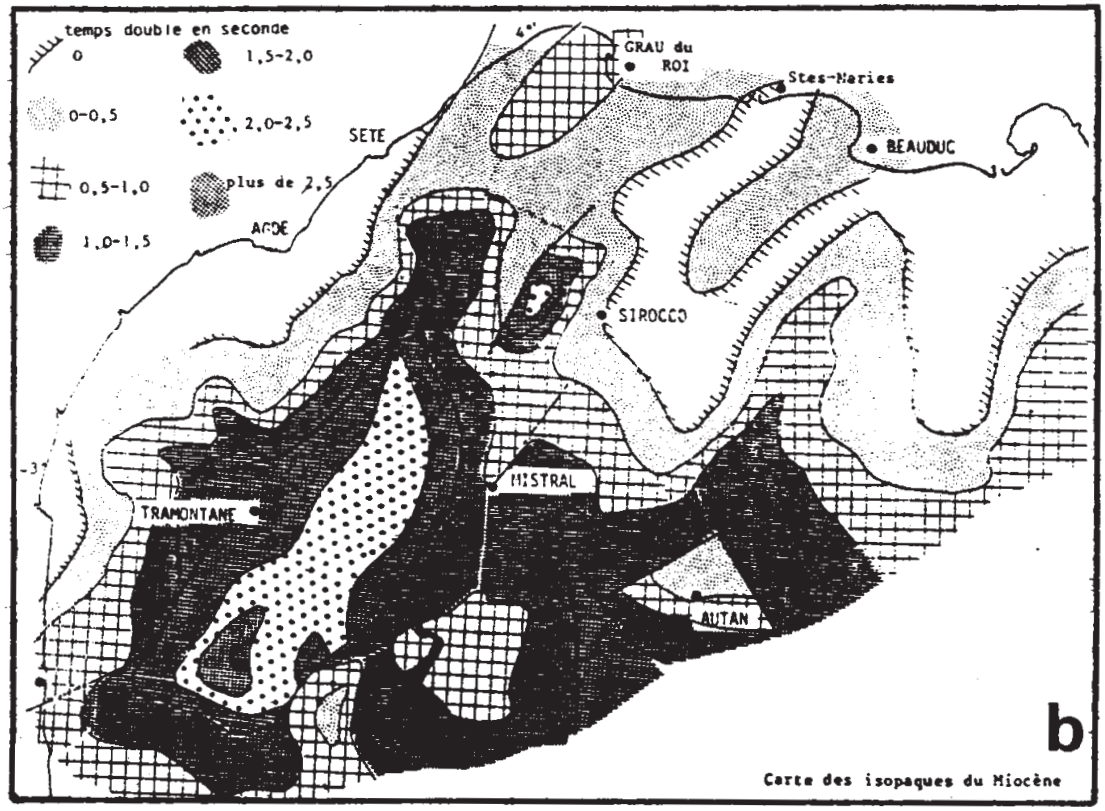


Figure II-9
Évolution morpho-structurale de la marge du Golfe du Lion (d'après Lefebvre, 1980). Isopaque du Miocène.

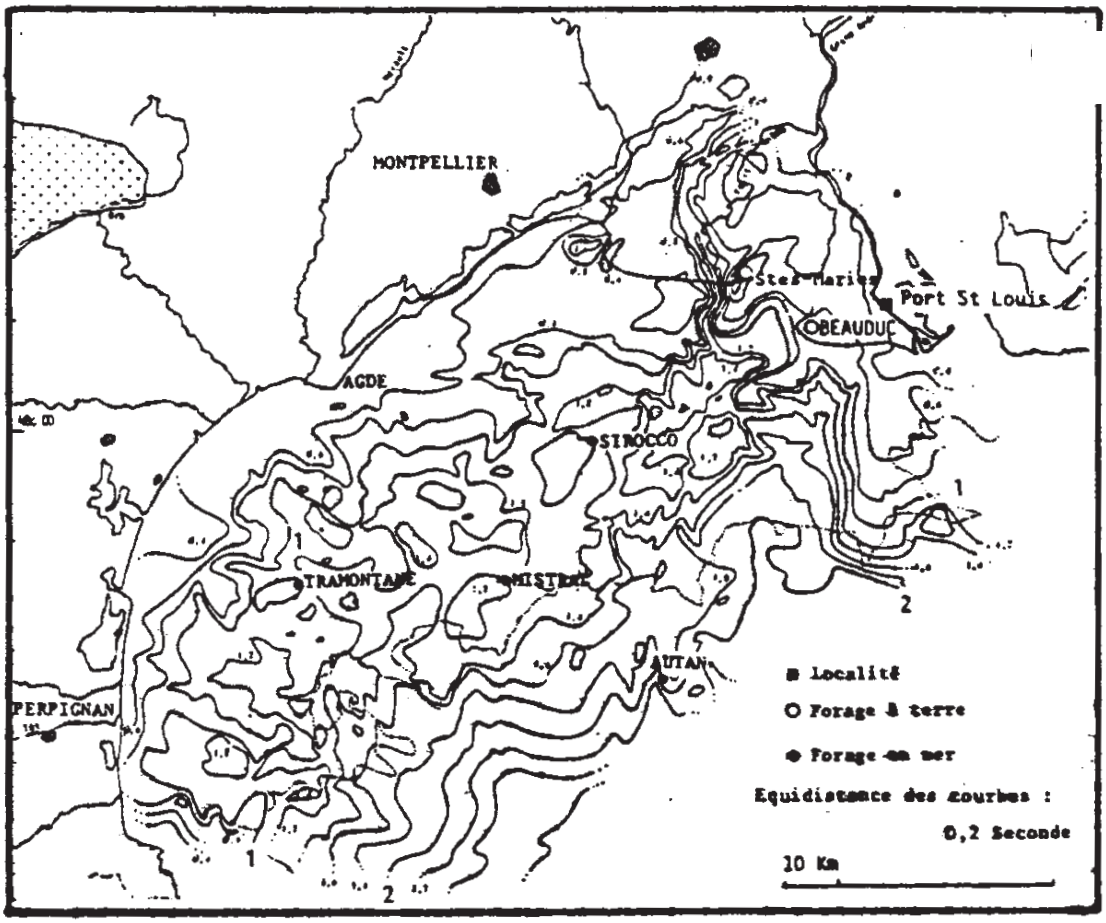


Figure II-10
Évolution morpho-structurale de la marge du Golfe du Lion (d'après Lefebvre, 1980). Isobathes de la surface messinienne.

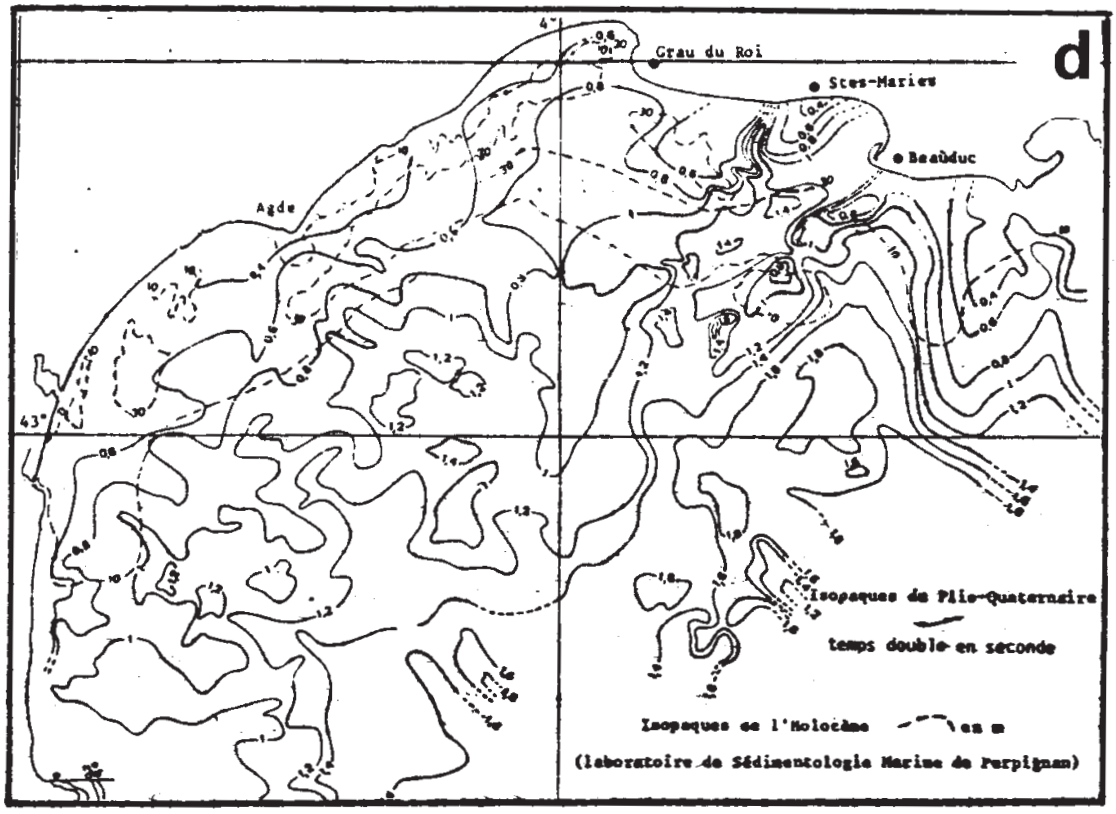


Figure II-11
Évolution morpho-structurale de la marge du Golfe du Lion (d'après Lefebvre, 1980). Isopaque du Plioquaternaire.

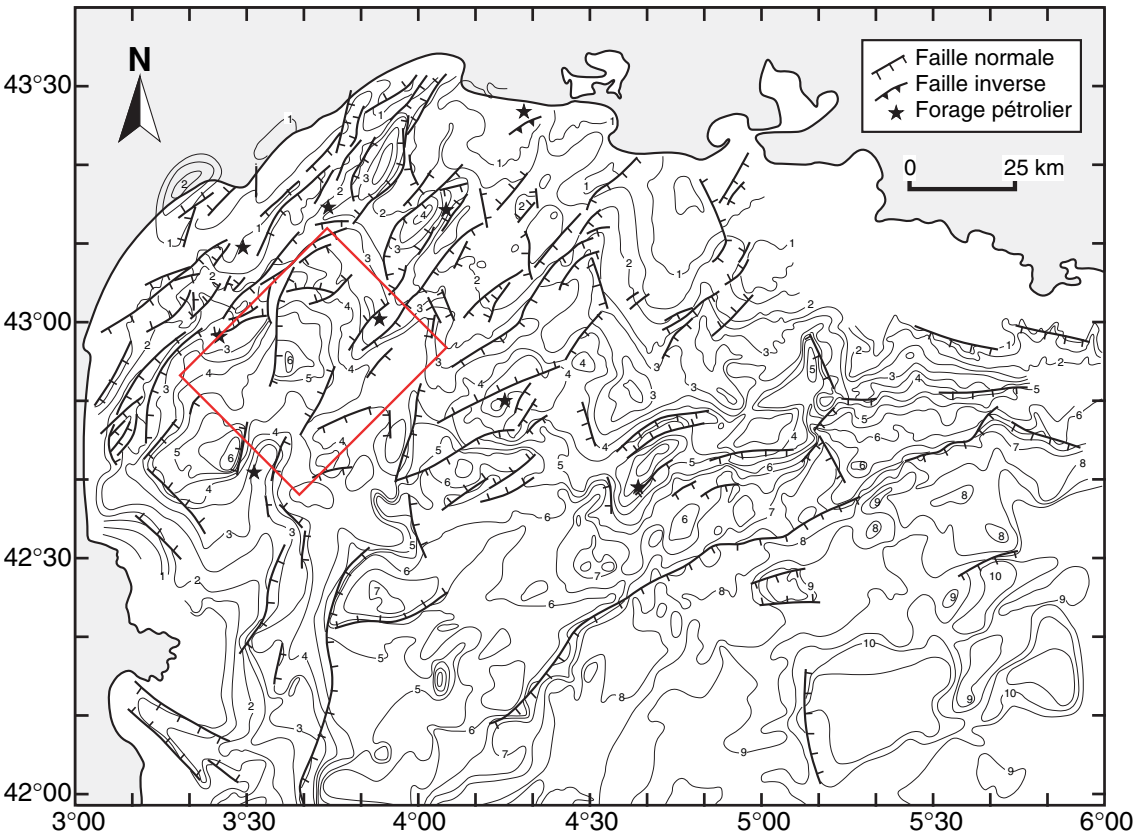


Figure II-12
Cadre des isobathes (en kilomètres) du socle acoustique du Golfe du Lion (redessinée de Gorini, 1993 par Torres, 1995). Le cadre représente la zone étudiée dans cette thèse.

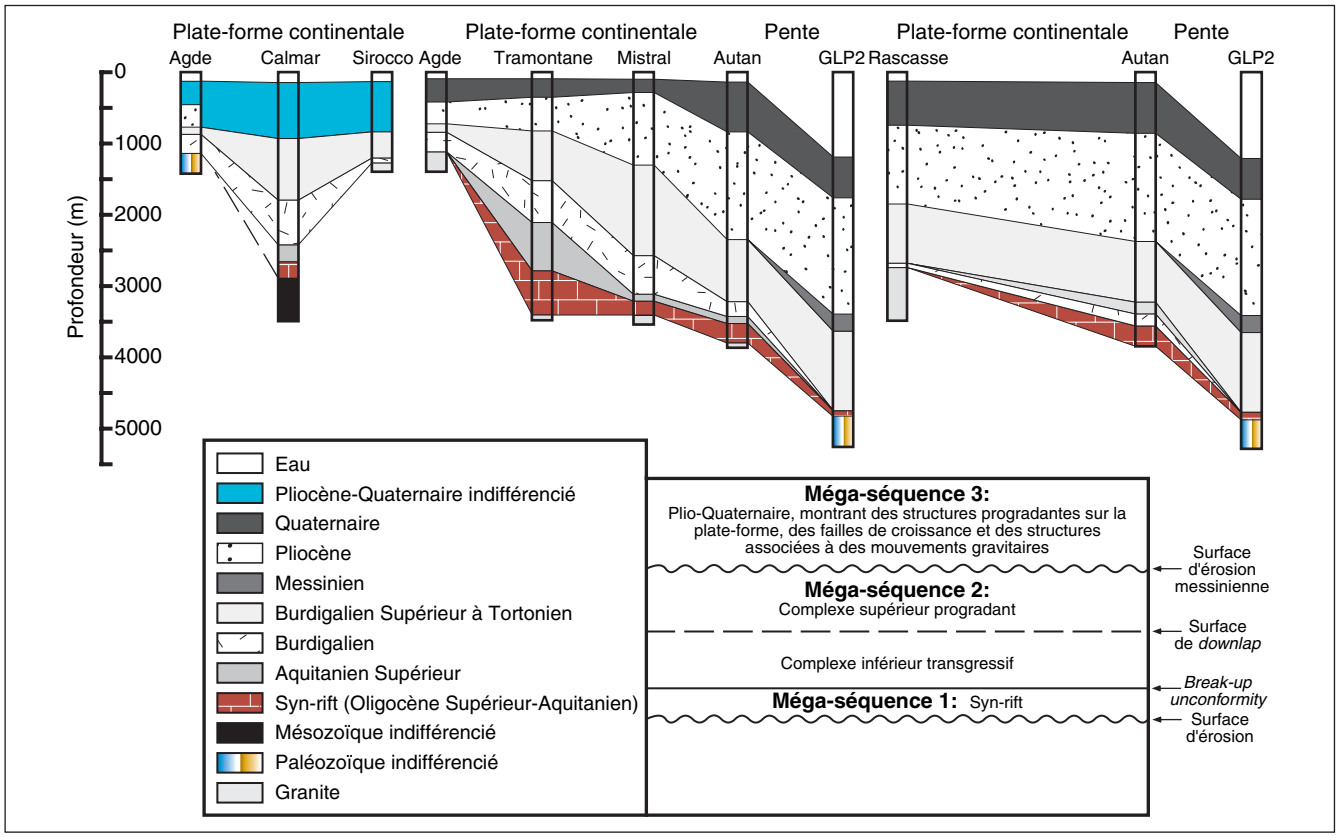


Figure II-13
Stratigraphie générale sur la plate-forme et sur la pente continentale du Golfe du Lion du remplissage sédimentaire cénozoïque établie à partir de la corrélation entre puits de forage (modifiée légèrement de Gorini *et al.*, 1993, *in* Torres, 1995). La localisation des puits est indiquée sur la figure II-8.

trace (ECORS et pétroliers) est subdivisée elle-même en quatre unités stratigraphiques majeures (fig. II-13) :

(1) une unité syn-rift d'âge Oligocène supérieur-Aquitanien inférieur (30 à 24 Ma) est retrouvée localement dans certains fossés étroits et profonds comme les fossés Central et de Vistrenque (Gorini, Le Marrec *et al.*, 1993). Quatre forages ont traversé cette unité et ont montré des séries continentales constituées par des brèches et des marnes avec évaporites ; le toit de cette formation est représenté par une discordance (*break-up unconformity*) qui marquerait la fin de l'activité tectonique ;

(2) une unité post-rift d'âge Miocène (Aquitanien moyen à Tortonien supérieur : 24 à 6,3 Ma). Gorini *et al.* (Gorini, Le Marrec *et al.*, 1993) ont différencié deux sous-unités : une sous-unité inférieure (Aquitanien moyen-Burdigalien moyen) associée à une transgression majeure (cette sous-unité scelle les structures distensives du substratum) et une sous-unité supérieure à structures progradantes (plate-forme carbonatée d'après Cravatte *et al.* (Cravatte, Dufaure *et al.*, 1974)) ;

(3) le Messinien (6,3 à 5,2 Ma) représenté par une importante surface d'érosion sur la plate-forme avec des dénivelés talwegs-interfluves pouvant atteindre 600 - 700 m. La carte de cette surface a été établie par Lefebvre (1980) puis par Gorini *et al.*, (Guennoc, Gorini *et al.*, 2000). En bas de la pente, des dépôts salifères (sels et évaporites) sont reconnus depuis longtemps ; ils entraînent une déformation superficielle extensive de la couverture sédimentaire sus-jacente (failles listriques, sel tabulaire, domes salifères) (Dos Reis, 2001). Des cônes détritiques associés à la surface d'érosion ont été reconnus sur quelques profils (Gorini, Dos Reis *et al.*, 2001) mais non cartographiés, à ce jour sur l'ensemble de la marge ;

(4) le Plio-quaternaire, Lefebvre (1980) a réalisé une synthèse à l'échelle de toute la plate-forme du Golfe du Lion : le Plio-quaternaire est cartographié dans son ensemble (fig. II-11). Il y souligne en particulier la **stabilité tectonique générale de la majorité de la plate-forme depuis le Messinien**. Sur la plate-forme interne, l'épaisseur du Plio-quaternaire est étroitement liée aux reliefs de la surface messinienne (épaississement à la faveur des creux et amincissement sur les hauts) ; sur la plate-forme externe en revanche, le Plio-quaternaire s'épaissit régulièrement avec des figures de progradation. Lefebvre note, par ailleurs, par comparaison entre les cartes isopaques du Miocène et celles du Plio-quaternaire, une nette différence de part et d'autre de la ride Mistral. À l'Est de la ride l'épaisseur de Miocène est faible (~ 1 s) tandis que l'épaisseur de Plio-quaternaire est forte (~ 2 s). À l'Ouest de la ride, le Miocène est épais et remplit le graben (2,6 - 2,8 s) alors que le Plio-quaternaire est faiblement

développé (~ 1 s) (Lefebvre, 1980). Ceci lui suggère l'existence d'une évolution à partir d'une subsidence « locale » importante (concentrée au sein du graben) vers une subsidence plus régionale de l'ensemble de la marge. On notera l'évolution particulière de la plate-forme au droit du Petit-Rhône où le Miocène est absent alors que le creusement intensif du paléo-Rhône messinien permet l'accumulation de plus de 1,5 s de sédiments plio-quaternaires (fig. II-11).

Les forages avaient pour objectif les séries profondes anté-néogènes ; les informations sur les sédiments plio-quaternaires sont donc très limitées. La limite entre le Quaternaire et le Pliocène en particulier paraît parfois douteuse. Nous nous sommes néanmoins basés sur ces puits pour calculer des taux de sédimentation moyens pour le Plio-quaternaire dans son ensemble (sur 5,3 Ma), pour le Pliocène seul (de 5,3 Ma à 1,6 Ma soit 3,7 Ma) et pour le Pleistocène seul (sur 1,6 Ma). Les taux de sédimentation moyens sur la plate-forme paraissent comparables entre le Pliocène et le Quaternaire, à cette échelle, et d'après les limites stratigraphique des puits[4]. Dans l'espace, les taux de sédimentation plio-quaternaires augmentent de la plate-forme interne (12,5 cm/ka) à la plate-forme externe-haut de pente (≈ 40 cm/ka) et au bas de pente (> 55 cm/ka pour le Quaternaire).

Dans le cas théorique d'un bassin formé par étirement mécanique de la lithosphère McKenzie, 1978, la subsidence tectonique serait très forte initialement (au moment de l'étirement) puis serait suivie d'une subsidence *post-rift* faible. La subsidence thermique quant à elle est estimée agir à long terme de manière continue avec une constante de temps de l'ordre de 50 Ma (Parsons et Sclater, 1977 ; McKenzie, 1978 *in* Bessis et Burrus, 1986). Le Douaran *et al.* (Le Douaran, Burrus *et al.*, 1984) puis Bessis et Burrus (Bessis et Burrus, 1986) pensent que les caractéristiques de la marge du Golfe du Lion sont celles d'une marge de type « Atlantique » : les mouvements verticaux dominent dans la tectonique d'ouverture (failles normales, horsts, blocs basculés), il existe un volcanisme syn-rift, un amincissement notable et la subsidence post-rift ne présente pas d'activité tectonique importante (Bessis et Burrus, 1986).

Les épaisseurs de sédiments observées sur la marge (plus de 2 000 m de Plio-quaternaire sur le rebord du plateau (Autan) démontrent une subsidence (totale)[5] de la plate-forme importante et toujours active à l'heure actuelle qui correspond à la combinaison du refroidissement de la lithosphère et de la surcharge sédimentaire. **Cette subsidence prend la forme d'un basculement régulier de la marge** (Biju-Duval, Letouzey *et al.*, 1978 ; Montadert,

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)
Plate-forme int-moy			
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
Plate-forme moy-ext			
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
Plate-forme ext-haut pente			
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

Tableau II-1 Epaisseurs et taux de sédimentation du Pliocène et du Quaternaire d'après les forages pétroliers.

[4] On notera néanmoins quelques tendances inverses : sur Mistral et GLP2 les taux de sédimentation sont nettement plus forts au Pliocène qu'au Quaternaire. Dans le puits GLP2, le taux de sédimentation au Quaternaire est faible par rapport au puits plus proximal Autan et par rapport au puits plus distal GLP1. Cela pose la question de la validité des coupures stratigraphiques.

[5] La subsidence totale d'un bassin (c'est-à-dire le déplacement absolu de son fond par rapport à un repère fixe au cours du temps) est classiquement subdivisée en subsidence tectonique (mécanique et thermique qui aurait lieu en l'absence de sédiments) et en subsidence gravitaire liée à la charge sédimentaire et/ou hydrostatique (glace et/ou eau).

[6] Le premier contrôle géologique a lieu dans le Pliocène.

[7] Le forage est arrêté alors que l'on se trouve encore dans le Pliocène inférieur.

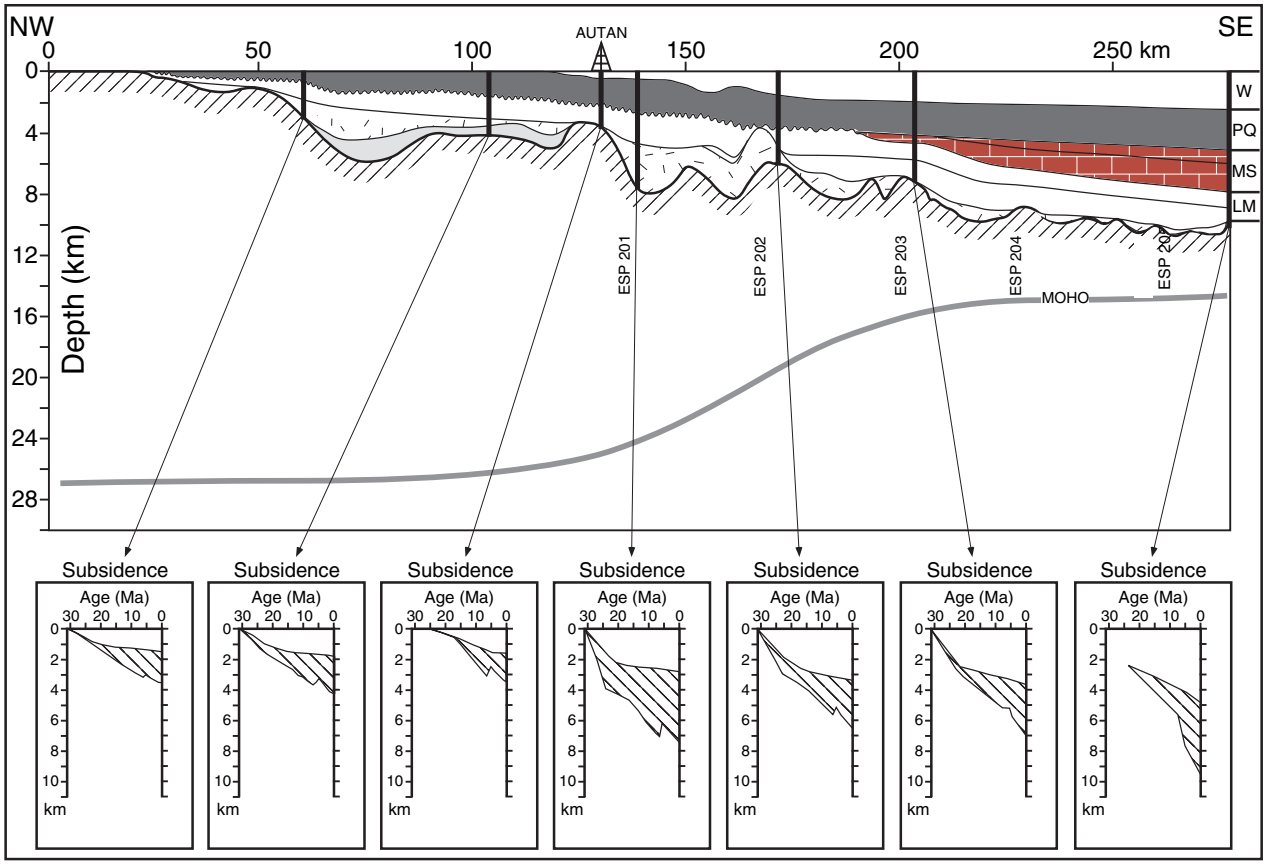


Figure II-14
Évolution de la subsidence observée le long de la marge Rhodanienne (Bessis, 1986). En haut : Coupe géologique interprétée, de la plate-forme jusqu'au bassin profond. La localisation de cette coupe est indiquée sur la figure II-8. W, eau ; PQ, Plio-Quaternaire ; MS, Messinien ; LM, Miocène inférieur. En bas : Courbes de subsidence totale et tectonique pour un certain nombre de puits fictifs représentatifs dont la position est indiquée sur la coupe géologique. La zone hachurée pour chaque courbe de subsidence correspond à la charge sédimentaire (redessinée par Torres, 1995).

Letouzey *et al.*, 1978).

Le taux de subsidence total du bassin méditérranéen, après le dépôt des évaporites, a été estimé à 20 cm/ka (soit 200 m/Ma) par Ryan (Ryan, 1976). Des études quantitatives de l'évolution de la subsidence ont été réalisées par Watts et Ryan (Watts et Ryan, 1976) puis Steckler (Steckler et Watts, 1980) avec la méthode du *backstripping* en utilisant les forages Autan, Mistral et Tramontane. Bessis (Bessis et Burrus, 1986) a aussi appliqué la méthode du backstripping à une section sismique interprétée, en utilisant un modèle de compensation isostatique locale. Les courbes de subsidence tectonique (c'est-à-dire sans charge sédimentaire) ainsi obtenues montrent un enfouissement initial rapide de la marge puis une décroissance exponentielle (qui serait liée à l'évolution thermique de la lithosphère) (fig. II-14). Cette évolution serait comparable qualitativement aux prédictions du modèle d'étirement de McKenzie (McKenzie, 1978 ; Bessis, 1986).

Pour la période Plio-quaternaire la subsidence tectonique calculée serait inférieure à 100 m sur le plateau et voisine de 900 m dans le bassin profond (Burrus et Audebert, 1990) soit des taux de subsidence tectonique de 20 m/Ma sur la plate-forme et 180 m/Ma dans le bassin profond[8].

Deux « anomalies » doivent être relevées : (1) quantitativement, les valeurs de subsidence tectonique sont beaucoup plus fortes que les prédictions du modèle de McKenzie (1978). L'ouverture du bassin profond liguro-provençal ne date que de 30 Ma (fin Oligocène) et l'ampleur de la subsidence est comparables à celle des marges atlantiques bien plus anciennes (Bessis et Burrus, 1986). Un décalage similaire semble être observé dans le bassin de Valence (Torres, Bois *et al.*, 1993a)[9]. (2)

[8] Les valeurs de subsidences tectoniques « classiques » sont de l'ordre de 10 - 20 m/Ma sur les marges passives et peuvent atteindre des valeurs de 100 - 200 m/Ma ou plus sur les marges actives.

Bessis (1986) et Burrus-et-Audebert (1990) notent une augmentation de la subsidence (tectonique) dans le bassin profond au Plio-quaternaire. Cette augmentation reste largement inexpliquée.

La subsidence dans le bassin profond du Golfe du Lion est « anomalique » et reste mal expliquée. Sur la plate-forme, la subsidence prend la forme d'un basculement régulier vers le large.

[9] Burrus (ECORS, 1988) propose que l'étirement de la lithosphère ne soit pas le seul mécanisme d'amincissement crustal de la lithosphère et que d'autres mécanismes tel que le métamorphisme de la croûte inférieure aient dû y contribuer.

B - DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE ACTUELLE

Les caractéristiques physiographiques générales (morphologie), hydrodynamiques (circulation et courants), climatiques et sédimentaires à l'époque actuelle dans le Golfe du Lion constitue un point de départ à l'interprétation de l'enregistrement stratigraphique des séries plus anciennes étudiées en détail dans cette thèse.

1. Aperçu historique des découvertes : morphologie et sédiments de surface

L'histoire des connaissances sur les processus de sédimentation dans le Golfe du Lion est liée à l'histoire de l'Océanographie. La première drague du fond semble remonter à 1780 (Marsili et Donatti). Un siècle plus tard, en 1871, Delesse décrit l'organisation des sédiments de surface dans le Golfe : les vases côtières, suivies de manière plus ou moins continue jusqu'à 40 m de profondeur, sont séparées des vases de la pente par une bande de sable : les « sables du large » ou « sables roux »[10]. Delesse établit également les cartes du plateau continental par sondage (au fil à plomb). En 1893, la toute première photographie du fond marin est réalisée dans le Golfe du Lion par Boutan (Boutan, 1893 *in* Heezen et Hollister, 1971). Au début du XX^{e} siècle, Thoulet étudie en détail la répartition des dépôts dans le Golfe du Lion (granulométrie, minéralogie) ; il conclut que la distribution du matériel résulte de l'action d'un grand courant côtier E-W et des vagues et que les apports sont essentiellement rhodaniens jusqu'au Cap d'Adge et essentiellement locaux au-delà (Thoulet, 1912 *in* Aloïsi, 1973).

En 1894, Pruvôt découvre l'existence de deux sillons profonds sous-marins auxquels il donne le nom de « rech » (ravin en Catalan) : il s'agit des rechs de Lacaze Duthiers et du Cap Creus. Leur morphologie générale est décrite : ils débutent vers - 200 m par une sorte de cirque et se prolongent avec des pentes de 2,5 à 3 % ; latéralement les rives ont des pentes atteignant 20° (Pruvôt, 1894 *in* Bourcart, 1948). La découverte de ces « vallées sous-marines » va fasciner la communauté scientifique jusqu'à l'époque actuelle et engager de nombreux débats sur leur origine (en particulier aérienne ou sous-marine).

A partir de 1934, la mesure de la bathymétrie s'effectue désormais par sondage acoustique, suite au développement du sondeur vers 1920 grâce aux contributions du Commandant Marti, de Langevin… ; une carte du fond de l'ensemble du

[10] La couleur rousse provient de leur patine caractéristique dûe à la présence de Fe_2O_3.

plateau et du talus du Golfe du Lion est ainsi élaboré : 14 ravins sont identifiés entre le Cap Creus et le Cap Cassis. Dans les années 1940, les techniques de carottages s'améliorent avec la mise au point du carottier Kullenberg qui ne résout cependant pas le problème du carottage dans les sables.

Dans les années 1930-1940, les canyons sous-marins représentent un sujet d'étude essentiel en géologie marine. Les premiers modèles analogiques visant à expliquer les phénomènes sédimentaires (et les canyons en particulier et les courants de turbidité) sont développés (Kuenen, 1937, *in* Heezen et Hollister, 1971). Dans le Golfe du Lion, Bourcart, explore à nouveau, à partir de 1945, à l'aide de dragages le matériel au sein des canyons et sur leur pourtour (en particulier le canyon de Lacaze-Duthiers), pour tenter d'élucider leur origine et leur histoire ; il décrit la répartition des sables et cailloutis observés jusqu'à 600 m et associés à une faune de mollusques littoraux typiques d'eau froide, des grès calcaires interprétés comme des dépôts de plages démantelés par l'érosion et retrouvés jusqu'à 500 m dans les canyons (Bourcart, 1945 ; Bourcart, 1947 ; Bourcart, 1948 ; Bourcart, 1956a ; Bourcart, 1956b). Ces résultats le conduisent à conclure au fonctionnement des canyons pendant une phase froide, à une époque glaciaire. Plusieurs hypothèses sont alors formulées sur leur origine : 1) soit liée à l'érosion par les fleuves au cours d'une période de régression ; 2) soit liée à l'existence de failles ou d'effondrements ; 3) soit liée à l'érosion par des courants de retour sous-marins chargés de sédiments au cours de la période glaciaire (écoulements boueux de fond)[11]. Bourcart suggère par ailleurs des phénomènes de comblement de la partie supérieure des canyons qui débutent aujourd'hui en deçà de 100 m alors qu'ils remontent beaucoup plus haut à St-Tropez ou en Corse et que les forages de la SNPLM (Société Nationale des Pétroles du Languedoc Méditerranéen) ont retrouvé sous la Camargue le prolongement du canyon messinien du Rhône rempli par des argiles continentales fin Miocène et des vases bleues Pliocène ; cette observation l'amène à pencher pour un creusement aérien des canyons dès le Pontien (ou Messinien). A l'opposé, Ericson et Heezen, par exemple, rejètent l'hypothèse de creusement aérien quand les prélèvements sur les interfluves montrent une sédimentation pélagique normale pendant qu'un transport vigoureux, catastrophique et intermittent a lieu dans les canyons (Heezen et Hollister, 1971). Les observations *in situ* (plongées en submersible) mesurent des courants supérieurs à 1 nœuds (≈ 0,5 m/s) à des profondeurs de 200 - 270 m dans le canyon (Got, Monaco *et al.*, 1969). L'importance des phénomènes d'érosion est mise en évidence : dans le domaine du rech jusque vers 300 m (éboulements, glissements, déformations) (Glangeaud, Bellaiche *et al.*, 1968 ; Got, 1973) mais aussi sur la bordure du plateau et sur la pente continentale jusque vers 150 m. Quant au complexe deltaïque rhodanien, il est étudié d'abord dans sa partie émergée (Van Andel, 1950 ; Kruit, 1955 ; Duboul-Razavet, 1954 ; Duboul-Razavet, 1956 ; Van Straaten, 1957 ; Lagaaij et Kopstein, 1964 et Oomkens, 1970 *in* Aloïsi, 1986). En parallèle, de nombreuses explorations sont entreprises pour connaître la nature et la répartition des sédiments superficiels à l'aide de prélèvements à la drague, à la benne ou par carottages de plusieurs mètres. Des études détaillées sont réalisées sur les caractéristiques des sédiments : granulométrie, minéralogie, radioactivité naturelle, faunes et microfaunes (Duplaix et Lalou, 1949, 1951 ; Vatan, 1949 ; Duboul-Razavet, 1954 ; Blanc, J.-J., 1959 ; Blanc-Vernet, 1969 ; Chamley, 1971… *in* Aloïsi, 1986). Vatan montre en particulier les associations minéralogiques caractéristiques des apports alpins avec prédominance du glaucophane et de l'épidote, par rapport aux apports pyrénéens avec prédominance de l'andalousite et de l'hypersthène. Ces deux influences tendent à s'effacer au centre du Golfe (vers l'embouchure de l'Hérault). L'analyse des prélèvements sert de base à la définition de classes sédimentologiques ayant permis la réalisation d'importants travaux de synthèse et la réalisation de cartes morpho-sédimentaires présentant les grandes provinces et la nature des fonds (Kruit, 1955 ; Van Straaten, 1959 ; Duboul-Razavet *et al.*, 1970 ; Monaco, 1967, 1971 ; Got *et al.*, 1969, 1972, 1973 ; Aloïsi *et al.*, 1973, 1975…*in* Aloïsi, 1986). Ces travaux reprennent aussi les questions anciennes des « sables du large », des « grès quaternaires ». Dans le delta du Rhône, les travaux précurseurs de l'équipe de Shell, réalisés avec des moyens importants (réalisation de forages atteignant 70 mètres) et leur analyse détaillée et originale, constituent encore à l'heure actuelle, une référence en termes de description faciologique, environnementale et séquentielle (*onlap-offlap*) des dépôts (Lagaaij et Kopstein, 1964 ; Oomkens, 1967, Oomkens, 1970).

Les progrès et la réalisation croissante de levers bathymétriques (sondeurs mono et multifaisceaux

[11] C'est l'hypothèse de Daly (1936) qui reprend une idée développée par Forel (1885) sur le creusement de ravins lacustres sous-glaciaires par le fleuve Rhône dans le lac Léman. Le mécanisme envisagé invoque des courants de fonds, froids et chargés en sédiment qui érodent le fond du chenal et qui construisent les levées du chenal. (*in* Heezen et Hollister, 1971) (on les appelerait aujourd'hui courants de turbidité ou courants hyperpycnaux).

Seabeam), de levers sismiques continus *ultra* haute résolution[12] (centimétrique à décimétrique), très haute résolution (métrique) et haute résolution (décamétrique) donnent une nouvelle génération d'informations continues latéralement et en profondeur (et donc en temps)[13] des dépôts, équivalant aux affleurements de terrains des géologues terrestres pour les océanographes-sédimentologues travaillant en mer. Les dépôts apparaissent profondément influencés par les oscillations glacio-eustatiques du Plio-Quaternaire à l'origine de multiples phases d'érosion-sédimentation alternées (Monaco, 1971) et, sans doute, à la formation, au fonctionnement et à l'évolution des canyons (Alinat, Hinz *et al.*, 1970 ; Alla, Dessolin *et al.*, 1972 ; Reyss, 1969 ; Monaco, 1971 ; Got, Monaco *et al.*, 1969 ; Got, 1973…).

Les premiers modèles stratigraphiques d'évolution de la sédimentation quaternaire dans le Golfe du Lion sont ainsi proposés à cette époque. Nous les présenterons dans le sous-chapitre D.

2. Physiographie du Golfe du Lion

Les caractéristiques morphologiques des quatre domaines physiographiques des marges sont intrinsèquement liées d'une part au contexte tectonique de formation de la marge, d'autre part au contexte sédimentaire de la zone. Le Golfe du Lion, marge passive (s.s.) (non-orogénique) (*Cf.* sous-chapitre A) présente des caractéristiques originales parmi les marges méditerranéennes (fig. II-3 et II-15).

a. La plate-forme continentale du Golfe du Lion

Elle a une largeur maximale de 70 km (dans la partie occidentale). Le rebord de la plate-forme est situé à une profondeur qui varie selon les régions, entre 120 - 180 m voire 100 m au sud de la Provence. Dans d'autres régions de Méditerranée, la plate-forme continentale n'existe pas ou est très réduite. C'est le cas, pour les côtes du bassin Corso-Ligure : en Provence comme sur la marge occidentale de Corse[14], des côtes de l'Algérie et du Maroc où la topographie ne montre pas de rupture de pente entre le relief escarpé du continent et celui de la marge continentale[15]. Dans presque tout le bassin de Méditerranée Occidentale et en particulier dans le Golfe du Lion, le rebord de la plate-forme est entaillé par de nombreux canyons.

b. La pente continentale du Golfe du Lion

Elle peut être divisée en plusieurs segments qui présentent des déclivités différentes : relativement faible 2 - 3° au large du Languedoc (Got, Aloïsi *et al.*, 1979), la pente s'accentue vers l'est 2 à 8° (Bellaiche, Droz *et al.*, 1984) et vers l'Ouest (vers la côte catalane). Au niveau de l'Ebre la pente atteint 3,5° (Monaco, Aloisi *et al.*, 1982). Le long de la côte provençale, alpine et corse, ainsi qu'au Sud des Baléares, au large du Maroc et de l'Algérie, la pente continentale est au contraire très fortement inclinée. Les canyons qui dissèquent la pente s'atténuent vers 1 300 m (Droz, 1983). Les canyons du Golfe du Lion sont particulièrement bien (Canals et Got, 1986). Leur étude détaillée fait l'objet d'une thèse en cours (Baztan J., Ifremer-UBO-Barcelone).

c. Le glacis continental

Il est représenté, dans le Golfe du Lion, par deux entités majeures : la ride sédimentaire Pyrénéo-languedocienne à l'Ouest et l'éventail profond du Rhône qui s'étend de la base de la pente continentale jusqu'à la plaine abyssale au nord des îles Baléares sur une longueur totale de 300 km et une largeur maximale de 200 km. Cet éventail a une forme allongée NW-SE. Droz (1983) a différencié les domaines morpho-structuraux suivants, résumé par Torres (1995) :

- Domaine supérieur (*upper fan*) de 1 350 à 2 000 m, de pente faible (0,7 à 1 %), entaillé par un chenal unique, la vallée sous-marine du Petit-Rhône, large de 2 à 5 km et perchée entre les levées sédimentaires continues. Le fond de la vallée sous-marine du Petit-Rhône est relativement plat et est entaillé par un chenal de surcreusement (*talweg*). O'Connell *et al.* (O'Connell, Normark *et al.*, 1991) attribuent le creusement du talweg à la dernière migration du chenal vers l'Ouest et la formation du néofan.
- Domaine moyen (*middle fan*), situé entre les isobathes ~ 2 000 et 2 300 m. Ce domaine correspond à la zone où le chenal commence à migrer latéralement. Le chenal est moins profond mais plus large. Les levées sont atténuées et l'éventail s'étale sur une pente faible (0,5 %). Droz (1983) signale qu'au cours de son édification, l'éventail n'est alimenté que par un seul chenal ; la géométrie décalée des corps sédimentaires observée sur la sismique est la conséquence du déplacement du chenal principal et non pas d'une ramification du chenal.

[12] Ou sondeur de vase (2 à 5 kHz environ).
[13] La pénétration est cependant limitée à la dizaine de mètres pour l'argile, et est très faible pour le sable.
[14] La plate-forme fait moins de 10 km de large de Toulon à Gênes.
[15] Ce qui est caractéristique des zones orogéniques (*Cf.* Chapitre 1 paragraphe A).

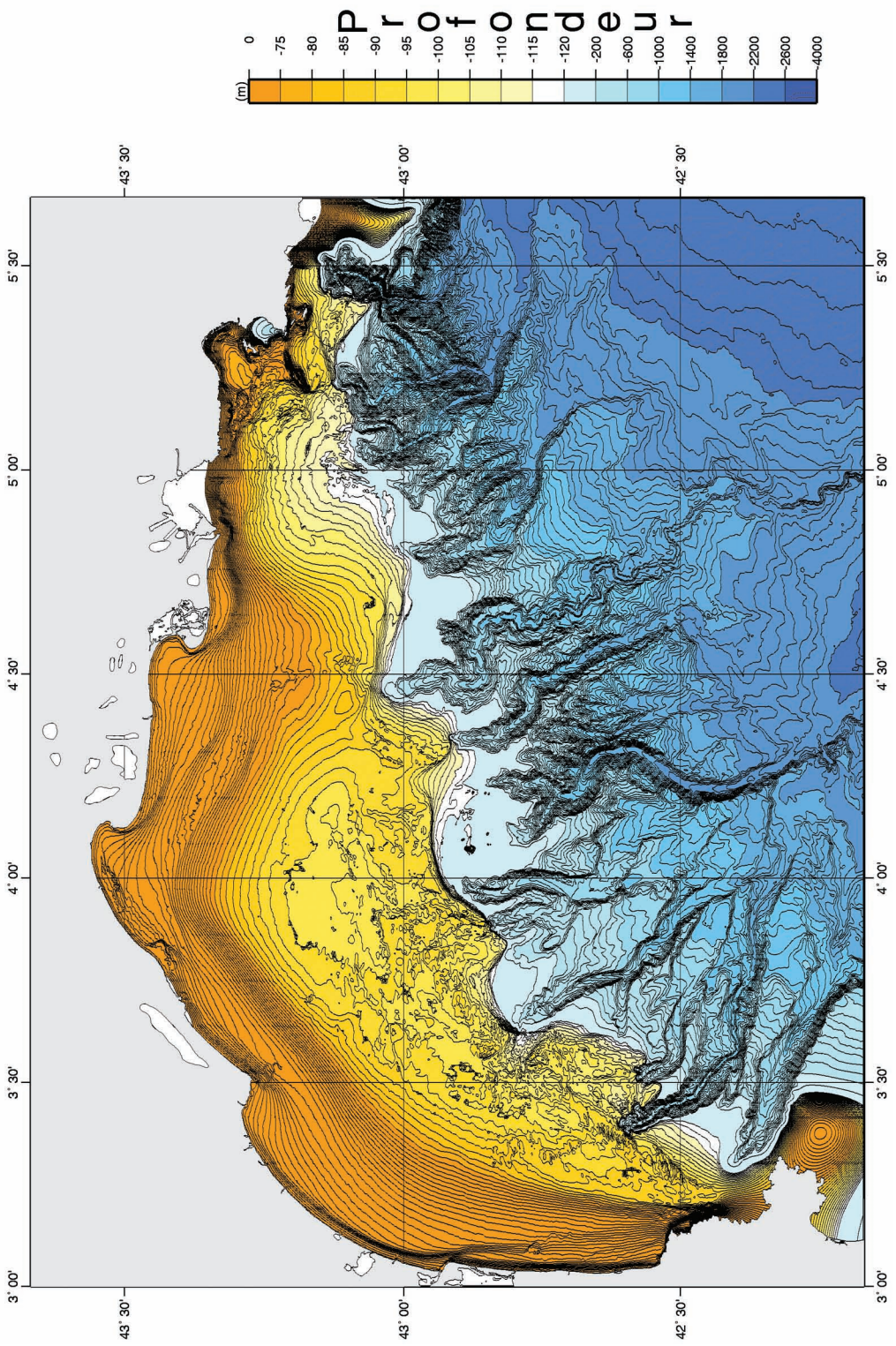


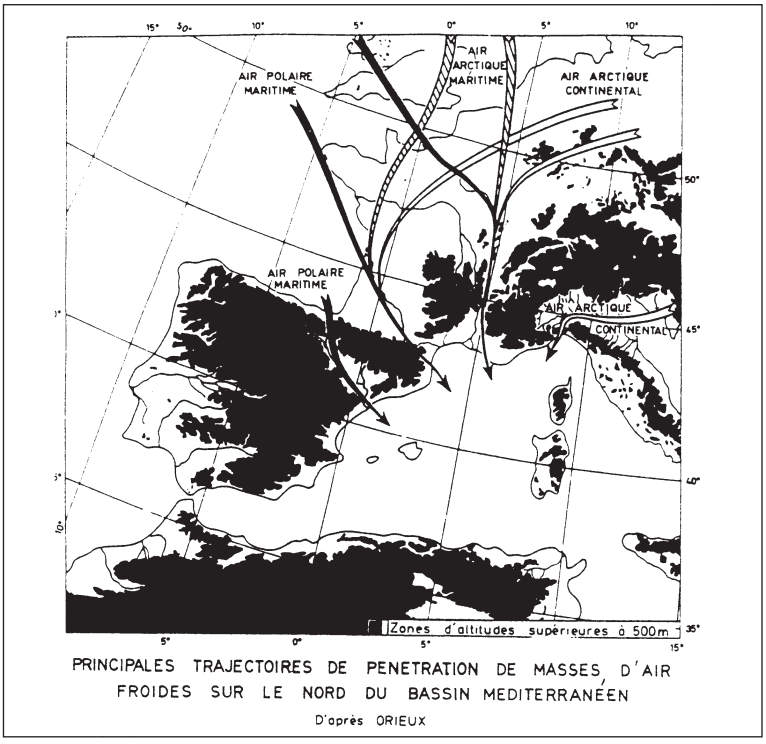
Figure II-15
Bathymétrie - Modifiée de S. Berné *et al.* (2001), par Rabineau et Aslanian.

• Domaine inférieur (*lower fan*) avec une limite supérieure imprécise située entre 2 300 et 2 600 m. La pente est très faible (0,24 à 0,3 %) seul un léger infléchissement des isobathes vers le Sud est visible sur la bathymétrie. Le chenal est ramifié en plusieurs chenaux secondaires. Ces chenaux, de taille très réduite, ont été observés jusqu'à N40° 50' de latitude. Au-delà de 2 600 m, le fond est plat et l'on peut considérer que l'on se trouve dans le domaine de la plaine abyssale.

d. La plaine abyssale

Elle est située dans la partie centrale du bassin algéro-provençal, elle s'étend au-delà de - 2 700 m, jusqu'à une profondeur maximale de - 2 800 m, ce qui est faible par rapport aux plaines abyssales « océaniques » (*Cf.* Chapitre I). Sa surface est très plate interrompue par des reliefs sous-marins d'origine diapirique qui ceinturent en particulier l'éventail profond du Rhône.

Figure II-16
Origine et trajectoire des masses d'air froides sur le nord du bassin méditerranéen (Fieux, 1972).



3. Climat, circulation et courants en Méditerranée :

La Méditerranée est un petit océan longitudinal relié au système océanique global par le seul détroit de Gibraltar et entouré par des masses continentales avec de grandes variabilités d'altitudes et d'expositions (fig. II-2 et II-3). C'est un petit océan particulièrement sensible aux variations climatiques.

a. Le climat : des tempêtes

La Méditerranée se situe à la limite entre des régions climatiques subtropicales et de moyennes latitudes ce qui la rend particulièrement sensible à un déplacement de cette limite. Le système atmosphérique ne possède pas de barrière physique : il permet une influence directe du système Nord-Atlantique, ce dernier se trouvera en revanche modifié par la Méditerranée au fur et à mesure de sa progression vers l'Est (Gacic, Astraldi *et al.*, 1999) (p.234).

Le climat Méditerranéen qui règne dans le Golfe du Lion à l'heure actuelle est caractérisé par la fréquence et la violence des vents, la longue durée de l'insolation, une température chaude en été et tiède en hiver, avec une grande amplitude diurne, des précipitations moyennes réparties sur un petit nombre de jours et tombant sous forme d'averses violentes. Trois facteurs principaux contrôlent la dynamique du climat : (1) la mer Méditerranée, aux eaux tièdes[16], joue un rôle modérateur ; (2) les masses continentales ceinturant la mer et la proximité des hautes montagnes[17] augmentent les précipitations ; les crues brutales transportent des masses importantes de matériaux arrachés à la montagne. Cette érosion est d'autant favorisée que la couverture végétale est faible ; (3) les irrégularités des bassins orographiques du NW de la Méditerranée induisent des vents qui changent abruptement de direction.

Les vents sont extrêmement violents surtout ceux du secteur nord et du secteur est, principalement en hiver et pendant la journée. Les vents du secteur nord (Mistral et Tramontane) sont très froids (airs arctique et polaire) (fig. II-16). De la Camargue aux Pyrénées, le vent de tempête[18] est le vent d'E-SE (il est moins fréquent mais beaucoup plus violent[19]) (fig. II-17).

[16] La température dans toute la Méditérranée (même dans les zones abyssales) avoisine 13 °C (Haq et Boersma, 1998).
[17] L'isohypse 1 000 m n'est jamais à plus de 60 km de la côte et une série de hauts sommets s'élève entre 40 et 80 km de la côte (Le Lozère, le Mont-Aigoual, le Canigou…Galtier, 1958).
[18] En terme de météorologie marine, le terme de tempête est réservé aux vents de vitesse supérieure à 25 m/s (10 Beaufort ou 90 km/h ou 48 nœuds) Bruzzi, 1998.
[19] Il peut atteindre des vitesses de 120 à 150 km/h.

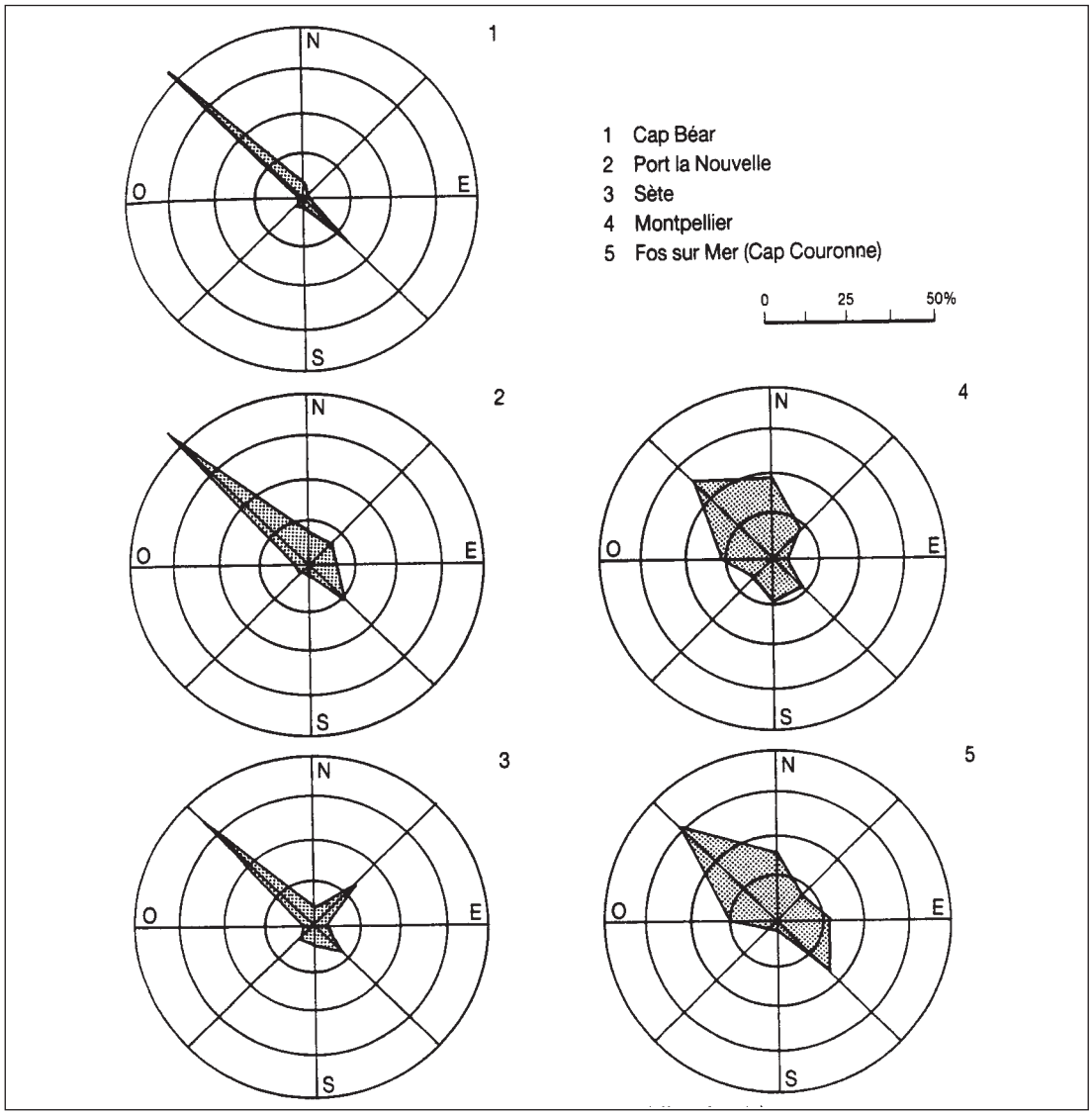


Figure II-17
Roses annuelles des vents le long du Golfe du Lion (d'après Clique *et al.*, 1984, Greslou, 1984 *in* Jeftic *et al.*, 1992).

b. Facteurs hydrodynamiques : masses d'eau, courants et houle

La connexion avec l'océan Atlantique est réduite au détroit de Gibraltar (environ 4 km^2) et découple la circulation en Méditerranée de celle de l'Atlantique. A grande échelle de temps et d'espace, la Méditerranée est un bassin de concentration ; c'est-à-dire que la quantité d'eau perdue par évaporation est supérieure aux apports d'eau douce par les fleuves et précipitations. Le déficit est à peu près d'un mètre en un an et entraîne l'entrée des eaux atlantiques superficielles par le détroit de Gibraltar[20].

Le résultat des interactions complexes entre l'hydrosphère et l'atmosphère est une stratification de la colonne d'eau en 3 masses d'eau ayant des caractéristiques (physiques, circulation) différentes. Du haut vers le bas, ces masses d'eau sont les suivantes (résumé par Torres, 1995) (fig. II-18) :

• une couche superficielle (fig. II-18-A) alimentée par l'entrée d'eaux d'origine atlantique en surface. Elle pénètre en Méditerranée Occidentale au niveau du Détroit de Gibraltar puis se dirigent vers le Sud des îles Baléares, la côte occidentale de la Corse, elle longe la côte de la Riviera, celle du Golfe du Lion et elle redescend le long de la côte catalane. Les eaux suivent donc une circulation superficielle de type cyclonique. L'épaisseur de cette masse d'eau est variable (60 à 220 m) et elle est caractérisée par une température moyenne de 16° C et une salinité de 36 ‰.

[20] Les flux entrants et sortants sont cependant amplifiés : c'est l'équivalent d'une lame d'eau de 21 m qui entre à Gibraltar et d'une lame d'eau de 20 m qui en sort (Corre, 1992).

• une couche intermédiaire ou eau levantine intermédiaire (fig. II-18-B) formée par l'évaporation et la concentration de l'eau superficielle en Méditerranée Orientale. Elle pénètre en Méditerranée Occidentale par le Détroit de Sicile. La circulation de cette masse d'eau se produit selon un schéma de type cyclonique, le long de la pente continentale de la Méditerranée Occidentale. L'épaisseur de cette masse d'eau est variable, normalement elle se situe entre **250 et 800 m** de profondeur. Cette masse d'eau intermédiaire est caractérisée par une température moyenne de 14° C et une salinité de 38,75 ‰.

• une couche homogène profonde (fig. II-18-C) formée en hiver par l'évaporation, la concentration et le refroidissement de l'eau superficielle dans la zone entre le Golfe du Lion et la Mer Ligure au niveau de l'éventail profond du Petit-Rhône (Millot, 1990). Cette masse d'eau circule en profondeur suivant un schéma cyclonique en suivant l'isobathe 1 000 m et alimente la sortie d'eau méditerranéenne par le Détroit de Gibraltar. Cette masse d'eau est caractérisée par une température de 12,40° C et une salinité de 38 - 39 ‰ » (*in* Torres, 1995).

Plusieurs types de courants marins d'origine diverses mettent les masses d'eaux en mouvements : les courants généraux ; les courants induits par les vents ; les courants de houle à proximité du rivage ; les courants de marée ; les courants générés par les ondes internes. Nous présentons leurs caractéristiques dans le Golfe du Lion et leur effets dans les paragraphes suivants (fig. II-19).

La circulation générale (courant géostrophique) correspond à un flux de l'ordre de 1 - 2 x 10^6 m^3/s (Lacombe et Tchernia, 1972 *in* Millot, 1990)[21] qui longe la pente continentale vers l'ouest puis vers le sud-ouest au niveau du Cap Creus ; il s'étend sur une largeur de 30 - 50 km avec des **vitesses de ≈ 50 cm/s en surface et quelques cm/s à quelques centaines de mètres de profondeur**[22]. Ce courant général est appelé : Courant Liguro-Provençal ou Courant Nord (fig. II-19). Le corps du courant suit la pente continentale mais les eaux superficielles ont tendances à pénétrer sur la plate-forme continentale (Millot, 1990). Les mesures de courants effectuées tout au long de l'année ont montré une variabilité très importante ; le flux du courant ligure-provençal est en particulier doublé en hiver (Béthoux, Prieur *et al.*, 1988).

Sur cette organisation générale, le climat local, les vents, surimposent des cycles saisonniers. Dans le Golfe du Lion, la stratification est variable et dépend fortement des saisons (Millot, 1987). En été, la formation d'une thermocline isole fortement les eaux superficielles influencées par la dilution rhodanienne des eaux sous-jacentes correspondant parfois à des eaux de remontée. La thermocline est située entre 0 et 25 m en plein été et descend à 40 m en automne (COB, 1981 ; Millot et Crépon, 1981). L'eau du Rhône se mélange aux eaux du courant général sur une épaisseur de 20 à 25 m. Le Courant Nord transporte et disperse les sédiments apportés par le flux rhodanien[23].

L'interaction du Courant Nord (général) et de la topographie, qui présente des reliefs significatifs, en particulier près de la limite de plate-forme (*shelf-break et canyons*), induit des déviations du courant général, la création de méandres et des courants à petite échelle complexes. L'effet des canyons dépend de la largeur du canyon par rapport au courant[24], du nombre de canyons alignés, de l'incidence du courant par rapport aux flancs des canyons. Le canyon peut induire des courants vers le haut et/ou vers le bas au sein de ces canyons ainsi que des turbulences (Millot, 1990 ; Ardhuin, Pinot *et al.*, 1999 ; Chérubin, 2000) (fig. II-20).

Ces phénomènes ont été mis en évidence dans le canyon du Grand-Rhône (Durrieu de Madron, 1992) (fig. II-21). L'effet topographique des canyons est important mais les mécanismes, complexes et variables dans le temps, sont encore mal compris à l'heure actuelle (Chérubin, 2000).

On a vu dans le paragraphe sur le climat méditerranéen, l'existence de vents violents de secteur nord (Mistral et Tramonane). Ces vents de terre vont perturber temporairement la circulation générale de manière différente selon la saison. En hiver, entre la frontière espagnole et Sète, un courant de dérive cyclonique se développe sur la plate-forme lié aux vents de NE et dont la vitesse varie entre 12 et 24 milles/jour (COB, 1981) (fig. II-19). Pendant l'hiver, de l'eau dense peut aussi se former sur la plate-forme continentale, par évaporation-refroidissement

[21] Ce flux est équivalent aux flux entrant et sortant de Gibraltar.
[22] Le courant interresse donc essentiellement la couche superficielle.
[23] Les eaux fluviales peuvent occuper toute la surface du Golfe (avril-mai), à d'autres moment, on ne rencontre les eaux fluviales qu'à proximité immédiate des embouchures. Ces fluctuations seraient indépendantes des débits fluviaux (EPSHOM, 1976 *in* synthèse COB), mais seraient fonction de l'intensité du réchauffement superficiel. On notera que si le Rhône joue un rôle capital, les autres fleuves (Aude, Orb et Hérault) provoquent aussi des dilutions marquées mais superficielles (- 10 m), dans la bande côtière lors des crues automnales et hivernales.
[24] L'influence deviendrait significative pour un canyon dépassant la moitié du rayon de déformation interne du courant (Klinck, 1988).

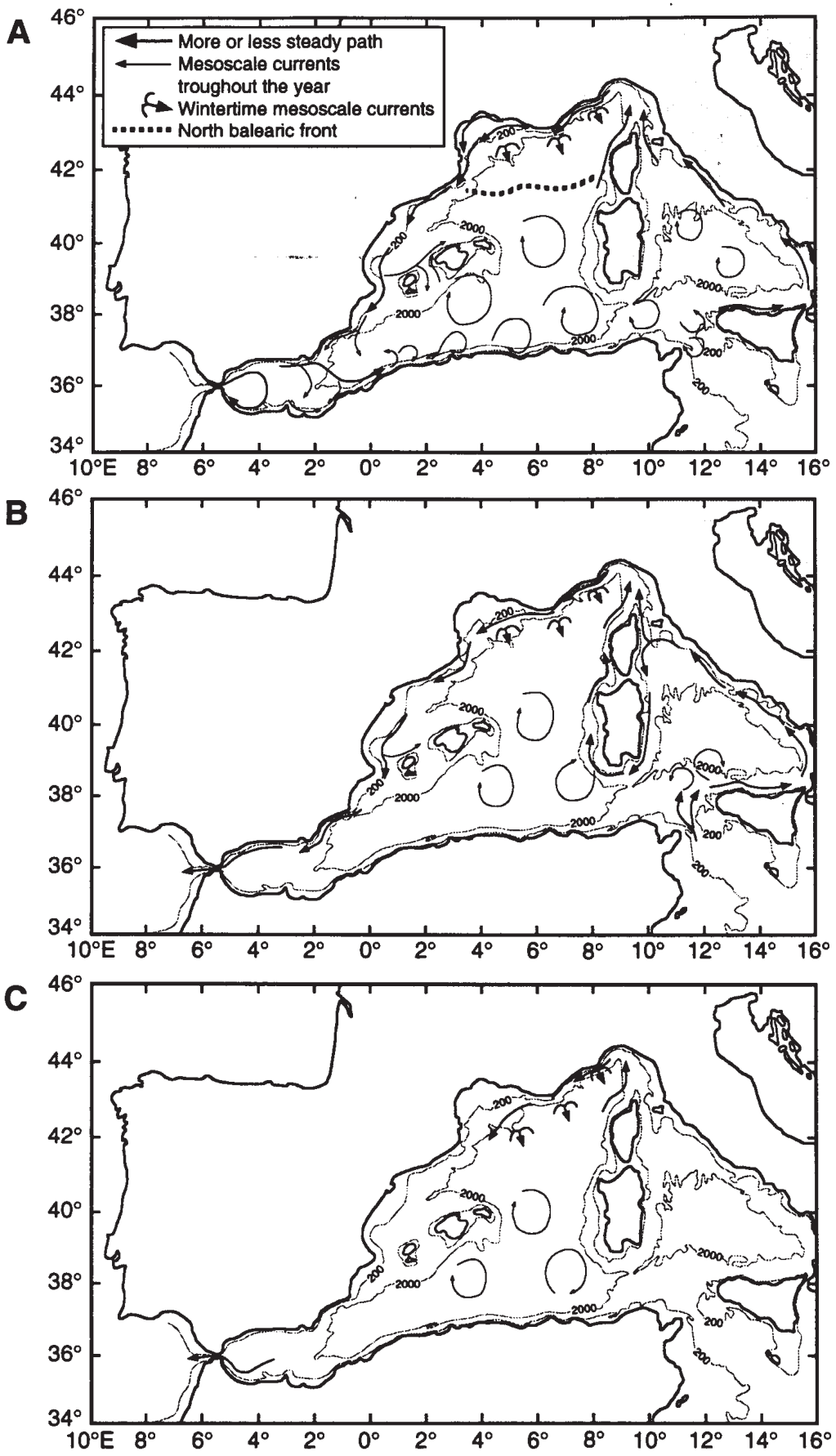


Figure II-18
Circulation des masses d'eau en Méditerranée Occidentale (redessinée par Torres, 1995, d'après Millot, 1987).
A) Circulation de la couche superficielle d'origine atlantique ;
B) Circulation de la couche intermédiaire ou en eau levantin intermédiaire ;
C) Circulation de la couche homogène profonde.

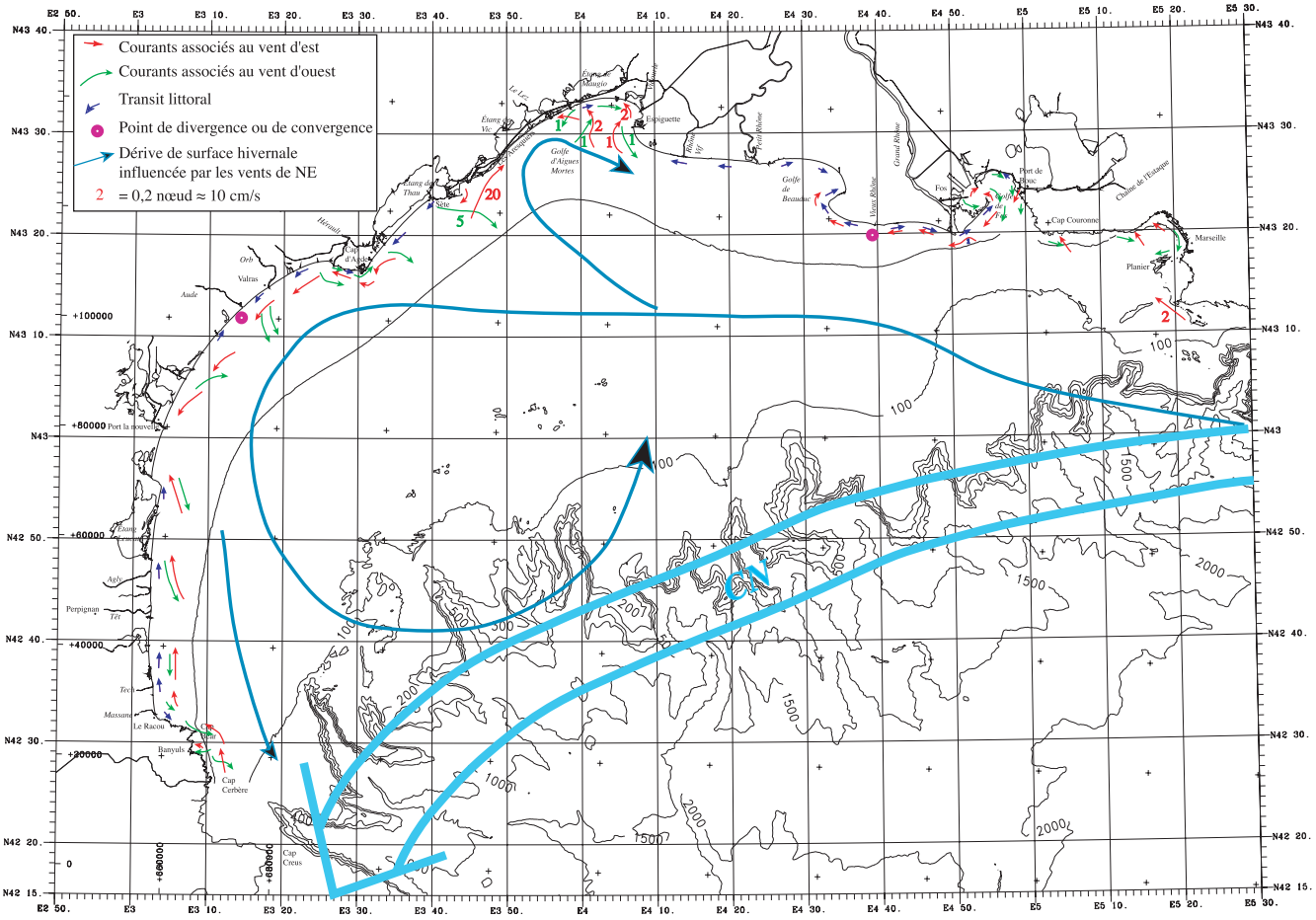


Figure II-19
Synthèse des courants dans le Golfe du Lion. Circulation générale (Courant Nord - CN) - Orientation des courants à la côte liés aux vents d'Est et d'Ouest (flèches rouges et vertes) - Transit littoral moyen. (D'après CSCF, 1984 ; COB, 1981 ; Suanez, 1997).

lors des coups de vents froid et sec du NW. Ces eaux denses s'étendent sur toute la plate-forme et **descendent la pente continentale** (*cascading*) jusqu'à atteindre leur équilibre hydrostatique vers 350 m (Fieux, 1972 ; Millot, 1990) (fig. II-22). Les phénomènes de plongée d'eau dense impliquent des transferts dans le sens de la pente (et des canyons[25]) Pendant l'été, les vents de N-NW perturbent temporairement la circulation générale. Lors de ces coups de vents, des descentes d'eaux (froides) similaires à celles observées en hiver ont été observées au large du Roussillon (Millot, 1979) (sa fig. 4).

Ailleurs, au contraire ce sont des eaux profondes et froides qui remontent le long des côtes sur une zone linéaire de 10 - 20 milles nautiques au niveau de la Provence (Cassis), de la Camargue et du Languedoc (Valras) (fig. II-23). Les courants de fonds mesurés sont orientés du SW au NE, le long des isobathes avec des directions vers la côte à proximité des centres d'*upwelling*. Cette connexion dépend probablement fortement de la topographie. Une circulation complexe s'établie organisée en cellules autour des zones de remontée (Millot, 1979).

Les premières houles significatives se développent à partir de vitesses du vent supérieure à 1 m/s. Les vagues se forment et se développent jusqu'à atteindre une vitesse qui correspond à 1/3 de la vitesse du vent. Au large, la taille des vagues (5 à 10 m) (tableau II-2) dépend de la force du vent mais aussi de la durée pendant laquelle il a soufflé et du fetch[26]. La houle est en général de période assez courte (6 à 10s)[27] et sa direction est SE et SW (fig. II-24). Les houles de secteur SE sont moins fréquentes, de plus grande longueur d'onde (7 à 9 s lors des tempêtes du SE) ; elles apportent à la côte une énergie globale annuelle plus importante (Greslou, 1984) (fig. II-23). Dans des conditions de

[25] Ces courants ne sont pas toutefois responsable du creusement des canyons.
[26] Le fetch est l'étendue de mer sans obstacle sur laquelle le vent souffle.
[27] La valeur moyenne des houles d'E-SE est de l'ordre de 7 à 8 s, celle des houles nord est plus courte (5 s). D'après Millot (1990) deux couples de houles se distinguent sur les enregistrements du « Service des Phares et Balises » (corrélation hauteur-période) : une houle de hauteur maximale 5 m associée à des périodes de ≈ 8 s et observée ≈ 0,1 % du temps, une houle de hauteur maximale 2,5 m correspondant à une période de 6,5 s est observée 1 % du temps.

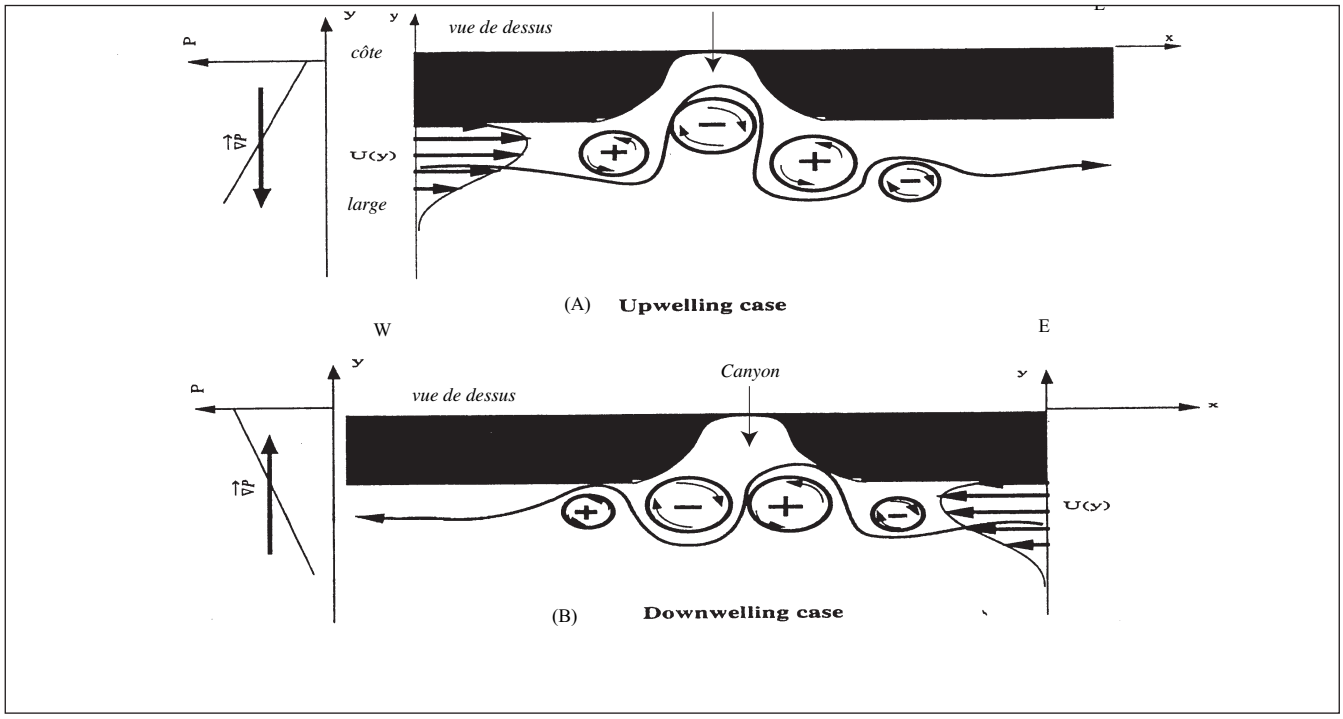


Figure II-20
Effet des canyons sur les courants. Régime stationnaire d'écoulement au dessus d'un canyon (Chérubin, 2000).
A) Le courant va d'Ouest en Est, il passe au dessus du canyon en décrivant la trajectoire représentée par la flèche. A l'entrée du canyon il plonge un peu (+ : mouvement cyclonique qui correspond à une plongée des eaux), au fond du canyon il remonte
(- : mouvement anticyclonique qui correspond à une remontée des eaux « *upwelling* »), c'est le mouvement le plus marqué. Dans ce cas le gradien de pression est vers le large, en regardant la côte, le courant s'écoule vers la droite (à cause de la force de Coriolis).
B) Cas inverse : le courant va d'Est en Ouest, le mouvement de plongée est le plus marqué. Dans ce cas le gradient de pression est vers la côte, le courant s'écoule vers la gauche.
Uy : vitesse du courant en fonction de la latitude ; p : gradient de pression qui engendre le déplacement du courant.

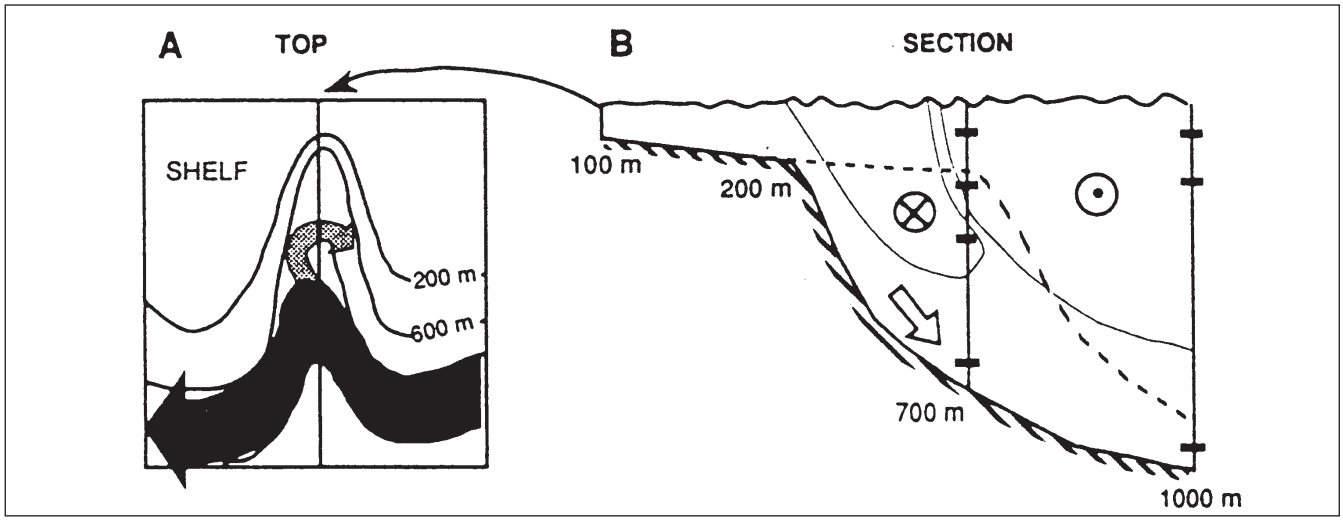


Figure II-21
Circulation dans le canyon du Grand-Rhône liée à l'interaction courant-canyon.
A) Vue de dessus montrant la circulation cyclonique du courant liguro-provençal (en noir) et le courant secondaire anti-cyclonique (en gris).
B) Section dans l'axe du canyon montrant l'allure du courant secondaire dans la partie supérieure du canyon et le courant de fond dans l'axe du canyon (flèche). En pointillés : morphologie de la pente ouverte adjacente. (Durrieu de Madron, 1992).

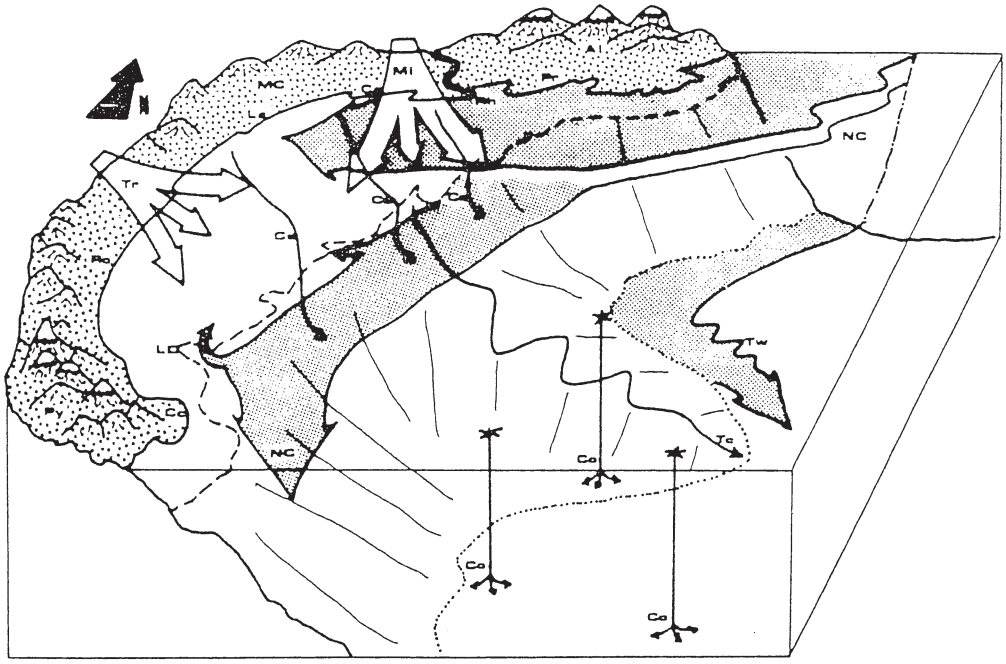


Figure II-22
Vue schématique du Golfe du Lion mettant en évidence la circulation générale (NC, courant nord : noter la bifurcation de ce courant au niveau de la Provence avec une branche qui pénètre sur la plate-forme), les courants de turbidité (Tc), les vagues topographiques (Tw), la formation d'eau dense au large (Co) et sur la plate-forme (Cs-cascading on the shelf).
Vents : Tr, Tramontane ; Mi : Mistral. Montagnes : Py, Pyrénées ; Al, Alpes ; Mc, Massif Central. Régions : Ro, Roussillon ; La, Languedoc ; Ca, Camargue ; Pr, Provence. (Millot, 1990).

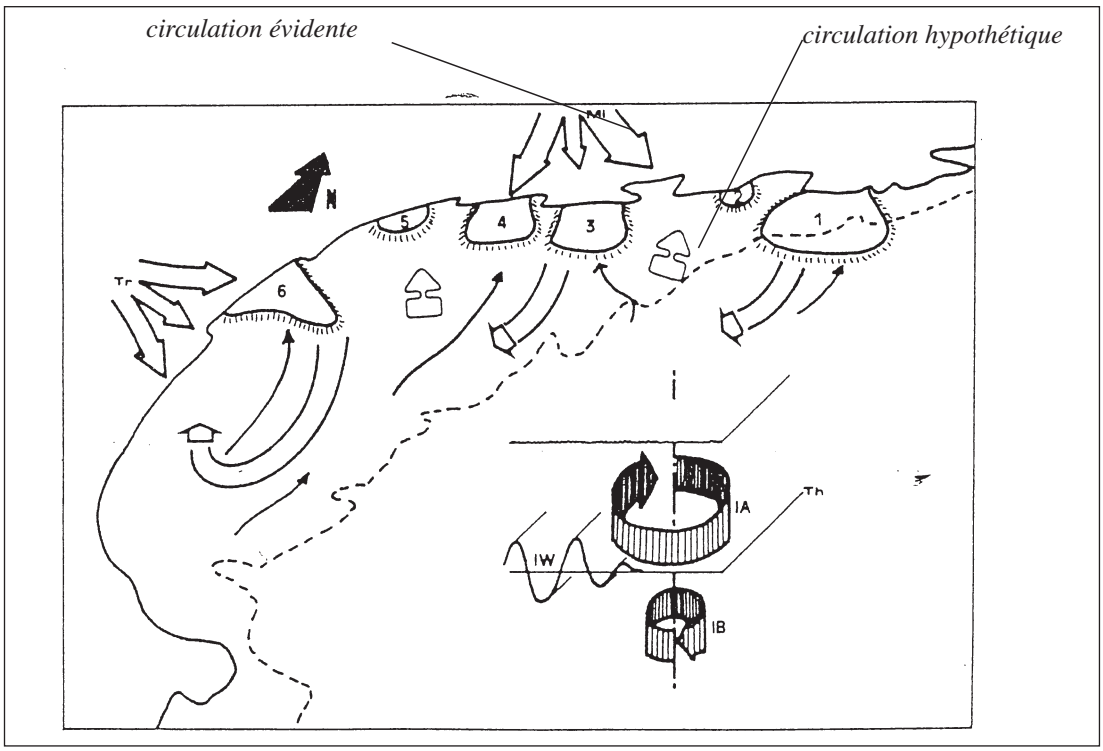


Figure II-23
Représentation schématique des phénomènes induits par les vents (Mi : Mistral ; Tr : Tramontane) : création de six zones d'« *upwelling* » (I-6), circulation horizontale de surface induite (flèches blanches), et circulation de fond (flèches fines). A droite, le schéma montre l'organisation découplée des courants oscillatoires dans la couche IA (au dessus de la thermocline Th) et dans la couche IB (sous Th), et les ondes internes Iw.
Noter que la circulation de fond est orientée vers le NE, en sens opposé mais d'amplitude comparable à la circulation générale. Sa vitesse moyenne est de 5 cm/s. Le transport résultant estimé à partir des mesures de courant est donc faible. La circulation horizontale de surface atteint 20 cm/s à 10 mètres de profondeur et à plus de 20 km du centre de l'« *upwelling* ». (Millot, 1990).

		Décennale	Vingtennale	Cinquantennale	Centenale
Sète	Hs	5	5,5	6	6,4
	Hmax	8	8,7	9,5	10,2
Fos	Hs	4,8	5,25	5,9	6,35
	Hmax	8	8,7	9,8	10,6

Tableau II-2
Hauteurs de houle exceptionnelle estimées à partir des enregistrements (Greslou, 1984).

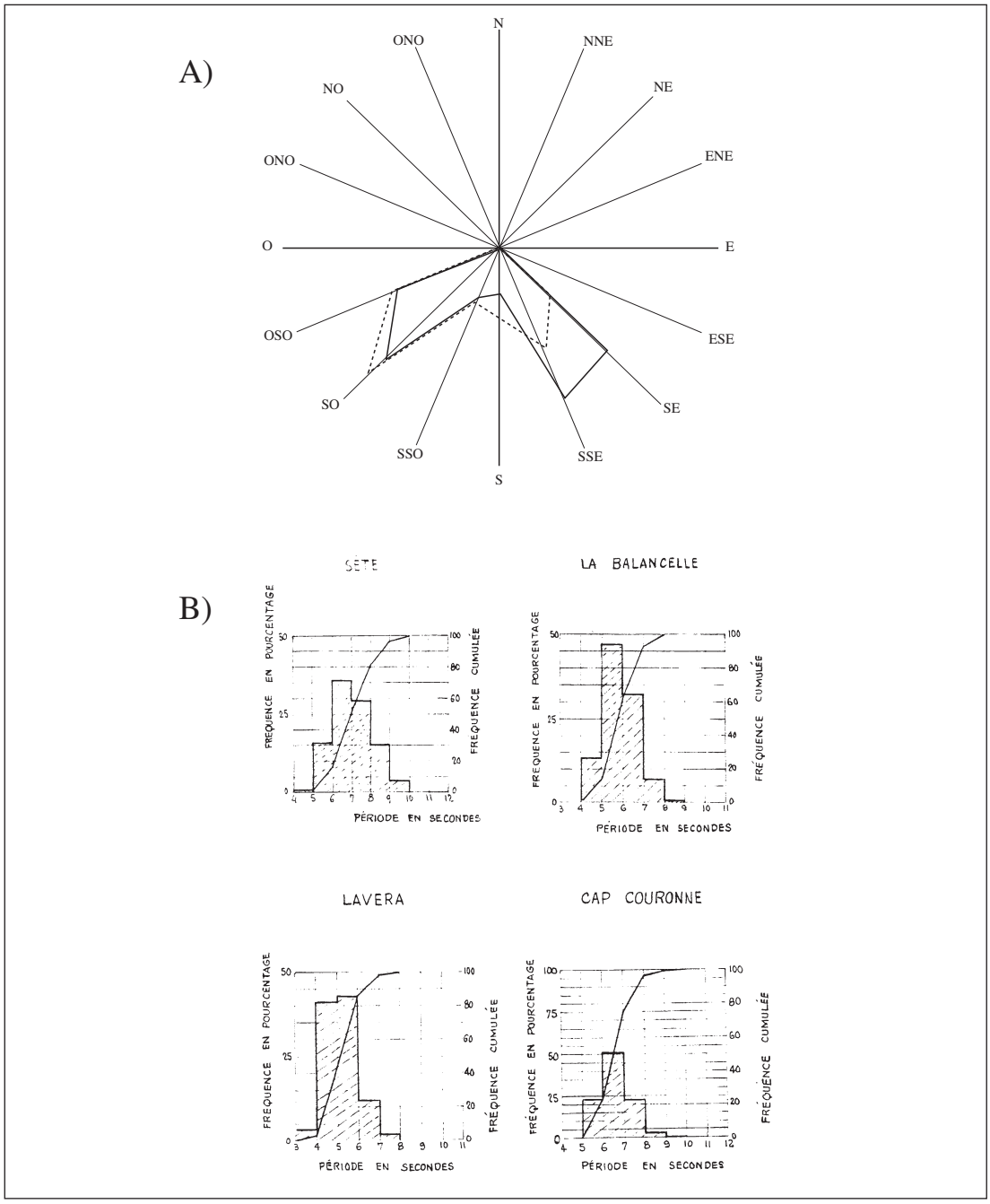


Figure II-24
A) Distribution des houles par direction (trait pointillé) et par énergie (trait continu) montrant que les houles de Sud-Est sont moins nombreuses mais plus énergétiques : leur incidence sur le littoral (érosion et transport) est donc fondamentale (redessinée à partir de Greslou, 1984).
B) Histogrammes des périodes de houles de Sète au Cap Couronne (données LNH). Les périodes de houle sont comprises entre 4 et 10 secondes (Greslou, 1984).

Tableau II-3
Caractéristiques hydrosédimentaires du Rhône.

Rhône avant aménagement	Débit liq annuel moyen Qf (m^3/s)	Bassin versant (km^2)	Débit max instantané (m^3/s)	Débit solide[29] t/an	Débit solide Qs en kg/s	Concentration solide (kg/m^3) Qs/Qf
CSCF, 1984	1 960	100 000	11 000	30 - 40.10^6	1 500	
RNDE, 1994	1 500	96 500	11 000			
Oomkens, 1970	1 500	37 000 sq miles				5 - 15 mg/l

tempête, l'état de la mer correspond à des vagues de houle de hauteur significative H1/3 > 12 m[28].

Les ondes internes se propagent le long de pycnoclines[30], à des profondeurs variables au sein de la colonne d'eau. La propagation des ondes vers la côte entraîne le déferlement des ondes quand le pycnocline intercepte le fond marin (Wunsch, 1969 *in* Karl, Cacchione *et al.*, 1986). Les ondes internes induiraient des courants oscillatoires atteignant 20 - 30 cm/s qui seraient donc capable de remettre en suspension les particules légères. L'énergie liée aux ondes internes de hautes fréquences pourrait être amplifiée au sein des canyons et concentrée près des têtes de canyons (Apel *et al.*, 1975 ; Shepard, 1979 *in* Karl, Cacchione *et al.*, 1986). De tels courants pourraient être un agent érosif actif des têtes de canyons.

Quant aux courants de marée : la mer Méditerranée Occidentale est une mer caractérisée par un régime micro-tidal avec des marées de très faibles amplitudes (10 - 15 cm) (Lamy, Millot *et al.*, 1981) les courants associés étant trop faibles pour être mesurés sur la plate-forme (Lamy, Millot *et al.*, 1981 ; Millot, 1981). Par contre, ce marnage est suffisant pour générer de forts courants au niveau des passes reliant la mer et les lagunes.

En résumé, d'un point de vue hydrodynamique, le Golfe du Lion est une région complexe, car plusieurs phénomènes intenses et variables agissent simultanément. Ces processus comprennent (Millot, 1990) : une puissante circulation générale dirigée vers le SW le long de la pente continentale[31] (qui disperse les sédiments en suspension longitudinalement vers l'Ouest) ; un effet topographique des canyons et la formation d'eau dense sur la plate-forme et au large (qui induit des transferts transverses à la plate-forme) ; une variabilité saisonnière et des énergies importantes associées (courants induits par les vents, la houle, les ondes internes).

4. Dynamique sédimentaire actuelle

a. Bassins versants, apports détritiques, dynamique fluviale

Les fleuves côtiers alimentant le Golfe du Lion doivent être divisé en deux catégories différenciées par la superficie du bassin versant, le débit et le régime. Il s'agit du Rhône alpin d'une part ; des petits fleuves côtiers pyrénéens (Aude, Agly, Tech, Têt) et languedociens (Hérault) (issu du Massif central) d'autre part (fig. II-25).

• Le bassin versant du Rhône (100 000 km^2) est dominé par les apports alpins et secondairement par ceux du Massif central. Les influences glaciaires, nivales, et pluviales sur l'ensemble du bassin versant induisent un régime hydrologique à forte variabilité intra-annuelle et inter-annuelle : des étiages bas (400 m^3/s), des crues annuelles (4 000 m^3/s) et des crues exceptionnelles (11 000 m^3/s) fortes (Arnaud-Fassetta, Bruzzi *et al.*, 1999). Jusqu'à la tête du delta, le Rhône a une pente de 0,35 à 0,85 ‰ permettant un transit solide important. Le Grand Rhône représente le bras le plus important (85 - 90 % des débits), il est caractérisé par son tracé rectiligne sur 50 km et sa profondeur moyenne voisine de 10 m marquée par une succession de seuils et de mouilles (Arnaud-Fassetta, 1998). Au début du XX^e siècle, la charge solide estimée est de l'ordre de 30 à 40 Mt/an (Pardé, 1925 ; CSCF, 1984) (Tableau II-3). Le Rhône actuel a une charge solide estimée entre 2 et 8 Mt/an (Pauc, 1970 ; Pons, 1996 *in* Arnaud-Fassetta, Bruzzi *et al.*, 1999). La charge a été réduite (d'un rapport 1 à 5 environ) à cause des aménagements hydrauliques réalisés à partir de 1960 (L'Homer, Bazile *et al.*, 1981 ; Arnaud-Fassetta, 1998). Les lits fluviaux du Grand et du Petit-Rhône sont caractérisés depuis cette époque par une augmentation de l'incision du chenal dans la plaine deltaïque (d'un rapport 1 à 6 - 7) qui atteint

[28] H1/3 >12 m signifie qu'un tiers de l'ensemble des vagues a une taille supérieure à 12 m.
[29] Il s'agit des flux au XIX^e siècle, les flux actuels sont nettement moindre (≈ 6 Mt/an) à cause avec les ouvrages humains réalisés.
[30] Lignes de même densité.
[31] Cette circulation est liée aux processus thermohalins pendant la période hivernale (impliquant la formation d'eaux denses) et à des phénomènes de plus petite échelle (*up-downwelling* induit par les coups de vents, courants oscillatoires, ondes internes…) (Millot, 1990).

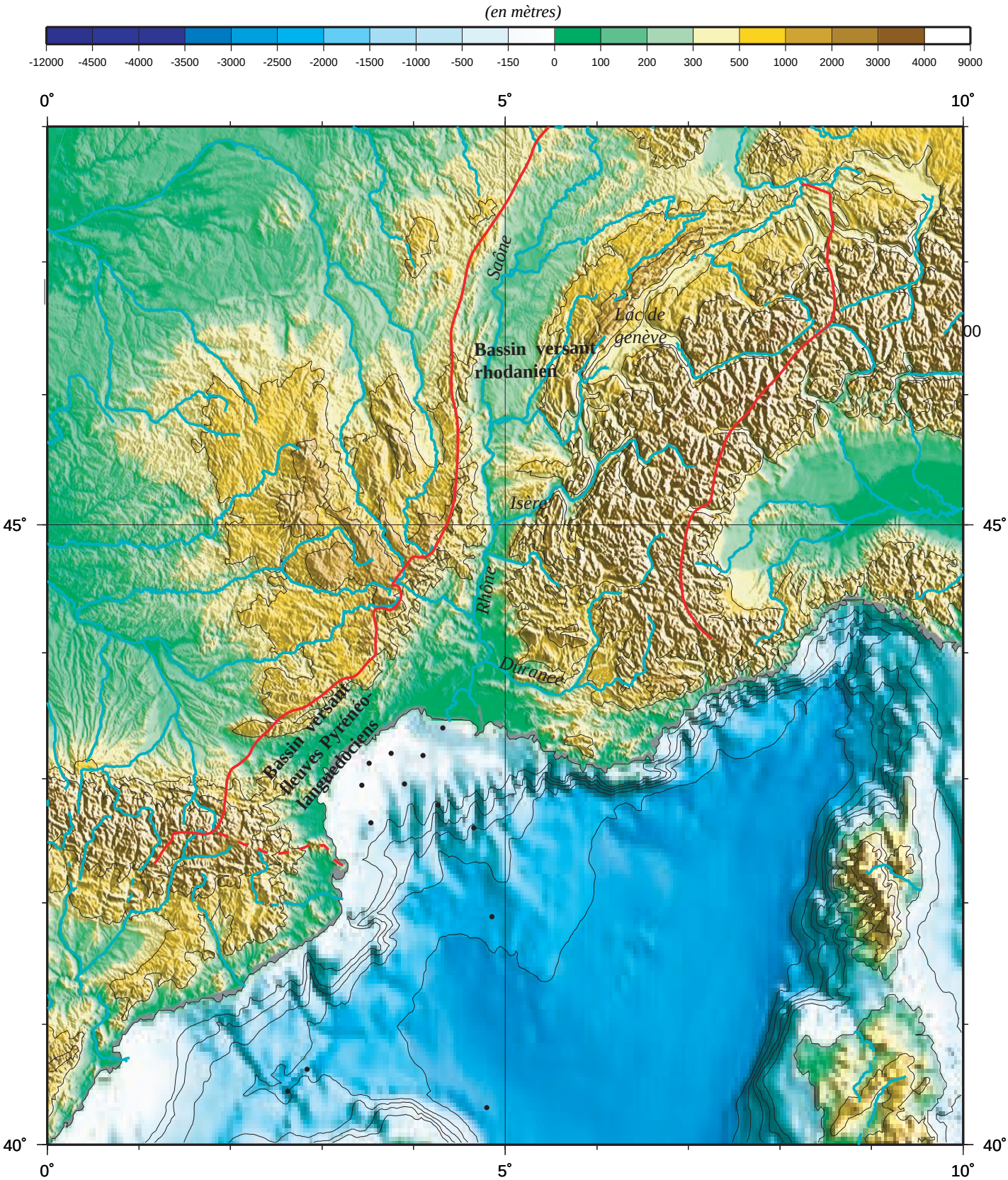


Figure II-25
Bassins versants du Golfe du Lion. Même légende que la figure II-2. Noter la différence de taille entre le bassin versant rhodanien et le bassin versant des fleuves Pyrénéo-languedociens.

Tableau II-4
Caractéristiques des fleuves pyrénéo-languedociens.

Rivière (données CSCF, 1984)	Débit liq moyen /an Qf (m^3/s)	Bassinversant nt (km^2) (m^3/s)	Débit max instantané 1977	Débit solide m^3/an - t/an	Débit solide Qs en kg/s[34]	Concentration solide Max (kg/m^3) Qs/Qf
Hérault	52	3 200	900 (oct)			0,08
Aude	50	4 800	300 (oct) - 3 000	$1,8.10^6$ - 4.10^6	150	3
Orb	23	1 700	270 (juin)			1
Têt	13	1 400	200 (juin)	- $0,6.10^6$ dont $0,5.10^6$ (suspension)	22,5	1,7
Tech	9	470	1 100 (oct)			
Agly	7	900	450 (mai)			

en moyenne 1,9 m et 2,7 m respectivement (Arnaud-Fassetta, 1998). L'incision des rivières de rang inférieur (Ardèche, Drôme, Isère, Drac par exemple) se réalise plus tardivement (Arnaud-Fassetta, 1998). Cette incision est attribuée à la réduction des flux liquides et solides et ce malgré la légère montée du niveau marin relatif mesurée dans le delta du Rhône (Suanez, Prosper Laget *et al.*, 1997)[32]. Les dynamiques fluviales actuelles du Grand et du Petit-Rhône s'opposent : le Petit-Rhône avec ses méandres favorise le piégeage des sédiments (barres d'accrétion latérales et débordement) alors que le Grand-Rhône transfert l'essentiel de sa charge au littoral.

• Les bassins versants des fleuves du Languedoc-Roussillon sont petits par rapport à celui du Rhône (fig. II-25) mais leur apports solides pendant les crues sont, relativement, très importants car leur pente est forte sur une bonne partie de leur cours (Tableau II-4). Le régime de ces fleuves est dit torrentiel. Ainsi le débit solide de l'Aude correspond à 1/10 de celui du Rhône alors que son bassin versant est 20 fois plus petit ; en d'autres termes l'Aude est deux fois plus chargée que le Rhône. Les débits moyens de tous ces fleuves côtiers sont faibles, par contre leurs débits de crues sont considérables et peuvent atteindre plusieurs milliers de m^3/s. Les crues des rivières sont particulièrement rapides et brutales et sont associées à un apport sédimentaire intense. Elles ont lieu principalement en automne, hiver et début du printemps. Le débit de l'Aude peut passer de 5 à 3 000 m^3/s en 24 heures (CSCF, 1984). La Têt et le Tech présentent des crues particulièrement fortes et chargées en matériaux. (Têt : Cs = 68 kg/m^3 crue octobre 1940, les concentrations pour le Tech sont encore supérieures[33]).

b. Dynamique littorale et de plate-forme : transport sédimentaire

Le rôle de la houle dans les processus morphodynamiques est fondamental. La houle induit plusieurs types de courants associés à des processus d'érosion, de transport et de sédimentation (fig. II-27). **La question que l'on se pose est de savoir comment et jusqu'à quelle profondeur les houles en général et les houles de tempête en particulier mobilisent et redistribuent le sédiment**.

Sternberg et Mc Manus *in* Aloïsi, 1975, considèrent qu'une vitesse de **35 cm/s** au niveau du fond est suffisante pour éroder un lit de sable et déterminer un transport. La courbe proposée par Soulsby (Soulsby, 1994) montre que la vitesse orbitale d'entraînement des particules varie entre 10 et 50 cm/s pour des granulométries respectives de sable très fin (< 125 μm) à sable très grossier (1 - 2 mm). Les courants permettant le transport et/ou l'érosion se situent plutôt entre **20 - 35 cm/s** pour un sable fin et autour de 40 - 70 cm/s pour un sable moyen (fig. II-26). On notera, par ailleurs, que la vitesse permettant l'érosion et le transport des silts (supérieure à 65 cm/s) est plus importante que celle permettant le transport d'un sable moyen.

(1) Entre la zone de déferlement et la côte

• La houle provoque lorsqu'elle est oblique, un courant important, pouvant atteindre 1 m/s, parallèle à la côte et orienté dans le sens de la houle (*longshore current*). L'importance du courant est fonction de la hauteur des vagues, de l'angle d'incidence et de la pente de la plage. De la frontière espagnole à l'Aude, la dérive littorale porte au Nord, de Sète à l'Aude elle porte essentiellement au Sud, du Vieux Rhône à l'Espiguette elle porte à l'Ouest alors que du Vieux-Rhône à la flèche de la Gracieuse elle

[32] Cette observation est donc contraire au raisonnement en rapport A/S et niveau de base présenté au chapitre I où un rapport d(A/S) >> 1, (création d'accommodation, diminution des apports) prédisait une agradation.
[33] Ces valeurs sont largement suffisantes pour produire des courants hyperpycnaux (Mulder et Syvitski, 1995).
[34] On transforme le m^3/an en kg/s avec une densité du sédiment de 2 650 kg/m^3 ; 1 an = 365*24*3600 s.

porte à l'Est (fig. II-19).

• Les vagues vont provoquer une remise en suspension du matériel sédimentaire, une érosion du profil de dépôt qui dépendra des caractéristiques des vagues liées aux conditions climatiques. Les vagues de tempête, en particulier, très cambrées creusent fortement le profil et explique le basculement du profil de plage entre l'été et l'hiver (fig. II-29).

• La formation de barre(s) est liée à la combinaison des courants dirigés vers la côte (avant le déferlement) et des courants dirigés vers le large (après déferlement). La barre interne s'édifie à une profondeur constante entre Argelès et Sète (- 2 m), la barre externe apparaît à des profondeurs plus importantes au Sud de La Franqui (- 3 à - 7 m) qu'au nord de Port-la -nouvelle (- 3 à - 5 m) (CSCF, 1984).

(2) En eaux profondes :

La « limite d'action des vagues » est définie, en eau profonde, comme étant égale à la moité de la longueur d'onde des vagues. La mise en mouvement des sédiments sur la totalité des fonds du plateau continental, sous l'action des houles, au cours des tempêtes a fait l'objet de nombreux débats depuis les années 1970. L'opinion qui a longtemps prévalu était celle d'une profondeur maximale d'action située entre 10 et 20 m. Mais l'application de formules théoriques (équations de Lacombe (1965) donnant la vitesse orbitale de la houle au niveau du fond a montrée qu'une houle de 5 m induit des vitesses de 30 à 100 cm/s à une profondeur de 20 m, de 2 à 15 cm/s à 50 m et de moins de 1 cm/s à 100 m. De même, les mesures *in situ* réalisée à l'aide de courantomètres ont montrées que, sur certaines plate-formes, la mise en suspension des sédiments peut avoir lieu à des profondeurs beaucoup plus importantes (jusqu'à 100 m par exemple) (Aloïsi, 1975). Dans le Golfe du Lion les vitesses suivantes ont été calculées (*Cf.* Tableau II-5).

D'après les données sur la houle, le calcul et les mesures de vitesses près du fond et dans les conditions climatiques actuelles, **la re-mobilisation des sédiments est limitée dans le Golfe du Lion au secteur infralittoral (< 50 m) où des vitesses de l'ordre de 20 cm/s ont été observées** (Aloïsi, 1986).

Lors des tempêtes (H1/3 > 12 m), l'intensité de la houle et des courants est fortement augmentée avec, en certains points, une inversion de la direction de la dérive littorale (Suanez, Prosper Laget *et al.*, 1997). Les tempêtes E-SE ont une action directe sur les cordons dunaires (déflation éolienne), sur les fonds marins lors du déferlement et sur le niveau d'attaque des vagues (montée du plan d'eau) (Bruzzi, 1998).

Quelle est la profondeur d'action des tempêtes ?

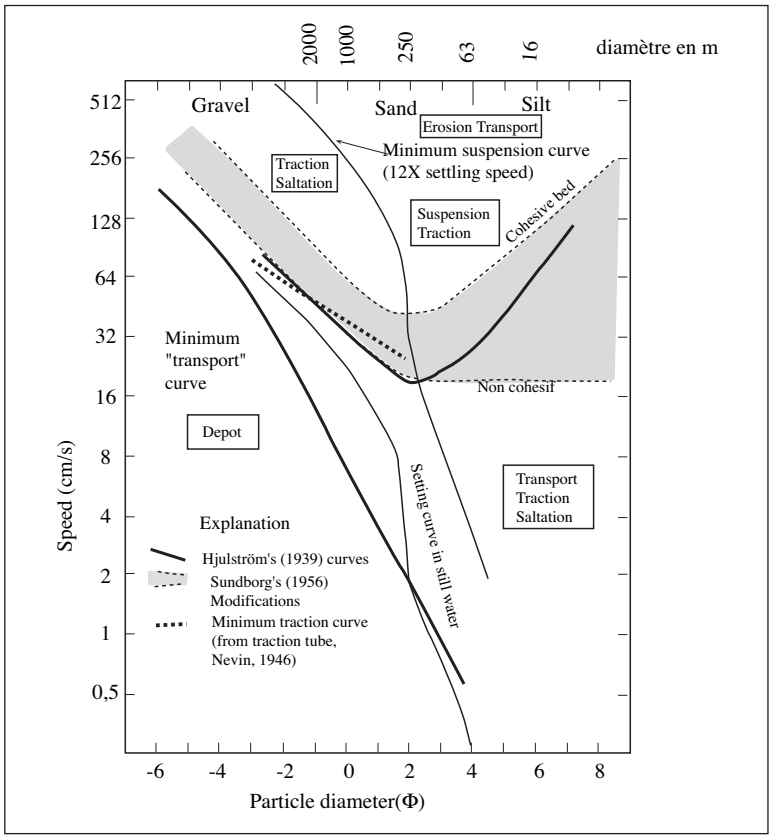


Figure II-26 Diagramme de Hjulström (1939) et de Sundborg (1956) in Friedman et Sander's (1978) (modifié). Relation entre érosion, transport et dépôt en fonction de la vitesse du courant et de la taille des particules. L'intersection entre la courbe de traction minimale et la courbe de suspension minimale à ϕ = 2 et V = 25 cm/s signifie que les particules inférieures a 250 µ seront toujours transportées en suspension par des courants dont la vitesse est supérieure à 25 cm/s.

En période de tempêtes exceptionnelles (novembre 1982) Blanc (1985) évoque des remaniements jusqu'à 60 - 100 m de profondeurs (*in* Bruzzi, 1998 p. 9). L'étude récente et le suivi annuel des flux sédimentaires suggèrent l'importance des évènements de tempêtes. L'instrumentation du canyon Lacaze-Duthiers a permis d'enregistrer les effets de la tempête de 1999 avec des courants de plus de 60 cm/s, des plongées d'eau froide et des flux de sédiments très accentués pendant plus de 15 jours conduisant très probablement à la formation de « turbidites fines » (Monaco, 2000). En fait, c'est probablement l'action combinée des houles de tempête avec les courants marins unidirectionnels qui aura le plus d'effet sur le transport sédimentaire.

5. Profil de dépôt actuel dans le Golfe du Lion

Les dépôts actuels (de haut niveau) s'organisent en une construction sédimentaire en forme de prisme appelé Prisme Sédimentaire Épicontinental, résultat des interactions et des caractéristiques des domaines fluviatiles et marins (fig. II-28) (Aloïsi, 1986 ; Aloïsi, Auffret *et al.*, 1977).

Les sédiments du Prisme Sédimentaire Épicontinental (PSE) montrent une diminution progressive de la granulométrie de la côte vers le large (Aloïsi,

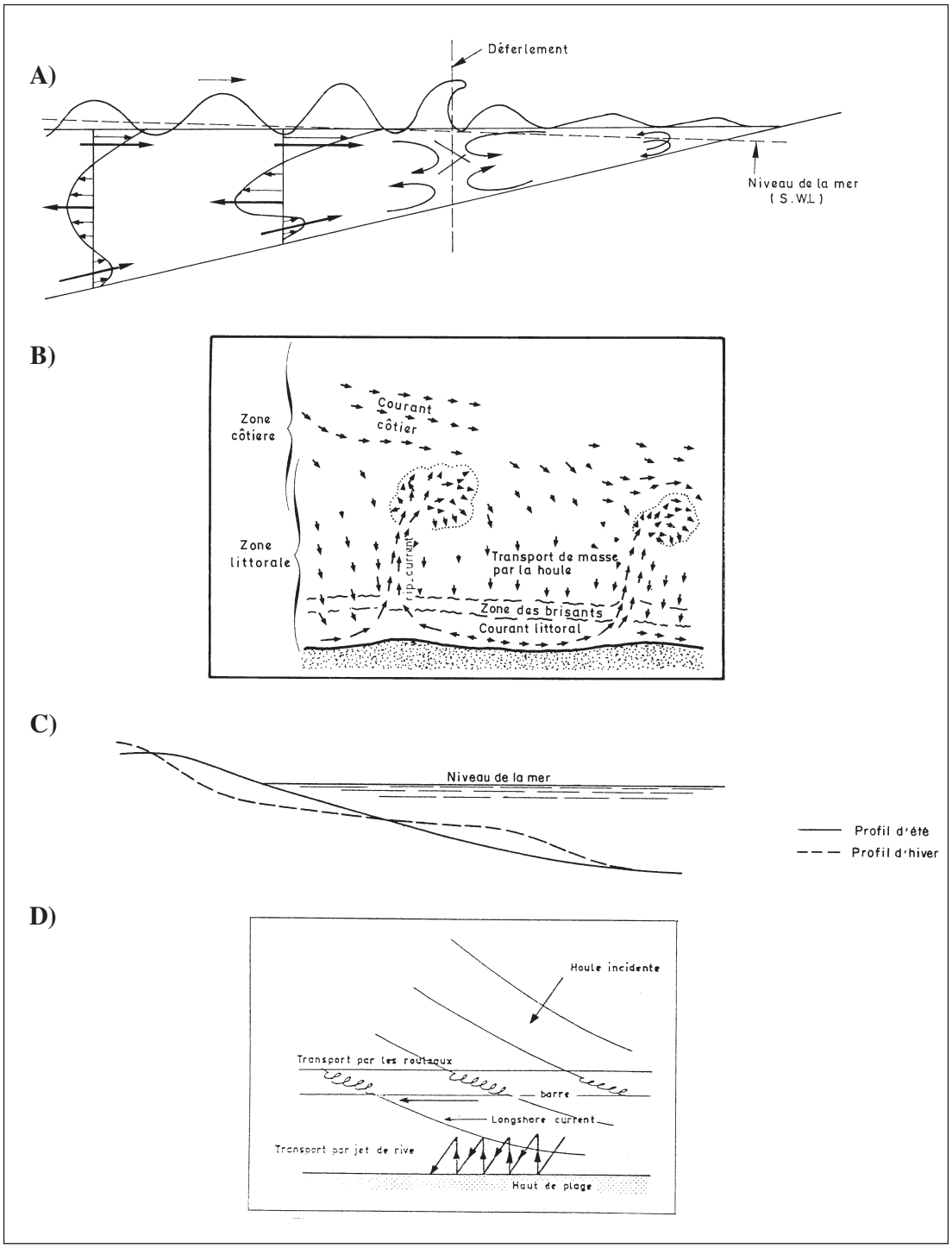


Figure II-27
A) Déformation des orbites de houle et des profils de vitesse à l'approche du rivage sous l'influence du fond : mouvement vers le rivage au fond et en surface, vers le large au centre de la colonne d'eau avant déferlement et mouvement vers le large au fond après déferlement.
B) Courants liés à la houle près de la côte (d'après Shepard & Inman, 1950).
C) Basculement du profil de plage entre l'été et l'hiver lié aux houles plus fortes.
D) Courants induits par une houle oblique et transport littoral (Greslou, 1984 ; Clique *et al.*, 1984).

Hauteur vague a	Période T	Profondeur H	Vit. max Umax (Gennesseaux, Guibout *et al.*)	% temps	Reference	Prof. action Maximale (m) (Komar)
< 0,25		20		35 - 55 %	CSCF, 1984	
1	4			49 %	Bruzzi, 1998	12 m
2	5	20	21		Aloïsi, 1975	
		50	0,2			
		100	ε			
	9	20			Aloïsi, 1975	
		50	22			
		100	2			
2,5	6,5	20	30	1 %	Millot, 1990	
		50	2			
		100	ε			
5	8	20	100	0,1 %	Millot, 1990	50 m
		50	15			
		100	< 1			
10 - 12	12	20		centennale	CSCF, 1984	110 m

Tableau II-5 Caractéristiques de la houle, des vitesses induites à différentes profondeurs

Auffret *et al.*, 1977). D'amont en aval, ce prisme est constitué par des dépôts côtiers et littoraux (sableux, sablo-silteux à sablo-argileux) de 0 et 30 m (Aloïsi, 1986 p.22). La lithologie des dépôts du front deltaïque (long d'environ 60 km), observée à partir des carottages superficiels, consiste en une alternance rythmique de niveaux sableux et silto-argileux formant une série globalement granocroissante vers le haut (El Hmaidi, 1993). L'épaisseur du prisme atteint quelques dizaines de mètres (40 - 50 m) à l'embouchure du Grand-Rhône. Vers le large (sur une distance d'environ 5 km), le prisme s'amincit et atteint une épaisseur ≤ 2 m sur la plate-forme moyenne. Vers le large, les niveaux sableux passent à des vases grises silteuses, à taches et passées noires associées à la matière organique (*in* Torres, 1995). Au-delà de 30 m les dépôts sont essentiellement pélitiques (> 50 %) et les cortèges argileux témoignent de l'origine des sources d'alimentation avec trois grandes provinces : la province rhodanienne ; la province languedocienne et la province pyrénéenne. La couverture sédimentaire holocène est donc organisée en bandes parallèles à la côte ou aux isobathes (*Cf.* fig. II-45) Un mécanisme particulier, la floculation, a été mis en évidence (Pauc, 1970 ; Monaco, 1971 *in* Aloïsi et Monaco, 1975) : qui conduit à l'envasement précoce et à l'enrichissement en pélites à proximité des embouchures fluviatiles et formant les prodelta (plus de 60 - 90 % de pélites) à une profondeur inférieure à 30 m (médiane 4 - 7μm). Le taux de sédimentation au sein du PSE atteint plusieurs dizaines de centimètres par an au centre du dépôt ; ce taux diminue très rapidement vers le large (selon une loi exponentielle) et n'est plus que de 10 cm/an à 5 milles et devient négligeable à 10 milles de la côte. Sur la côte Roussillon-Languedoc les pentes moyennes entre 0 et 20 m sont de 1,5 % (0,86°) (Argelès à Leucate) à < 1 % au nord de Leucate et jusqu'à Sète, localement la pente peut-être très faible 0,3 % (0,17°) (CSCF, 1984).

La configuration interne des dépôts du PSE est caractérisée par des réflexions obliques sigmoïdales en *downlaps* sur les dépôts transgressifs (fig. II-29).

On notera que les profils peuvent être très variables localement, en particulier si l'on se place au niveau du prodelta actuel (prodelta de Roustan, profils C, D, E) ou au niveau des flèches (flèche de La Gracieuse, profils M, N, L) (fig. II-30 A et B). La variabilité vient aussi de l'existence de dépôts plus anciens (prodelta fossile de Pégoulier par exemple, profils G, H, I).

L'alimentation par les sédiments en suspension du Rhône se réalise par le biais de trois niveaux turbides décrits par Aloïsi *et al.*, (1979) et existant sur la majorité du plateau du Golfe du Lion (fig. II-31) : (1) une couche superficielle de quelques centimètres dont la charge solide est d'une dizaine de mg/l près de l'embouchure mais qui diminue très rapidement (75 % de la charge est perdue à 2 ou 3 milles de l'embouchure) ; (2) des couches turbides intermédiaires de quelques mètres liées à la présence de la thermocline d'été et dont la charge est issue de la couche superficielle ; (3) une couche néphéloïde de fond, présente dès l'embouchure et atteignant 20 m d'épaisseur et une charge supérieure à 5 mg/l. La plus grande partie de la charge solide du Rhône est concentrée et transportée dans cette couche de fond. La répartition des sédiments sur l'ensemble de la plate-forme est alors assurée principalement par le

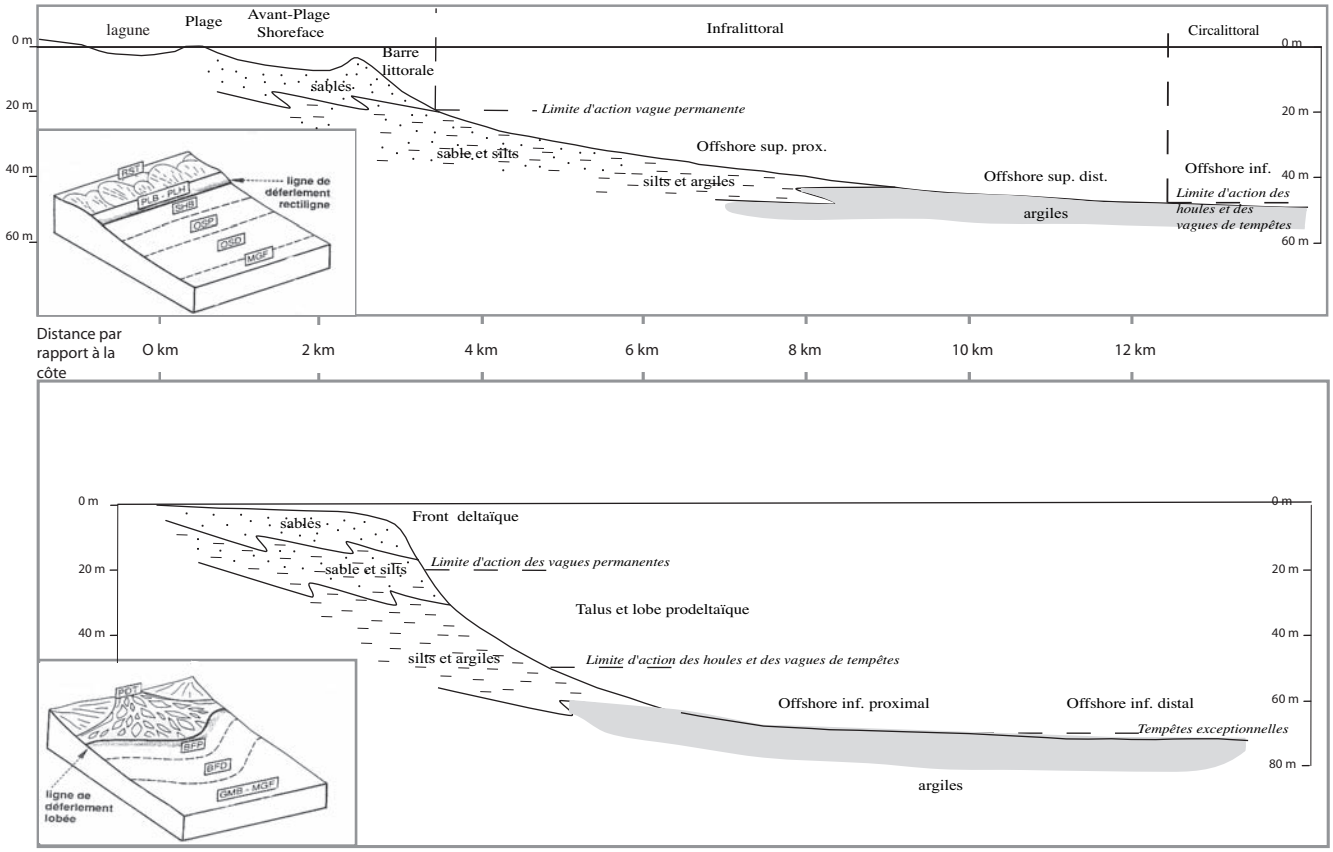
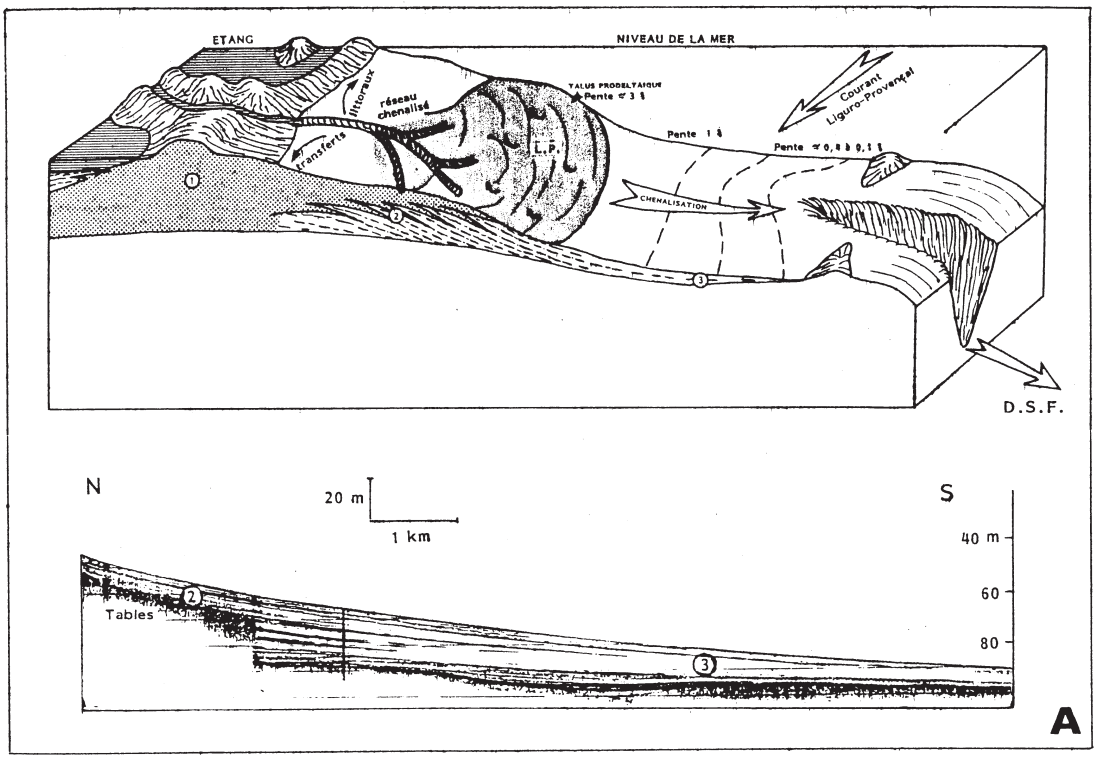
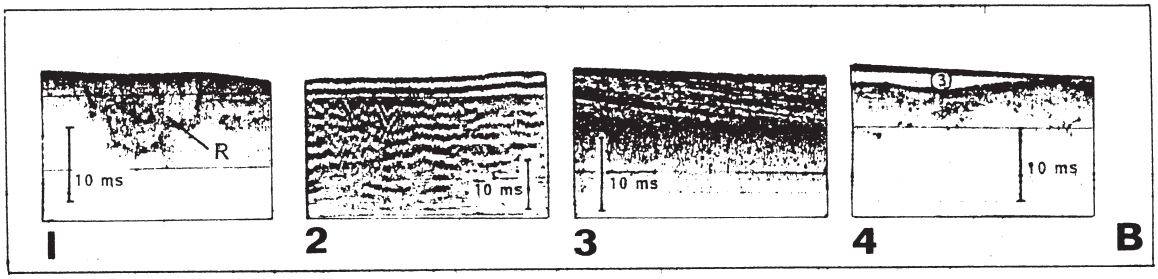


Figure II-28
Comparaison de 2 types de profils bathymétriques réels du Golfe du Lion : compilation d'après des données bathymétriques et des descriptions sédimentologiques (Aloïsi, 1986 ; Bruzzi, 1998 ; les diagrammes en 3D sont empruntés à Lafont, 1994 ; RST : replat sableux à debordement de tempêtes ; PLB-PLH : Plage ; SHB : avant-plage ; OSP et OSD : offshore supérieur proximal et distal ; MGF : offshore inférieur ; BFP-BFD : front de delta proximal et distal.





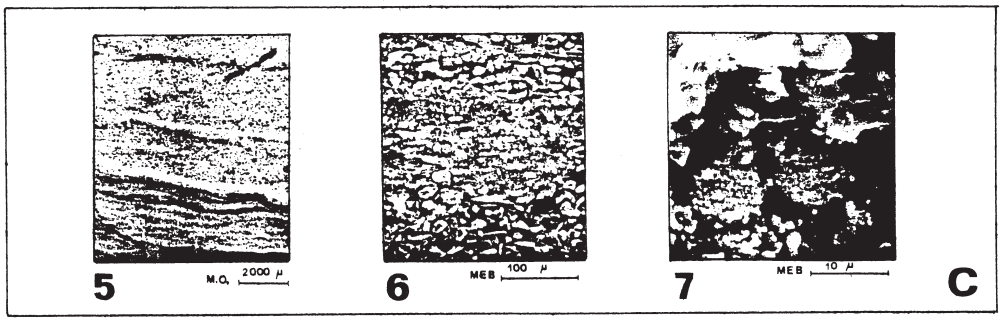
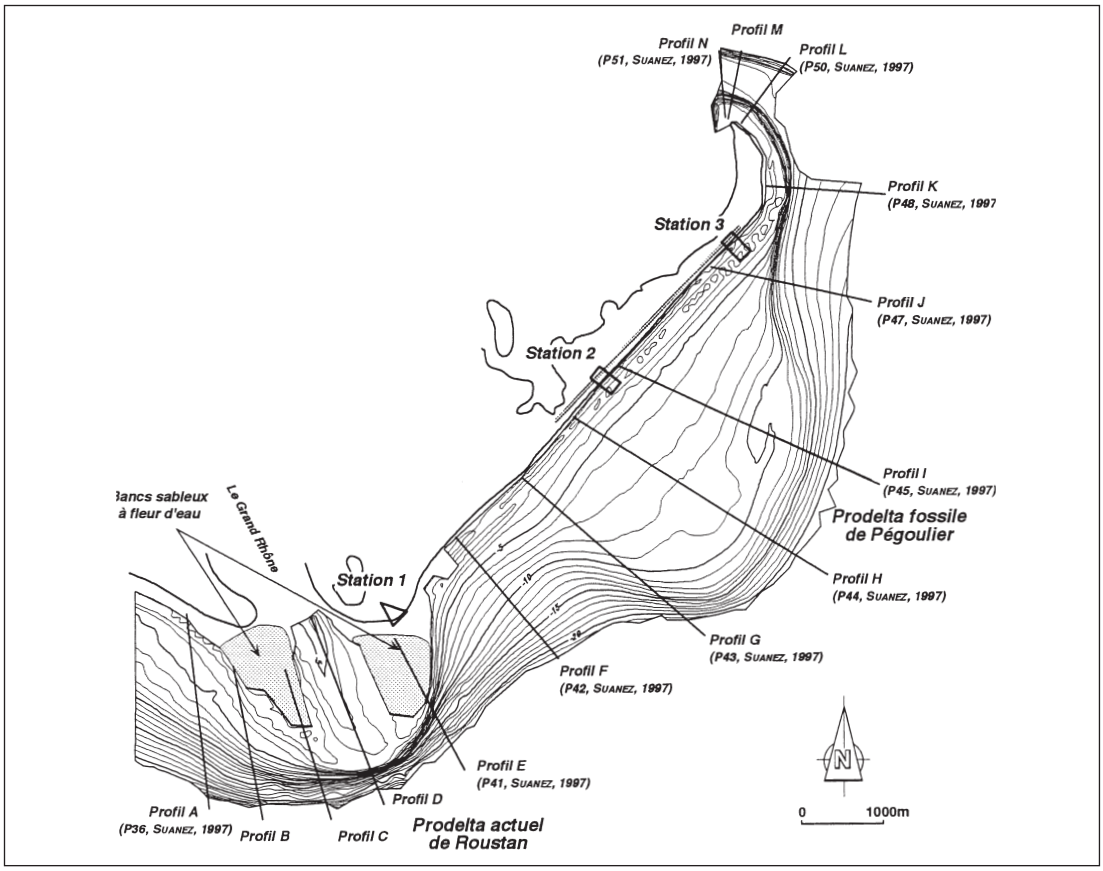


Figure II-29
Géométrie (A) et propriétés acoustiques (B) et microstructurales (C) du prisme sédimentaire épicontinental (P.S.E.) (Aloïsi, 1986).
A- Schéma du P.S.E. et coupe au sondeur de sédiment 3,5 kHz de l'unité rhodanienne actuelle.
1) Domaine proximal dominé par les apports chenalisés et les transits littoraux.
2) Lobe prodeltaïque (L.P.) à structures litées et bulbeuses (« Tables »).
3) Domaine distal à dominante pélitique.
4) Remobilisation des dépôts.
B- Structures acoustiques des trois domaines du P.S.E.
1) Réponse acoustique au sondeur 3,5 kHz du domaine sableux littoral montrant des remplissages de chenaux (R).
2) Réponse acoustique du même secteur, au sparker 1 000 J.
3) Stratification oblique d'échelle métrique et phénomène d'écran acoustique (« Tables ») du domaine prodeltaïque (3,5 kHz).
4) Faciès acoustiquement transparent du domaine distal (3) du P.S.E., reposant ici sur un faciès proximal à réponse acoustique de type 1.
C) Microstructures des dépôts prodeltaïques, observées au microscope optique (M.O.) et au microscope électronique (M.E.B.)
5 et 6 : alternances argilo-silteuses d'échelle centimétrique à millimétrique ;
7 : minéralisations sulfurées (pyrite : P) devéloppées ici dans un faciès bulleux.

Un modèle geométrique et stratigraphique des séquences de dépôts quaternaire sur la marge du Golfe du Lion :

Figure II-30A
Localisation des profils bathymétriques (relevés du PAM) (Bruzzi, 1998).



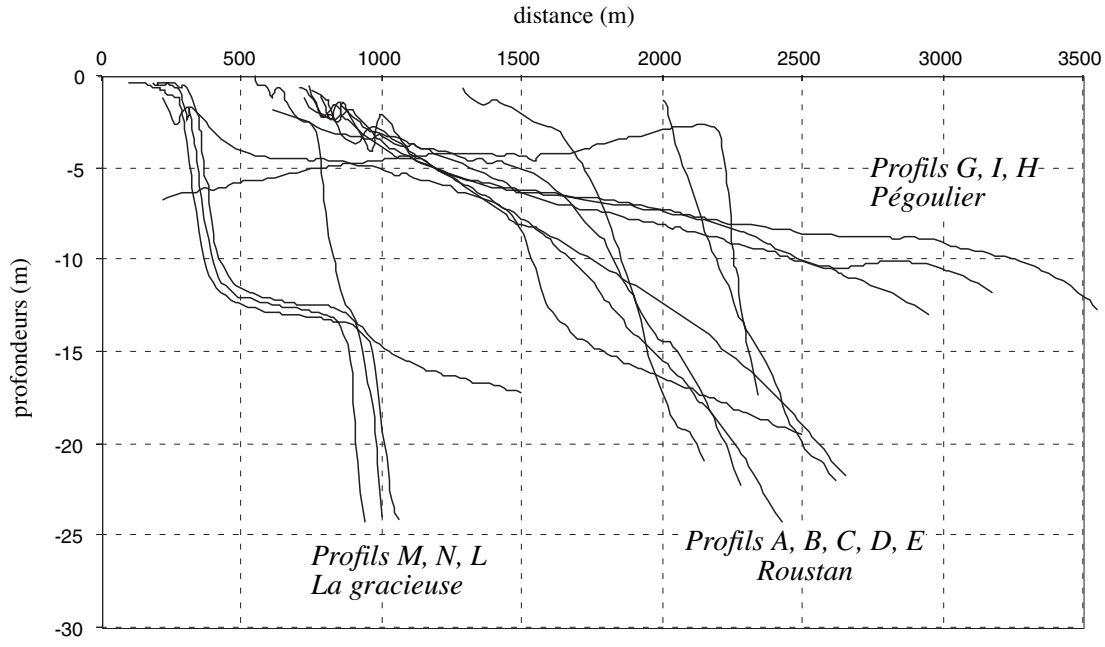


Figure II-30B
Profils bathymétriques côtiers de l'embouchure du Grand-Rhône à la flèche de la Gracieuse (données PAM transmises par C. Bruzzi - Localisation sur fig. II-32A) mettant en évidence la variabilité des profils. Noter l'allure particulièrement différente entre les profils de flèche littorale active (L, M, N) à pente raide (5 - 9 %), les profils d'embouchure active de prodelta (Roustan) à pente faible (0,2 - 0,3 %) puis forte (2 - 4 %), très variables dans le détails (barres littorales), et les profils de prodelta fossile (Pégoulier) à pente très faible (0,1 - 0,2 %), soumis à l'érosion par les vagues.

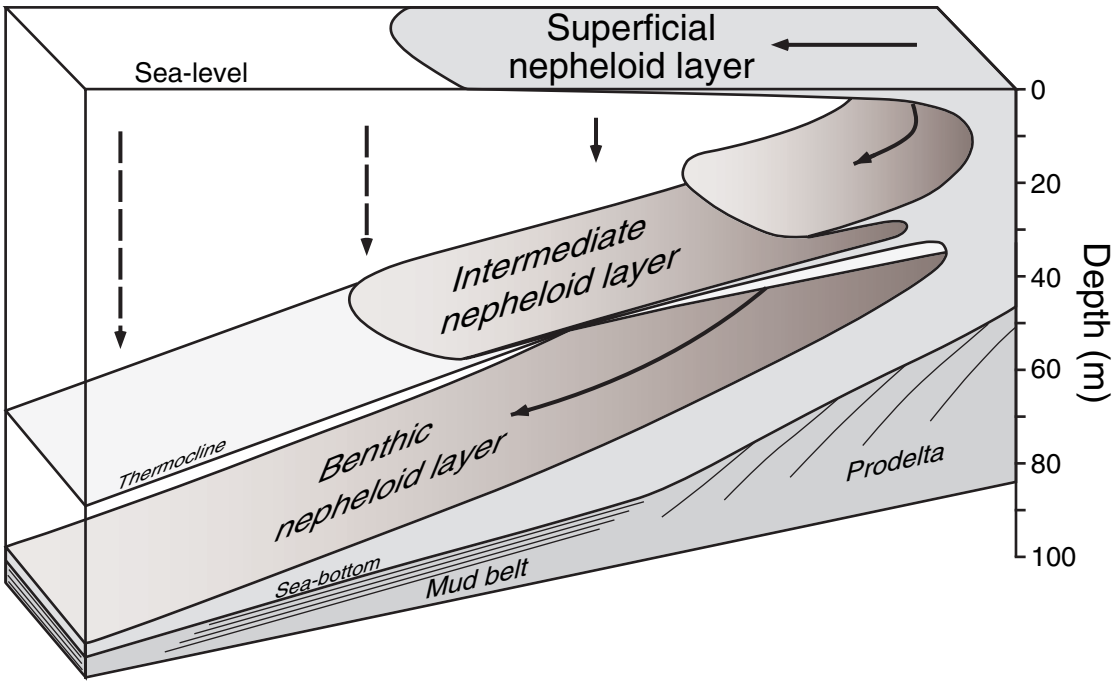


Figure II-31
Relations entre les structures hydrologiques et hydosédimentaires dans les milieux stratifiés des mers sans marée. Schéma du système turbide multicouche au large du Delta du Rhône (d'après Aloïsi *et al.*, 1979 ; redessiné par Torres, 1995).

C - VARIABILITÉ CLIMATIQUE PENDANT LE QUATERNAIRE EN MÉDITERRANÉE

Bien que le Quaternaire soit une période très courte à l'échelle des temps géologiques, son histoire est riche en évènements et apparaît de plus en plus contrastée : les glaciations en premier lieu, l'évolution des climats, l'importance des variations eustatiques, les cycles sédimentaires distincts, les rapides évolutions paléontologiques, le creusement des vallées, le façonnement des versants et la richesse des dépôts continentaux détritiques (et non chimiques) liés à l'efficacité des climats froids (Taborin, 1992 ; Lautridou, 1992).

1. Chronostratigraphies du Quaternaire

Le terme "Quaternaire" fut introduit par Desnoyers (1829) qui décrit sous ce terme un ensemble de dépôts marins plus récents que le terrain tertiaire du Bassin de la Seine, et pouvant constituer une formation géologique distincte (*in* Torres, 1995). Le Quaternaire a toujours suscité de nombreuses controverses dans le domaine de la stratigraphie. Le Quaternaire est divisé en deux séries, le Pléistocène (Lyell, 1839) qui s'étend du début du Quaternaire (1,64 Ma) jusqu'à 10 ka BP et l'Holocène (Gervais, 1867) qui s'étend de 10 ka BP jusqu'à l'actuel) (fig. II-32). Le Pléistocène est lui-même subdivisé en deux époques Pléistocène inférieur (1,64 à 0,76 Ma) et Pléistocène supérieur (760 000 à 10 000 ans) (Van Eysinga et Haq, 1987 ; Van Eysinga et Haq, 1998) ou trois époques Pléistocène inférieur (de 1,64 Ma à 750 000 ans) ; Pléistocène moyen (750 000 à 120 000 ans) et le Pléistocène supérieur qui correspond au dernier cycle climatique (120 000 à 10 000 ans) (CFS, 1997). La chronostratigraphie de référence du Quaternaire marin a été établie en Méditérranée à partir des étages décrits en Italie. Issues des descriptions et des concepts de M. Gignoux (1913) la nomenclature « classique » comprend cinq étages : Calabrien, Émilien, Sicilien, Milazzien, Tyrrhénien de valeur très inégales. Dans la charte de Van Eysinga (1998), on notera que la base du Quaternaire est reportée à 1,8 Ma ; le Calabrien correspond exactement au Pleistocène inférieur.

L'âge de la limite inférieure du Quaternaire (limite Pliocène/Pléistocène) a fait l'objet de controverses dans la littérature scientifique. La limite Pliocène/Pléistocène a été initialement déterminée en se basant sur des critères climatiques ou sur l'évolution de l'homme et de ses industries. Forbes (1846) par exemple, avait assimilé le début des glaciations dans l'hémisphère Nord à la limite entre le Pliocène et le Pléistocène. Serres (1832), par exemple l'associe aux diluvium et restes humains (*in*

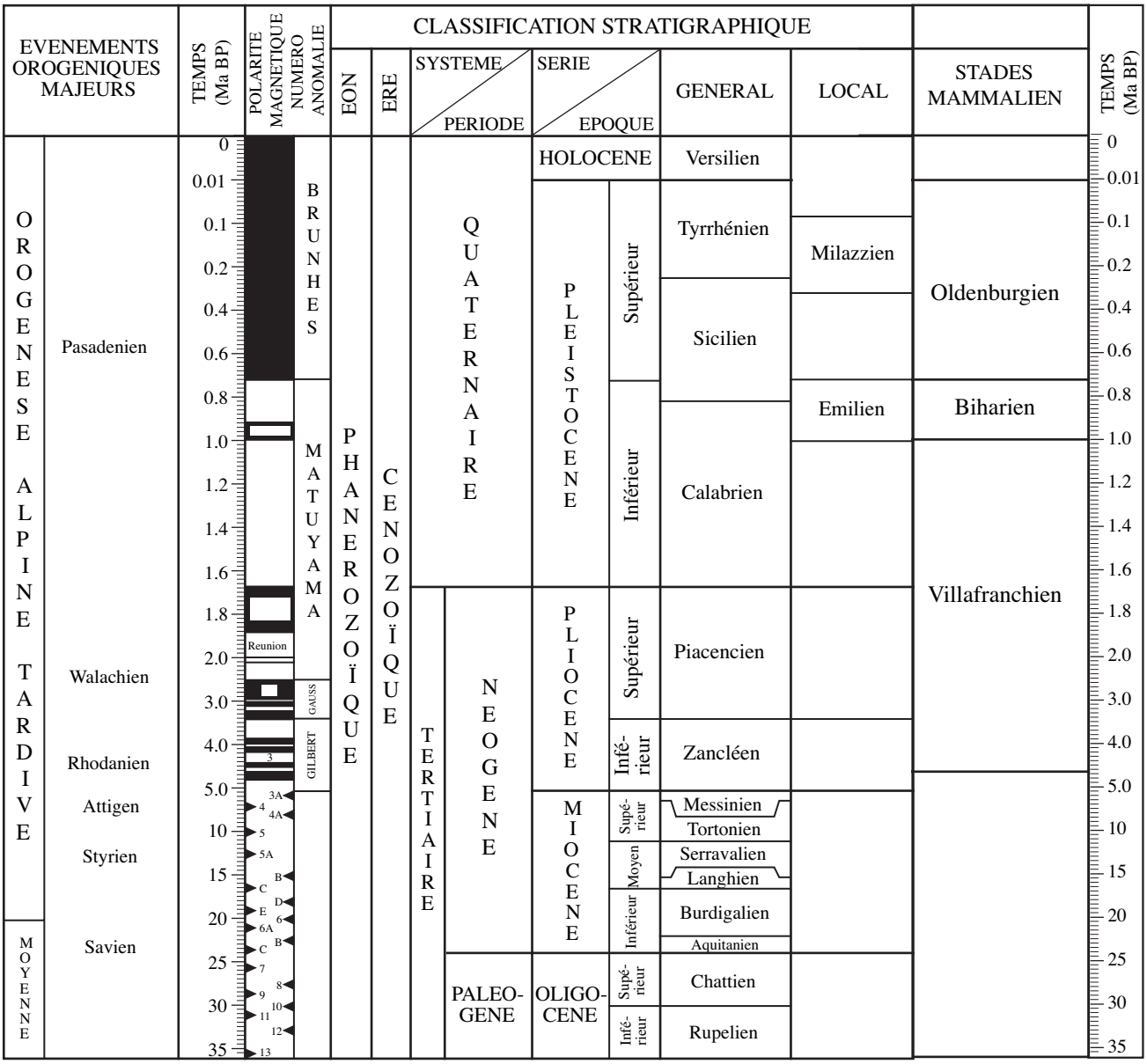


Figure II-32 Classification stratigraphique de l'Ore Cénozoïque (Haq et Van Eysinga, 1987).

CFS, 1997). Cependant, ces critères ne peuvent être utilisés puisque leur apparition n'est pas synchrone à l'échelle mondiale. L'inlandsis de l'Antarctique couvrait tout le continent au début du Pliocène ; les conditions étaient glaciaire en mer du nord à 3,4 Ma ; quant au nord de l'Europe, la glaciation est plus tardive et se situe vers 2,4 - 2,6 Ma (A propos du Quaternaire en Europe, Géochronique n°44, 1992), les premiers « *ice rafting* » apparaissants entre 2,4 - 2,5 ka (Shackleton, Backman J. *et al.*, 1984). Le stratotype de référence pour la limite Pliocène-Quaternaire est la coupe de Vrica en Italie calabraise qui place la base du Quaternaire à l'apparition des premiers foraminifères bathyaux froids. La datation paléomagnétique de la section date cette limite entre 1,65 et 1,66 Ma (Tauxe, Opdyke *et al.*, 1983). Odin et Odin (Odin et Odin, 1990) suggèrent d'associer de la base du Quaternaire au sommet de l'événement magnétique d'Olduvai (1,67Ma)[36].

Les enregistrements sédimentaires obtenus lors du Leg 107 de l'Ocean Drilling Program en Mer Tyrrhénienne montrent que la limite à 1,64 Ma n'est associée au développement d'aucune période glaciaire majeure dans l'hémisphère Nord (Rio, Raffi *et al.*, 1990). Dans cette étude, on utilisera néanmoins la limite « officielle » (CFS, 1997) pour la base du Quaternaire à 1,64 Ma BP.

En Europe, trois échelles stratigraphiques ont

[36] Les partisans d'un Quaternaire plus ancien la placerait près de l'inversion Gauss-Matuyama.

été définies à partir de coupes de terrains et sont utilisées en pratique : l'échelle nordique (basée sur une étude faunistique et palynostratigraphique) (Zagwijn, 1992) ; l'échelle alpine (basée sur les moraines dans les Alpes) Penk et Bruckner, 1901-1909 et l'échelle associée au domaine marin périméditerranéen (dépôts marins des maximas de transgression) (Keraudren, 1992). Aucune de ces échelles n'est totalement satisfaisante. D'une part à cause des problèmes de datations des dépôts continentaux, d'autre part car le milieu (continental) est érosif et donc lacunaire à l'échelle du Quaternaire : les coupes sont rares, incomplètes et présentent de nombreuses discontinuités.

Les mesures de variations de rapports isotopiques $\delta^{18}O$, ou $\delta^{14}C$, enregistrés par les tests de foraminifères présents dans les sédiments marins profonds (ou lacustres) ou enregistrés sous forme de bulle d'air dans les carottes de glaces ont permis de montrer la réalité et la succession des cycles climatiques (interglaciaire/glaciaire) du Quaternaire (Emiliani, 1955) ; Broecker et Van Donk, 1970)[37].

Le $\delta^{18}O$ dans les océans augmente avec la quantité de glace stockée sur les continents. En effet, le ^{16}O, plus léger, s'évapore préférentiellement et est stocké pendant les périodes glaciaires sous forme de glace : l'eau de l'océan voit alors son rapport $\delta^{18}O$ augmenter. Les variations de rapports isotopiques représentent donc un indicateur du climat passé. C'est une nouvelle image du Quaternaire qui apparaît alors : plus de 25 cycles sont mis en évidence depuis 1,6 Ma ; plus de 50 depuis 2,4 Ma (Shackleton, Backman J. *et al.*, 1984). Williams (Williams, Thunnell *et al.*, 1988) en distingue même 57 pour le Pléistocène. Ces enregistrements permettent l'élaboration d'une quatrième échelle stratigraphique dite « isotopique » de plus en plus utilisée à l'heure actuelle. En outre, ces études isotopiques permettent des progrès importants sur la reconstitution des paramètres paléocéanographiques (température, salinité, ventilation, richesse en nutriments) ont été réalisés.

L'obtention d'une chronostratigraphie isotopique (courbes $\delta O^{18} = f$ (temps)) à partir des courbes $\delta O^{18} = f$ (profondeur) n'est pas immédiate. Les cycles peuvent être distordus en fonction des taux de sédimentation. Une courbe de référence a été établie : la courbe SPECMAP qui est basée sur la synthèse de courbes δO^{18} haute résolution issues de plusieurs bassins océaniques différents (Pisias, Martinson *et al.*, 1984). Une valeur globale est attribuée aux évènements communs à ces courbes. Les âges attribués à ces évènements ont été obtenus par datations radiométriques $^{230}Th/^{234}U$ et ^{14}C. Au delà de 200 ka (limite des datations) la courbe est datée par l'utilisation de la théorie astronomique des climats (reconnaissance des cyclicités) (orbital tuning) (Martinson, Pisias *et al.*, 1987). Pour faire un passage profondeur-temps corrrect il faut donc des repères. Plusieurs méthodes sont utilisées et peuvent être combinées : (1) référence à la courbe standard Specmap ; (2) datations radiométriques ; (3) magnétostratigraphie ; (4) données biostratigraphiques[38]. Cette vision « marine » du Quaternaire a été confortée par le renouvellement considérable apporté par les études palynologiques réalisées sur des sondages dans des sédiments lacustres à proximité des glaciers (De Beaulieu et Reille, 1984 ; Massif Central : Reille et Beaulieu, 1988 ; Reille et Beaulieu, 1990). Ces études permettent une analyse fine des évolutions climatiques à partir de l'évolution du couvert végétal.

2. Les cycles climatiques en Méditerranée

L'origine des fluctuations climatiques globales et des cyclicités induites a été présentée au chapitre I-B.

a. Les cyclicités enregistrées en milieu marin

Les résultats scientifiques des Legs ODP 107 et 161 démontrent le lien étroit entre le système Ouest-méditerranéen et l'océan ouvert. Les événements paléoclimatiques majeurs et les périodicités astronomiques sont retrouvés sans ambiguités dans les valeurs δO^{18} des Foraminifères planctoniques par exemple (Pierre, Belanger *et al.*, 1999) (von Grafenstein, Zahn *et al.*, 1999). Le début des glaciations de l'Hémisphère Nord (à 2,6 Ma) se retrouve sans problème, mais il existe aussi des complications et des variations. **Les enregistrements et les courbes isotopiques montrent une spécificité de la Méditerranée : l'amplitude des oscillations du signal isotopique $^{18}O/^{16}O$ est beaucoup plus**

[37] Un « interglaciaire » se définit du point de vue de l'évolution végétale comme une période de réchauffement suffisament longue pour permettre le développement de la forêt tempérée indicatrice d'un climat au moins aussi chaud que celui de l'optimum post-glaciaire (Fairbridge, 1972 *in* Kukla et Cilek, 1996). Un « interstade » est une phase climatique favorisant l'évolution des paysages vers un état forestier moins achevé que celui de l'optimum holocène.

[38] Thierstein (Thierstein, Geitzenauer *et al.*, 1977) a démontré le synchronisme de plusieurs évènements pléistocènes à partir des nanofossiles , en particulier : lo of *P.lacunosa* : stade 12 (466 000 ans) ; fo *huxleyi* : stade 8 (268 000 ans) ; *increase in huxleyi abundance* : début du stade 5 (85 000 ans).

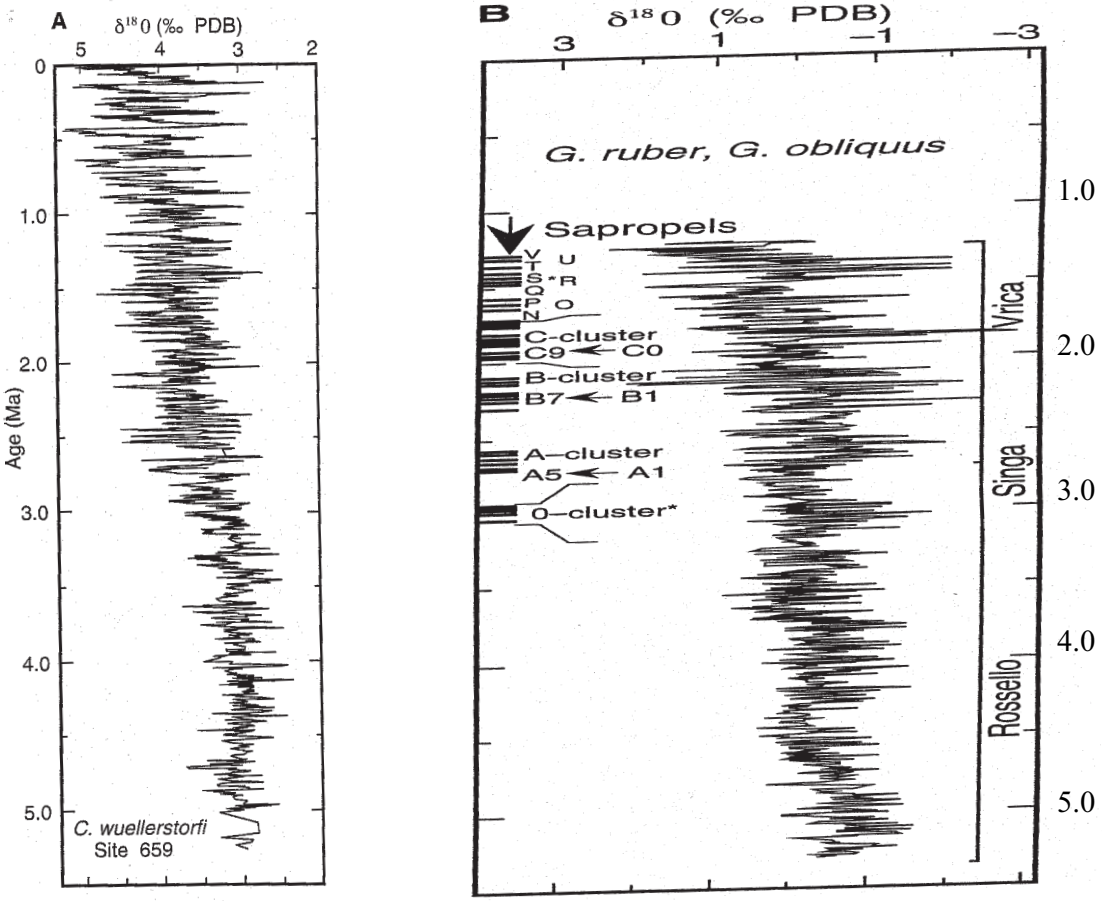


Figure II-33
Enregistrements isotopiques de l'oxygène. Les deux graphes sont à la même échelle. Modifiée de Shipboard Scientific Party, ODP Init. Reports, vol. 161, 1996.
A) Site 659 ODP dans l'Atlantique Nord (Tiedemann *et al.*, 1994).
B) Site méditérranéen : compilation de plusieurs sites (Vrica, Singa, Rosselo) (Lourens, 1994). Les enregistrements montrent une augmentation des amplitudes entre 2,5 et 3 Ma interprétée comme liée au début des glaciations de l'hémisphère Nord. Noter que les amplitudes enregistrées en Méditérranée sont plus de deux fois supérieures à celles de l'Atlantique. Cette amplification du signal est interpretée comme liée à l'effet de concentration de cette mer quasi-fermée (échanges réduits avec l'océan ouvert et déficit hydrique lié à l'évaporation).

importante que celle de l'océan ouvert (Lourens, 1994) (fig. II-33).

Le passage à des cycles de 100 000 ans en Méditerranée : 0,9 ou 0,45 Ma ?

Pour Pierre *et al.* (1999), on retrouve une limite à 0,9 Ma avec des cycles glaciaires-interglaciaires de période typique de 100 ka après 0,9 Ma (excentricité) et de 40 ka avant 0,9 Ma (obliquité). Ce changement de cyclicité (41 000 à 100 000) et d'amplitude (50 à 100 - 120 m) démontré par Ruddiman, (1986) refléterait une augmentation du volume glaciaire mondial vers 900 000 ans au passage isotope 22/23 (*in* Rio, Sprovieri *et al.*, 1990 ; Pierre, Belanger *et al.*, 1999). Ruddiman *et al.* (Ruddiman, McIntyre *et al.*, 1986) ont conclus que cette variation de régime climatique ne pouvait être due uniquement à un changement d'insolation. Ils proposent que la création rapide des chaînes de montagnes (*tectonic uplift* des continents) ont intensifiée la circulation méridionale de l'atmosphère, ce qui en retour aurait réduit l'ablation de la glace aux hautes latitudes.

Thunnell, Williams *et al.*, 1990 et Vergnaud-Grazzini, Saliège *et al.*, 1990 (Leg ODP 107), voient une étape d'augmentation des valeurs de ∂O18 vers 0,34 - 0,4 Ma (interprétée comme le stade 12). Pour Thunnell, 1990, les derniers 460 000 ans montrent des valeurs isotopiques pour les stades glaciaires supérieures à 2,5 % (sauf le

[39] Cette augmentation visible aussi au site 132 était interprété comme la limite à 0,9 Ma.

stade 10)[39]. Ruddiman et Raymo (Ruddiman, Raymo M. E. *et al.*, 1989) proposent que l'influence de la cyclicité à 100 000 ans se ferait sentir, en Méditerranée, à partir de 450 000 ans.

Pour Pierre *et al.*(1999), il y a deux limites : l'une à 0,9 Ma ; l'autre (nouvelle augmentation) à 0,42 Ma qui serait synchrone de la période où les glaces permanentes ont atteint leur extension maximale. Du Pleistocène inférieur à l'actuel, ces deux limites seraient liées au refroidissement des eaux de surface de 2° à 0,9 Ma et à nouveau de 2° à 0,42 Ma. La question est de savoir si ces refroidissements sont aussi associés à des variations eustatiques (lié à des variations de volume de glace sur les continents).

b. Corrélations terre-mer

L'origine des sédiments rhodaniens nous conduit à nous intéresser aux glaciations à terre. Dans les Alpes, 6 grandes périodes glaciaires (périodes où les Alpes portent un grand glacier) ont été reconnues : Biber, Donau, Günz, Mindel, Riss et Würm de la plus ancienne à la plus récente (fig. II-34).

La chronologie relative a été établie par Penck et Bruckner, 1901-1905 puis Eberl et Schaefer, en tenant compte de la disposition relative des tills et des terasses et en comptant les paléosols qui les affectent ainsi que les loess qui les recouvrent (Conchon, 1992). Milankovitvh (Milankovitch, 1941) lors de l'élaboration de sa théorie astronomique avait déjà étendu le nombre des glaciations pour les derniers 600 ka à 9 : Würm III, Würm II, Würm I, Riss II, Riss I, Mindel II, Mindel I, Günz II, Günz I (*Cf.* fig. I-4 - chapitre I). Le bilan des travaux récents conduit aussi Conchon (Conchon, 1992) à distinguer 8 glaciations majeures depuis la limite magnétique Brunhes/Matuyama (à 0,73 Ma[40]).

La corrélation de ces différentes échelles a été tentée (Suc et Zagwijn, 1983 ; Sibrava, 1986 *in* ; Van Eysinga et Haq, 1987, 1998 ; Renault-Miskovsky, 1992 ; Keraudren, 1992). La tendance actuelle est de combiner les différentes échelles mais les corrélations restent discutées. En particulier l'échelle alpine, trop limitée, entraîne des corrélations de l'ancienne nomenclature avec les stades isotopiques très différentes selon les auteurs (fig. II-35).

Le consensus est d'abandonner l'emploi des termes Riss, Mindel, Günz, Donau et Biber (Conchon, 1992). Le terme Würm, par contre, a été conservé car les corrélations des chronologies isotopiques, climatologiques, palynologique et glaciaire sont cohérentes (fig. II-36). Un stratotype würmien est proposé (à Samerberg, en Bavière). La palynologie du profil permet de caractériser plusieurs stades et interstades pendant le Würm inférieur ; par contre les discussions se poursuivent quant à savoir s'il y a eu une ou deux avancées glaciaires pendant la dernière glaciation. Le Dernier Maximum Glaciaire (DMG) à 18 000 ans - C14-BP est reconnu comme le plus froid dans tous les océans, il correspond à la plus grande extension de l'inlandsis laurentidien, mais certaines régions présentent une avancée glaciaire plus importante entre 50 000 et 30 000 ans environ (à l'Est de Lyon, dans les Vosges, en Corse...) (*Cit.* Conchon, 1992). Dans cette étude, nous utiliserons largement l'échelle chronologique isotopique, les corrélations avec l'échelle alpine seront utilisées lors des références aux travaux plus anciens (mais asociées à une forte incertitude).

Conclusions : si l'existence des cycles climatiques est bien établie, l'âge, la durée des cycles, leur évolution dans le temps, leur explication, leur synchronéité à l'échelle du globe et leurs effets sur le niveau marin et sur le système sédimentaire restent encore mal établis.

c. Le dernier cycle climatique

Le dernier cycle Glaciaire-interglaciaire (120 000 ans à 0) est le mieux connu des cycles du Quaternaire car le plus accessible et le mieux préservé. Les études palynologiques sur les carottes lacustres permettent une reconstitution détaillée des conditions de végétation, de températures et de précipitations (Guiot, Pons *et al.*, 1989) (fig. II-37).

Les caractéristiques, très résumées, de ce cycle sont les suivantes (fig. II-36) :

• Le stade glaciaire 6 (Riss) (qui appartient en réalité au cycle précédent) serait marqué par la plus large extension des glaciers alpins (vers l'Ouest) (Complexe morainique Externe) : le glacier atteint Lyon (fig. II-38) ; l'épaisseur de glace peut dépasser 1 400 m d'altitude dans le bassin molassique (Campy, 1982 *in* Chapron, 1999) ; la période est froide et sèche (De Beaulieu et Reille, 1984).

• Pendant l'interglaciaire Riss-Würm (stade isotopique 5) (130 000 à 74 000 d'après Martinson (Martinson, Pisias *et al.*, 1987), le réchauffement provoque la fonte de l'inlandsis, le retrait des glaciers alpins et le rétablissement complet d'une végétation arborée en Europe : c'est l'interglaciaire Riss-würm. Cet interglaciaire est subdivisé en sous-stades 5e, 5d, 5c, 5b et 5a. Le sous-stade 5^{e} (début de l'interglaciaire) correspond à l'Eemien chaud et

[40] Datation de Mankinen et Dalrymple (1979).

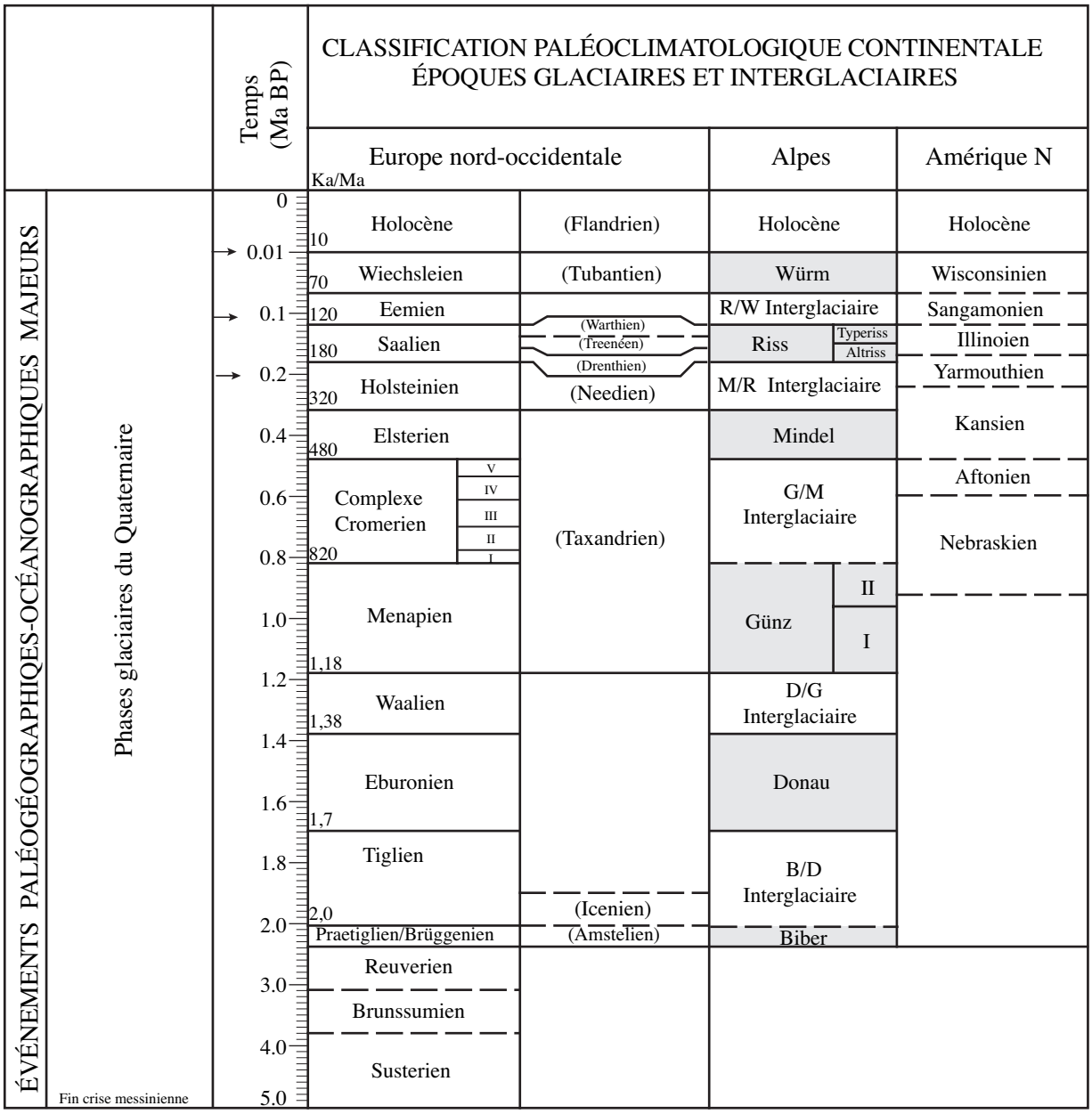


Figure II-34
Classification paléoclimatique continentale pour le Plio-Quaternaire (Haq et Van Eysinga, 1987, redessinée par Torres, 1995). Les flèches indiquent les changements d'échelle verticale.

humide pendant lequel le niveau marin se situerait à + 6 ou + 7 m par rapport au niveau actuel (Bard, Hamelin *et al.*, 1990). La seconde partie de l'interglaciaire Riss-Würm serait associée une première chute du niveau marin de - 60 m (Berger et Loutre, 1992). Les sous-stades, 5d à 5a seraient associés à des variations climatiques importantes. 5c et 5a seraient des interstades chauds et humides (St-Germain I et II) alors que les sous-stades 5d et 5b seraient deux sous-stades froids et secs.

• Le Würm (stades isotopiques 4, 3 et 2).

• Le stade isotopique 4 (pléniwürm inférieur) serait froid et humide puis froid et très sec ; le stade 3 (pléniwürm moyen) serait froid et sec (mais moins que les stades 4 et 2[41]). Ces deux périodes sont mal connues en particulier en ce qui concerne les niveaux marins associés. Les différentes courbes présentées sont à cette époque très variables. Pour Lambeck et Bard (Lambeck et Bard, 2000), le niveau marin serait inférieur à 50 m.

Pendant le dernier maximum glaciaire (stade isotopique 2), la température de l'air était inférieure de 5 à 10° par rapport à l'actuel en hiver, et de 1 à 3° en été (Prentice *et al.*, 1992 *in* Myers, Haines *et al.*, 1999). Les précipitations étaient faibles comme en témoigne la végétation des côtes nord méditérra-

[41] Le stade 3 est souvent dit intermédiaire car moins froid que les stades 4 et 2 (Kukla et Cilek, 1996).

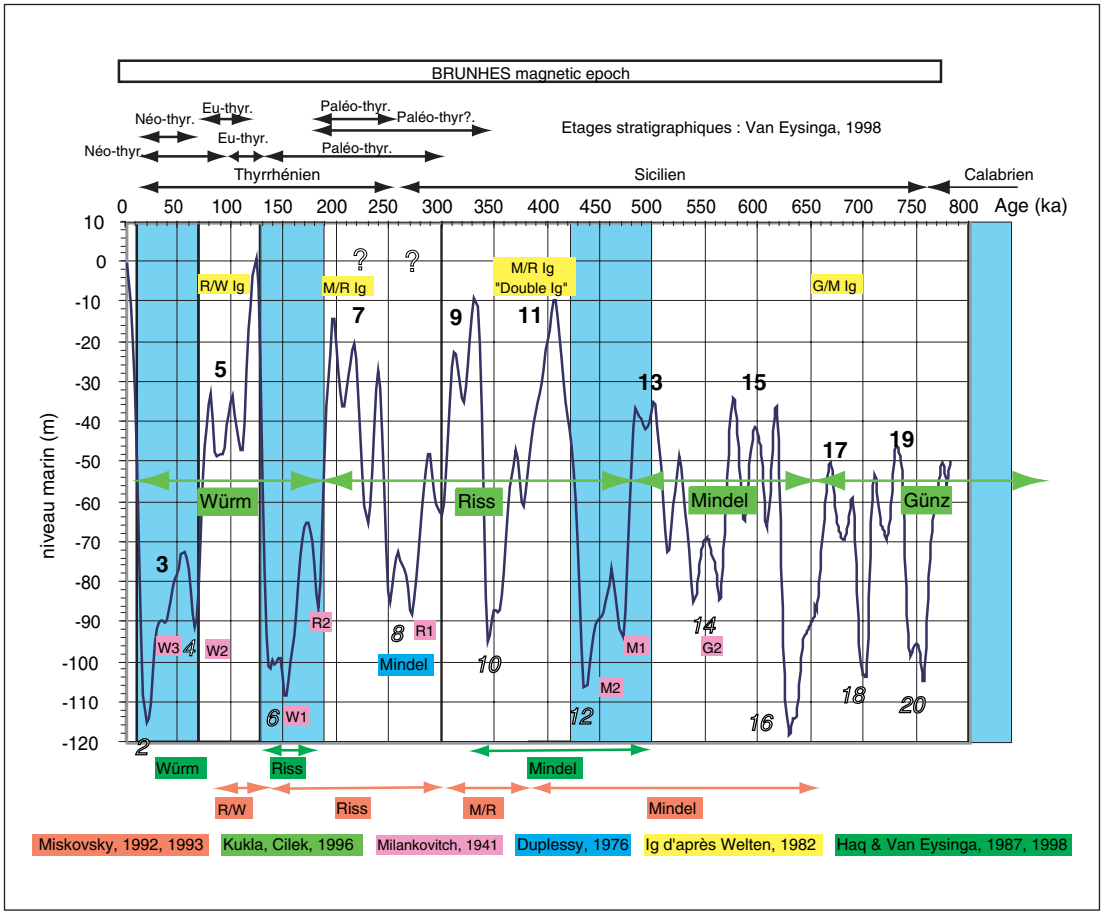


Figure II-35
Compilation des corrélations des stades isotopiques aux glaciatations de l'échelle alpine selon plusieurs auteurs pour les derniers 800 ka. Noter les divergences entre les différentes interprétations. Les étages stratigraphiques sont indiqués en haut de la figure.

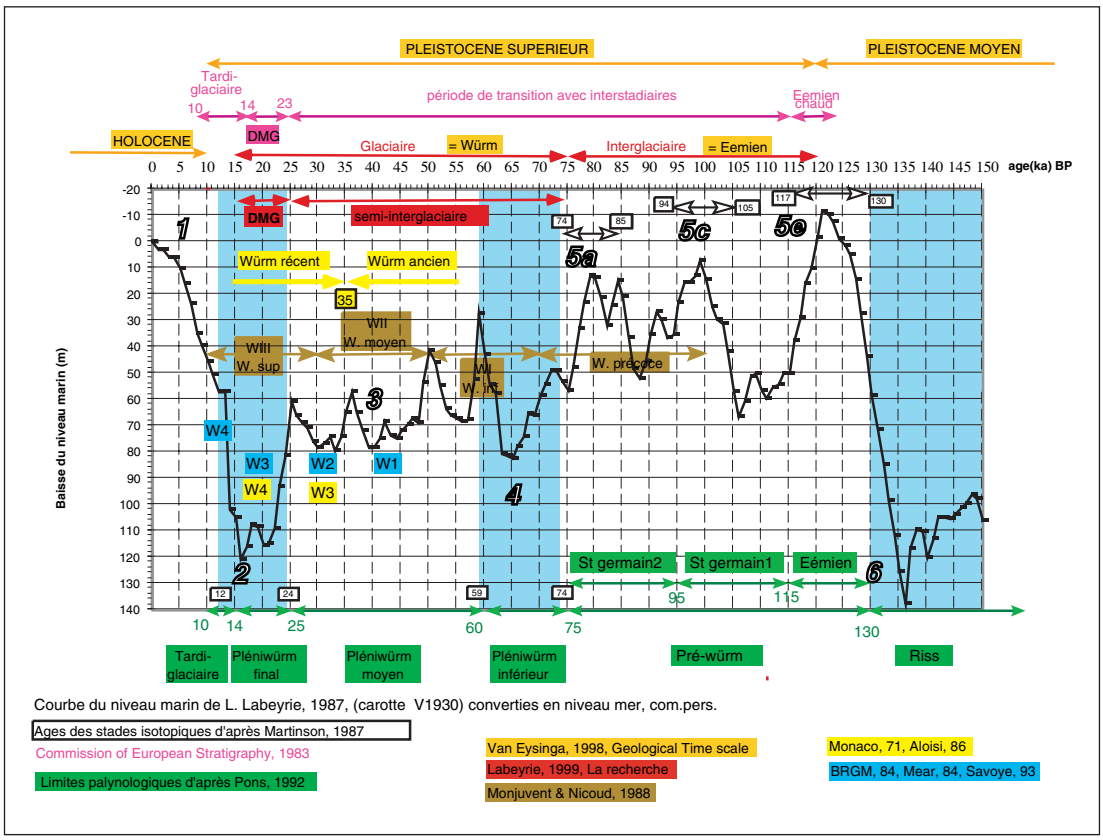


Figure II-36
Compilation des corrélation entre les chronologies stratigraphie, isotopique, palynologique et glaciaire, pour les derniers 150 ka (Dernier cycle glaciaire/interglaciaire).

néennes caractérisée par une flore steppique et halophite. La glaciation würmienne a été moins importante que la glaciation rissienne dans les Alpes, le glacier cantonné en amont du site des Échets présentait une élévation maximale de 1 200 m d'altitude dans le bassin molassique (Campy, 1992 *in* Chapron, 1999). Des estimations de paléo-vents ont été obtenus à l'aide du modèle GCM de Dong et Valdes (1995 *in* Myers, Haines *et al.*, 1999). Ces estimations montrent une augmentation de l'intensité (vitesse) des vents en hiver, en particulier dans la partie nord du bassin méditerranéen. Le mistral est accentué de manière significative (*in* Myers, Haines *et al.*, 1999). Des changements de salinité ont vraisemblablement eu lieu. La plupart des auteurs considèrent qu'elle était plus forte.

• L'optimum climatique se situe vers 4 800 ans, avec un niveau marin entre - 3 et + 1,5 m par rapport au niveau actuel (Labeyrie, Lalou *et al.*, 1976). Le niveau d'inondation maximale serait un peu décalé puisqu'il est daté à 7,2 ka (L'Homer, Bazile *et al.*, 1981 ; Pons, 1979 *in* Arnaud-Fassetta, 1998).

3. Eustatisme, circulation et flux

a. Les différents « ordres des variations du niveau marin »

Les variations du niveau relatif de la mer sont le résultat des mouvements verticaux du socle (subsidence/soulèvement) et de l'eustatisme (niveau absolu de la mer) (*Cf.* chapitre I). Plusieurs ordres de variations du niveau marin relatif sont enregistrés dans les séries sédimentaires (Tableau II-9). Ils se différencient par leurs causes (tectonique, eustatique, climatique) et donc par leur durée, leur caractère périodique ou apériodique et leur amplitude.

Un courbe de variation du niveau marin relatif a ainsi été proposée par Haq *et al.* (Haq, Hardenbol *et al.*, 1987).

Le contrôle glacio-eustatique (climatique) des séquences les plus courtes (ordre 4-5-6) est maintenant bien démontrée (*Cf.* paragraphe ci-dessus). L'origine des cyclicités à plus long terme est moins bien identifiée (volume des dorsales, volume des bassins, volume d'eau, climat, isostasie (locale ou régionale…) et peut résulter de la convolution de plusieurs facteurs. Les cyclicités d'ordre 2 (longueur supérieure à la dizaine de million d'années) sont assez généralement reconnues (Homewood, Mauriaud *et al.*, 1995) par contre les cyclicités d'ordre 3 (quelques millions d'années) sont moins clairement identifiées et nécessite une calibration locale rigoureuse.

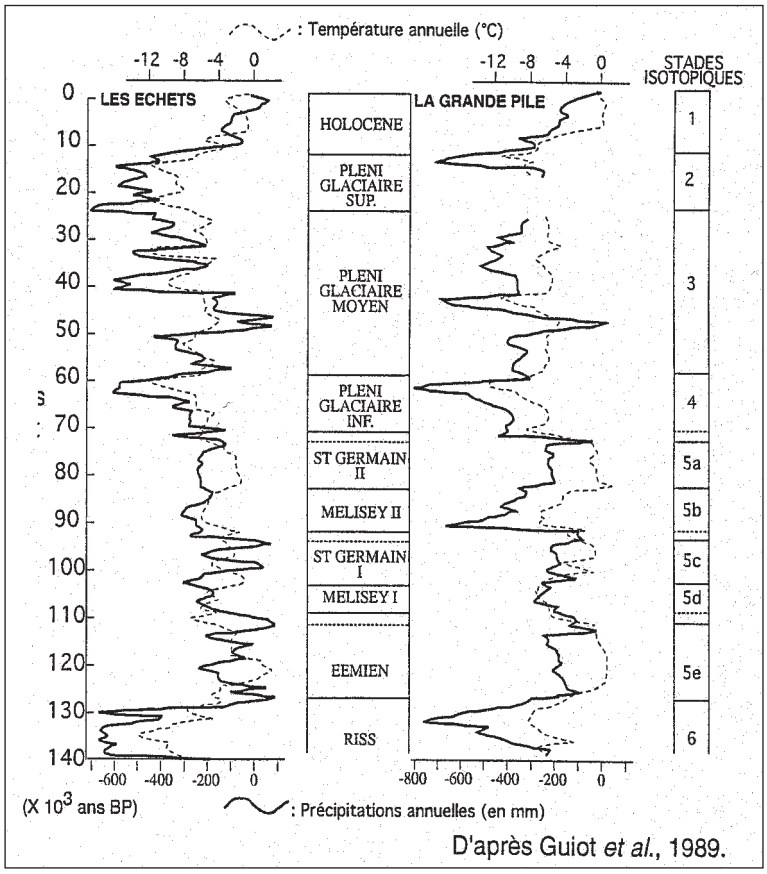


Figure II-37 Reconstitutions des variations des précipitations annuelles et de la température moyenne pour les sites de la Grande Pile et des Echets. Les précipitations et la température sont exprimées en écarts par rapport aux valeurs actuelles (1 080 mm et 9,5 iC pour la Grande Pile et 800 mm et 11iC pour les Echets) (*in* Chapron, 1999).

On notera que les durées des cycles associés à un « ordre » sont différentes selon les différents auteurs (tableau II-6), on évitera donc d'utiliser cette notion d'« ordre ».

b. Le glacioeustatisme au Plio-quaternaire :

Au Plio-quaternaire (5,3 Ma à l'actuel), les variations eustatiques sont principallement gouvernées par le climat (volume des masses d'eau) (Shackleton et Opdyke, 1977). Le refroidissement du climat au Plio-Quaternaire entraînerait une chute glacioeustatique d'environ 40 m (Shackleton et Opdyke, 1977 ; Blackwelder, 1981) *in* (Reynaud, 1996) à laquelle s'ajouterait les oscillations glacioeustatiques à plus hautes fréquences liées aux glaciations/déglaciations.

L'effet général des glaciations sur le niveau marin est évident, le volume d'eau piégé sous forme de glace diminue le volume d'eau libre et donc le niveau eustatique. À tout « glaciaire » correspond un « bas niveau marin ». Mais la quantification de ces variations du niveau marin absolu (eustatisme) n'est pas simple[42]. Les indices de position ancienne du niveau marin sont rares. Le dernier bas niveau marin (DMG : Dernier Maximum Glaciaire) est le mieux connu ; il est estimé le plus généralement

[42] Il suffit de voir les disparités entre les courbes de remontée du niveau marin au cours du seul post-glaciaire (post-18 ka) rassemblées par Pirazzoli (Pirazzoli, 1991) par exemple.

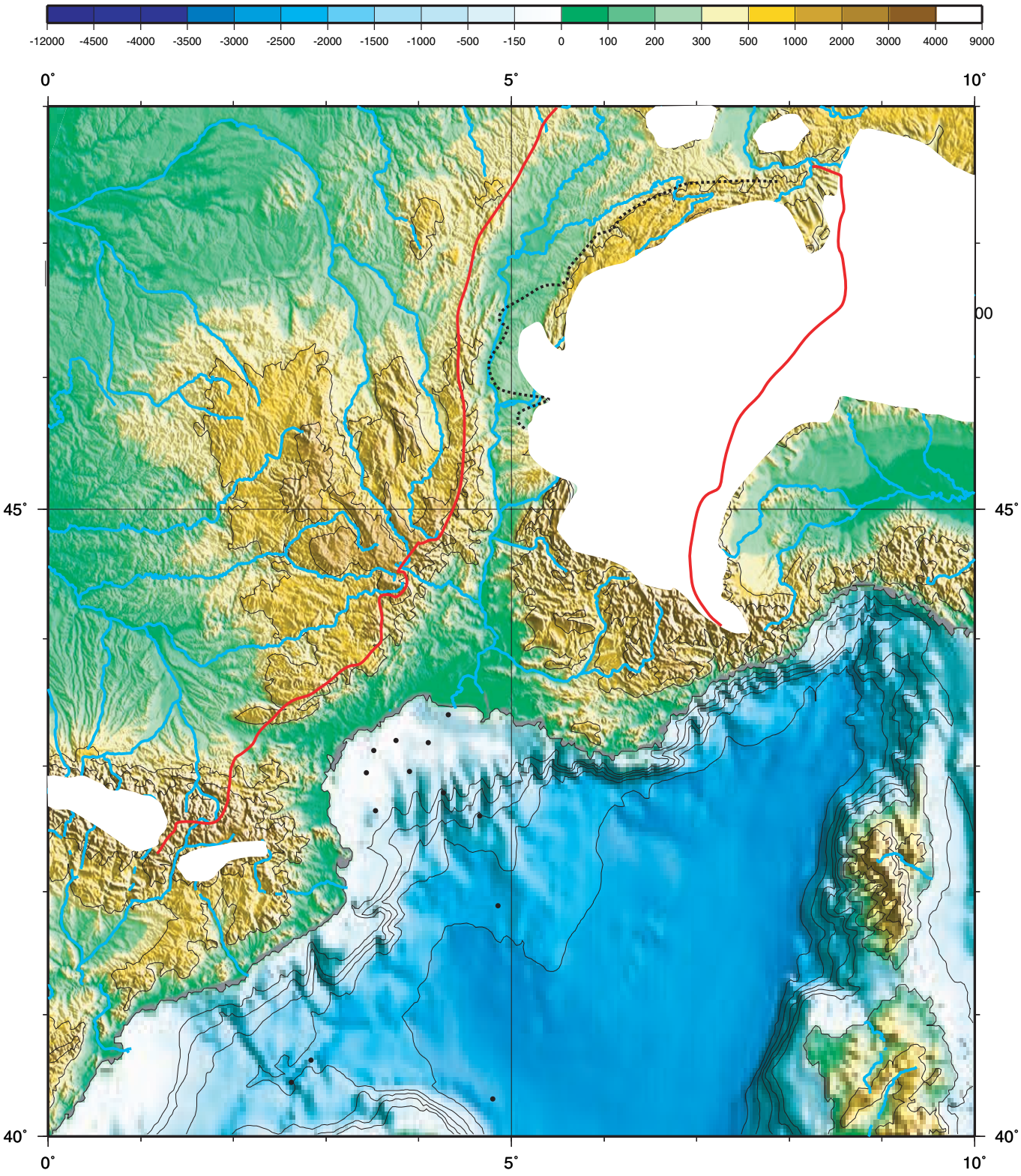


Figure II-38
Paléogéographie du bassin versant du Rhône pendant les glaciations du Würm et du Riss. Extension approximative des calottes glaciaires. En rouge : Limite du partage des eaux ; en tiretés : Limite de la calotte glaciaire au Riss ; en blanc, calotte glaciaire au Würm. Synthèse simplifiée établie d'après (Hantke, 1978 ; Van Husen, 1987, Grahmann, 1932) *in* Ehlers, 1996 ; (Campy, 1991 ; Montjuvent, 1978) *in* Chapron, 1999.
Fond topographique et bathymétrique : même légende que la figure II-2.

autour de - 110 - 120 m mais des estimations allant de - 100 à - 150 m ont été proposées. Si l'on considère que les variations isotopiques sont une fonction directe des volumes de glace alors une transformation des enregistrements isotopiques continus obtenus sur les carottes marines et de glaces en courbes de variations du niveau marin peut être proposée. Shackleton (Shackleton, 1977) propose la relation suivante en estimant le volume de glace accumulé pendant les glaciaire à - 30 % et le Dernier Maximum Glaciaire à - 120 m : un enrichissement de 0,1 % de la valeur du $\delta^{18}O$ correspondrait à 10 m de chute du niveau marin (cette relation néglige les effets isostatiques) ; Fairbanks et Mathews (1978) et Fairbanks, (Fairbanks, 1989) proposent une légère modification : 0,11 %° $\delta^{18}O$ = 10 m de chute du niveau marin. La résolution des analyses dépendra du rapport entre la vitesse de variation du volume de glace, et de la vitesse de sédimentation (et de l'échantillonage des mesures). Mais il s'agit là d'une estimation grossière car une grande partie des variations O18 sont attribuées à la diminution de température des océans pendant le Pléistocène. Les conversions établient à partir des foraminifères planctoniques (courbe SPECMAP en particulier), ne sont pas idéales pour représenter les variations de volume de glaces (et donc de niveau marin), car les foraminifères planctoniques enregistrent les variations du rapport $\delta^{18}O$ des eaux de surface (particulièrement sensibles aux variations de température et de salinité et non au volume des glaces qui nous intéressent).

La transformation de la courbe $\delta^{18}O$ en niveau marin est mieux calée pour le dernier cycle glaciaire/interglaciaire car on dispose d'informations indépendantes donnant des valeurs de référence sur la position du niveau marin (en particulier les données sur les coraux (Bard, Hamelin *et al.*, 1990 ; Chappell et Shackleton, 1986). Labeyrie (Labeyrie, 1989) propose ainsi une courbe de variation du niveau marin sur 150 000 ans établie à partir de foraminifères benthiques (fig. II-36).

c. Variabilité de la circulation

La stratification des eaux et leur circulation générale, tel que présenté au sous-chapitre B, était vraisemblablement différent pendant les périodes glaciaires du Quaternaire. Deux voies sont utilisées pour tenter de répondre à cette question : les modélisations numériques de circulation d'une part et les indices des variations enregistrés indirectement et partiellement dans les sédiments.

Différents modèles numériques simplifiés de fonctionnement climatique de la Méditerranée ont été proposés. En supposant des conditions climatiques radicalement différentes (optimum climatique et maximum glaciaire) (Bethoux, 1984) montre, par exemple, que les paramètres physiques déterminant sont la forme du détroit (la section minimale offerte à l'écoulement), la profondeur de l'interface flux entrant-sortant et l'aire de la surface de la mer.

	Durée	
Ordre de cyclicité	**Vail *et al.* (1991)**	**Mitchum et Van Wagoner (1991)**
1er	> 50 Ma	
2e	3 - 50 Ma	9 - 10 Ma
3e	0.5 - 3 Ma	1 - 2 Ma
4e	80 - 500 ka	100 - 200 ka
5e	30 - 80 ka	10 - 20 ka
6e	10 - 30 ka	

Tableau II-6
Période et ordres de cyclicité des changements du niveau marin relatif. (*in* Torres, 1995).

L'installation du courant liguro-provençal est souvent considéré comme intervenant à 11 ka (par exemple *in* El Hmaidi, 1993). Historiquement, plusieurs auteurs ont proposé un mécanisme radicalement différent pendant les périodes glaciaires avec une inversion des directions d'échanges au niveau du Détroit de Gibraltar (Leclaire, 1972 ; Miller, 1972 ; Huang et Stanley, 1972). Cette dernière hypothèse fut contredite par Letolle et Vergnaud-Grazzini (1974). Les études ultérieures sur des analyses de foraminifères, les isotopes, les éléments en trace, des deux côtés du détroit (Faugères, Gonthier *et al.*, 1984 ; Stow, Faugères *et al.*, 1986 ; Zahn *et al.*, 1987…*in* Party, 1996), ainsi que les résultats du Leg 161, semblent confirmer que les directions d'échanges n'ont pas été inversées pendant les périodes glaciaires. Les modélisations de paléo-circulation au Dernier Maximum Glaciaire vont aussi dans le même sens (Myers, Haines *et al.*, 1999). Les études isotopiques ont donc permis des progrès importants sur la reconstitution de certains paramètres paléocéanographiques (température, salinité, ventilation, richesse en nutriments).

d. Le problème des paléoflux sédimentaires

L'évolution des flux sédimentaires (arrivant en mer) est un paramètre fondamental à considérer pour la compréhension des dépôts sur la plateforme. La question que l'on se pose en particulier est de savoir si le flux est maximum en période glaciaire ou en période interglaciaire. Quel est l'ordre de grandeur de cette variabilité ?

L'estimation des flux sédimentaires et de leur variabilité est difficile à évaluer. Qualitativement le flux dépend du taux d'érosion du bassin versant lui-même fonction de l'érodabilité des terrains et surtout du type de climat (humidité, précipitation, température), de l'existence (ou non) de glaciers, du couvert végétal… L'arrivée des sédiments en mer

dépend aussi de l'efficacité de transport des fleuves.

Ce vaste problème n'a pu être abordé en détail dans le cadre de cette thèse, les quelques exemples suivant nous permettent néanmoins d'effleurer le sujet et d'avoir quelques ordres de grandeur.

Bossuet (Bossuet, Ruffaldi *et al.*, 1996) a étudié la dynamique des remplissages fini et postwürmien du bassin lacustre de Cérin (Jura) avec une approche quantitative. Ce lac est situé dans la zone atteinte par le glacier würmien du Rhône au maximum de sa progression. Le retrait du front du glacier dès 18 000 ans BP a permis l'installation dans une dépression surcreusée d'un lac pratiquement comblé aujourd'hui. Bossuet note une très importante sédimentation détritique (rhytmites) antérieure à 15 000 ans BP qu'il explique par la présence d'une abondante couverture morainique abandonnée par le glacier würmien et par l'absence de végétation et de couverture pédologique. Par comparaison, l'affaiblissement de la sédimentation détritique constaté au cours des phases froides du Tardiglaciaire, du Dryas ancien, et du Dryas récent, trouve son origine dans un moindre volume de matériaux mobilisables après l'épisode très érosif du Pléniglaciaire final et par sa fixation sur les pentes du bassin versant par le développement de la végétation. L'interruption de cette sédimentation autochtone sur le site coïncide avec le réchauffement du climat qui intervient au début de l'interstade Bolling-Alleröd et entraîne un important développement de la végétation arborée. Dans le détail Bossuet calcule un Indice de stockage = Volume de sédiments accumulés pendant une chronozone/durée de la chronozone. Le flux du Pléniglaciaire final (Pléniwürm) (≈ 158 665 à 211 849 m^3/ka) est ainsi 3 à 3,5 fois supérieur à celui du Tardiglaciaire.

Ehlers (Ehlers, 1996, p.24) note que même dans des conditions arctique l'érosion subaérienne est un processus assez lent. Svendsen, (1989, *in* Ehlers, 1996) en mesurant les taux de sédimentation dans le lac de Spitsbergen reconstruit un taux d'érosion Holocène de 15 mm/ka. Par contre Elverhoi *et al.* (1995 , *in* Ehlers, 1996) calculent un taux de dénudation de 400 mm/ka pour le bassin de drainage Storfjorden de Spitsbergen pour les derniers 2,5 million d'années : soit 26 fois plus d'érosion ! Cette différence est due à l'érosion glaciaire, et comme les zones en question n'étaient couvertes de glace que pendant des périodes limitées, le taux réel d'érosion pendant les glaciations était beaucoup plus fort (*Cit* Ehlers, 1996).

Auffret (Auffret, 1983) (p. 322) considère ainsi que les apports fluviaux à la mer sur la marge celtique peuvent être considérés comme 2 fois plus élevés pendant les phases glaciaires par rapport aux phases interglaciaires.

Quant aux capacités de transport des fleuves l'étude du « petit âge glaciaire » (1580-1730) sur le Rhône réalisée par Arnaud-Fassetta (Arnaud-Fassetta, 1998) a montré qu'il était caractérisé par deux pulsations majeures séparées par deux pauses hydrologiques (Evolution de la compétence du flux hydrique). A la deuxième pulsation la compétence du fleuve augmente fortement (La valeur de la suspension graduée est Cs = 765 μm à comparer avec une valeur de Cs = 480 μm pour les crues moyennes à faibles actuelles p.54), le fleuve transporte des galets et développe un tressage deltaïque alors que l'embouchure progresse de 80 à 180 m/an, les apports sédimentaires semblent être originaires des Cévennes (Arnaud-Fassetta, 1998).

D - LES MODÈLES STRATIGRAPHIQUES DE LA SÉDIMENTATION SUR LA MARGE DU GOLFE DU LION

1. Stratigraphie sismique à l'échelle du Plio-Quaternaire

Les premières études intéressant la stratigraphie du Plio-Quaternaire à partir de données sismiques sont présentées par Alinat (Alinat, Hinz *et al.*, 1970) et Alla (Alla, Dessolin *et al.*, 1972) sur la pente et le glacis du Golfe du Lion. Un ensemble (A) est identifié ; il comporte deux sous-séquences sismiques séparées par un réflecteur plus ou moins continu (horizon G). La séquence basale, globalement transparente, est attribuée à des dépôts homogènes à dominance argileuse du Pliocène ; la séquence supérieure, stratifiée et à discordances internes, est attribuée aux dépôts argilo-sableux du Quaternaire ; l'horizon (G) séparant ces deux sous-unités matérialiserait la limite plio-pléistocène (Alla, Dessolin *et al.*, 1972 ; Got, 1973 ; Canals, 1985) (tableau II-3).

L'étude de Droz (Droz, 1991) sur les dépôts de bas de pentes (éventails sous-marins profonds du Rhône, ride du Var) semble montrer que la classification d'Alla établie sur un nombre limité de profils est difficile à retenir, étant donnée la variabilité des faciès et des épaisseurs observées. L'éventail du Rhône atteint une épaisseur de 3 600 m de sédiments Plio-Quaternaires dans la zone de l'éventail moyen (*middle fan*). La structure interne et le mode de croissance de l'éventail résultent de l'empilement de deux types d'unités acoustiques élémentaires (Droz, 1983 ; Droz et Bellaiche, 1985) : des unités lenticulaires interprétées comme des dépôts turbiditiques et des unités transparentes interprétées comme des dépôts gravitaires, résultant d'un processus de glissement en masse (Bellaiche, Coutellier *et al.*, 1986a). Droz (1983, 1991) différencie quatre complexes chenal/levée majeurs regroupés en deux mésoséquences (fig. II-39 et tableau II-7).

La Mésoséquence Inférieur ou Série Basale (Droz, 1991) est caractérisée par une succession verticale de faciès lités réguliers à la base, sans aucune tracé de chenalisation, et d'unités lenticulaires chenalisées vers le sommet. Cette succession de faciès est interprétée par Droz (1991) comme le résultat de sources ubiquistes asociées à une progradation générale de la marge induisant des environnements sédimentaires de plus en plus proximaux. Les complexes Inférieur, Intermédiaire et Supérieur sont regroupés au sein de la Mésoséquence Supérieure. Ces trois complexes chenal/levée majeurs sont liées à une alimentation permanente par un canyon unique et stable, le Canyon du Petit-Rhône (fig. II-39). Droz (1991) utilise les forages pétroliers GLP-1 GLP-2 effectués sur l'éventail sous-marin du Rhône pour contraindre, grossièrement, la stratigraphie des ses deux mésoséquences.

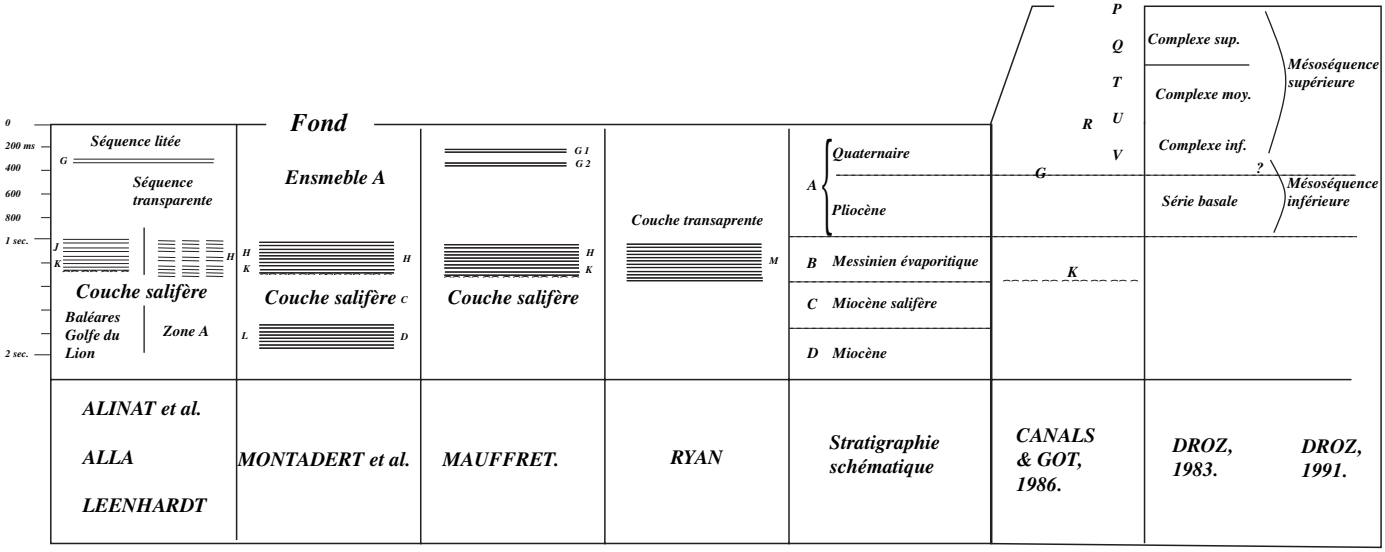


Tableau II-7
Stratigraphie sismique de la série Plio-Quaternaire sur la pente et le glacis de Méditérranée Occidentale. Selon Alla *et al.* (1972), le Plio-Quaternaire se compose de deux ensembles sismiques principaux séparés par un réflecteur continu (horizon G) : une séquence inférieure transparente et homogène pliocène, et une séquence supérieure stratifiée et hétérogène d'âge quaternaire.
Pour Droz, la série basale est constituée de petites unités chenalisées réparties sur toute la marge (*Cf.* fig. II-15). Canals et Got (1986) différencient (sur la pente) 5 unités au-dessus du réflecteur G.

La Série Basale pourrait constituer la totalité du Pliocène. Les Complexes Supérieur et Intermédiaire, pourraient constituer la majeure partie du Quaternaire.

• Canals (1985) et Canals et Got (Canals et Got, 1986) ont étudié la série Plio-Quaternaire sur la pente continentale ; ils retrouvent la subdivision d'Alla (réflecteur G) et détaillent la partie supérieure :

• L'unité inférieure dont la base est le réflecteur K (surface fini-messinienne) est caractérisée par un faciès sismique transparent. Son épaisseur atteint 1 seconde temps-double. Son âge serait pliocène.

• Une unité supérieure stratifiée, dont la base est une discordance angulaire (réflecteur G). Cette unité est constituée par une alternance d'unités (V, U, T, Q, P alternativement de faible et forte amplitude de la base au sommet. Un âge quaternaire est attribué à l'ensemble de cette unité. Entre V et U, Canals et Got (1986) distinguent un réflecteur bien marqué : le réflecteur R attribué au Quaternaire moyen.

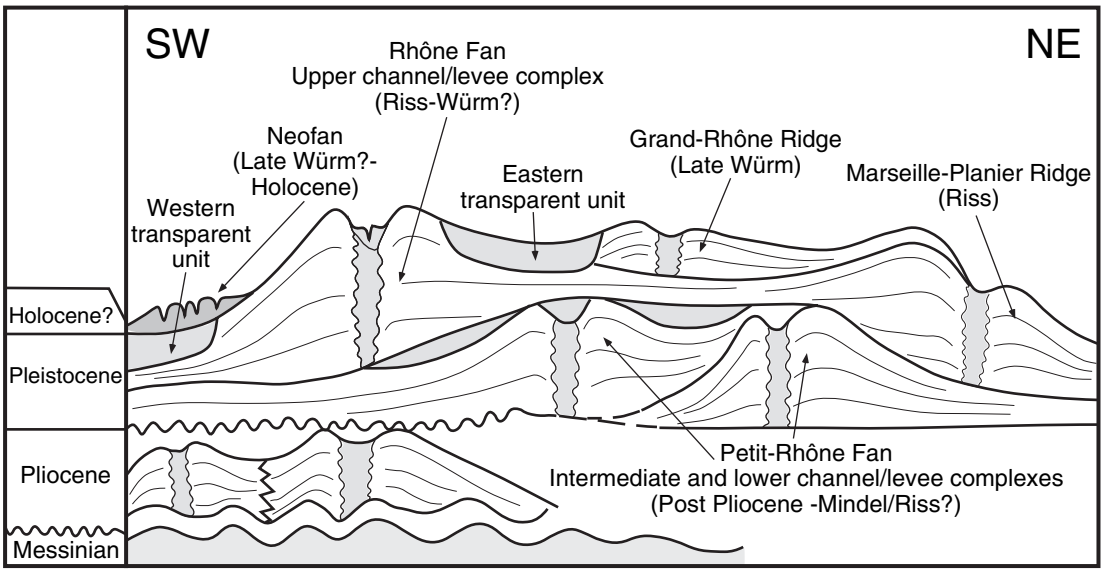
Les cartes d'isopaques entre le réflecteur R et le fond montrent une zone principale d'accumulation (600 m entre le réflecteur R et le fond) située sur la pente supérieure à l'Est du Canyon de Sète (interfluve Grand-Rhône et Petit-Rhône). À l'Ouest du Canyon de Sète, l'épaisseur entre le réflecteur R et le fond est inférieure à 300 m sur l'ensemble de la pente. Les principales zones d'accumulation se localisent alors au pied de la pente continentale (*in* Torres, 1995).

Dans la zone de l'interfluve Grand-Rhône et Petit-Rhône, Got *et al.* (Got, Aloïsi *et al.*, 1979) ont identifié 5 unités (labellisées a à e) d'une épaisseur moyenne de 100 ms chacune. Chaque unité est composée d'un terme basal constitué par plusieurs réflexions sismiques parallèles à forte amplitude, surmonté par un terme supérieur semi-transparent ou avec quelques réflexions discontinues (*in* Torres, 1995).

• Sur la plate-forme, les connaissances sont encore plus réduites : aucune étude n'a été dédiée au Plio-Quaternaire. Dans le secteur pyrénéo-catalan, Got (1973) aurait identifié la prolongation du réflecteur G. Ce réflecteur serait contemporain de l'amplification de la surrection des massifs (en Roussillon et en Ampurdan). Le creusement initial des canyons (Lacaze et Cap Creus) s'effectuerait à cette époque, c'est-à-dire au Quaternaire ou Pliocène supérieur[43] (Got, 1973). L'inclinaison différentielle de cette surface de discordance au nord et au sud des canyons Cap Creus et Fonera traduirait la continuation du mouvement de bascule du panneau

[43] Cette interprétation est nouvelle puisque jusqu'alors l'ensemble des canyons du Golfe du Lion étaient interprétés à l'image du canyon (aérien et sous-marin) du Rhône creusé au Pontien et rempli au Pliocène (Ria pliocène) (Bourcart, 1962 ; Hsü, Cita *et al.*, 1973).

A)



B)

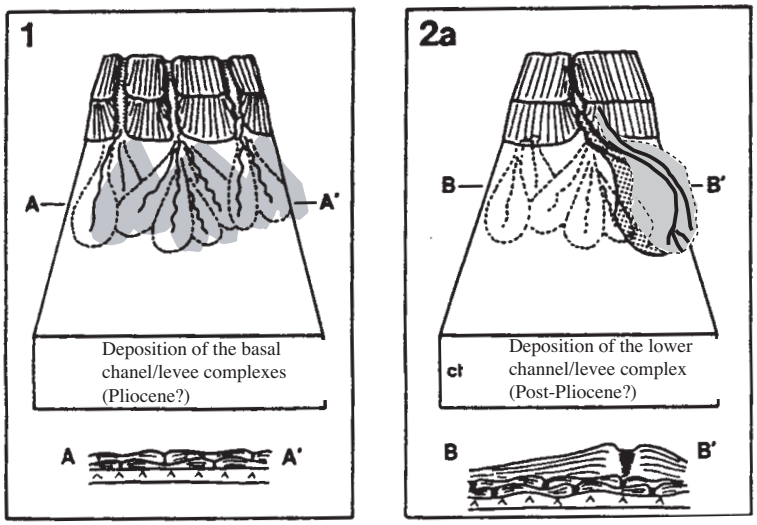


Figure II-39
A) Coupe géologique schématque à travers la marge du Golfe du Lion montrant la structure sédimentaire Plio-Quaternaire de l'éventail sous-marin du Rhône et les principaux systèmes de dépôts turbiditiques adjacents (modifiée de Droz, 1991 par Torres, 1993).
B) Bloc diagramme simplifié mettant en évidence une organisation différente au Pliocène (1), avec de nombreux axes d'alimentation et au Quaternaire (2) avec un chenal principal.

catalan entre les deux réseaux de failles importantes ; les zones marginales, précontinents des massifs hercyniens étant exhaussées (Got, 1973, *Cf.* coupes sur la carte du précontinent pyrénéo-languedocien). Plus récemment, Droz a réalisé une étude du Plio-Quaternaire à partir d'une collaboration avec les compagnies du CEPM (regroupant SNEAP, CFP et l'IFP) (campagnes Achères 1, 2). Sur la plate-forme, Droz (Droz, 1994) divise la série plioquaternaire en 10 unités sismiques (S1 à S10) qui seraient associées à différentes incisions du cours du Rhône sur la plate-forme (fig. II-40).

Les études concernant la sédimentation Plio-Quaternaire dans son ensemble sont donc parcellaires. A terre, de nombreuses études sur le Pliocène existent et décrivent les environnements sédimentaires de Gilbert deltas pliocènes (Clauzon, 1974, 1982…). Plus récemment, la campagne Calmar menée par l'Ifremer a permis de compléter la couverture bathymétrique de la partie occidentale du Golfe et d'acquérir un jeu de profils de sismique (dite rapide, 6 traces). Les pétroliers ont aussi acquis de nouvelles données (1996) localisées sur la plate-forme et présentant une bonne résolution. Deux thèses sont actuellement en cours et devraient permettre d'augmenter notablement nos connaissances sur la sédimentation au plioquaternaire, sur la plate-forme occidentale (J. Lofi, Ifremer-Lille) et sur la pente du Golfe du Lion (T. Dos Reis, Paris VII). Le problème principal de ces études reste la faiblesse des calibrations par forages.

La stratigraphie détaillée pendant le Pliocène et le Quaternaire est encore peu contrainte dans le Golfe du Lion du fait de l'absence de forages scientifiques et de datations absolues.

Le développement de la sismique haute résolution (métrique) et pénétrante (sur plusieurs centaines de mètres) dans les années 1970 fourni l'équivalent des affleurements de terrains des géologues terrestres aux océanographes-sédimentologues travaillant en mer (*Cf.* sous-chapitre A) et donne accès à l'histoire sédimentaire enregistrées par les strates successives. Plusieurs modèles ont été proposés à partir de ce type de données dès les années 1970 ; leur revue est le point de départ de notre étude. Plusieurs nomenclatures ont été utilisées pour décrire les dépôts, une synthèse et une corrélation des unités identifiées, des nomenclatures utilisées et des interprétations antérieures (et de notre propre nomenclature) est proposé en Annexe A sous forme d'un tableau. Ce tableau a été réalisé en collaboration avec T. Marsset, en complétant le tableau établit par Aloïsi, 1975c (Aloïsi, Monaco *et al.*, 1975c) (Annexe A).

2. Modèles stratigraphiques Quaternaire sur la plate-forme

a. Les premiers modèles : Monaco 1971, Got, 1973, Aloïsi, 1975

Monaco, 1971

L'une des premières études stratigraphiques des dépôts sur la plate-forme continentale a été réalisée dans le Roussillon par Monaco (Monaco, 1971). L'auteur décrit 6 niveaux appelés de a1 (le plus ancien) à a6 (le plus récent), déterminés à partir des profils sismiques. La nature des dépôts est connue, en partie, grâce à des carottages (5 m au maximum).

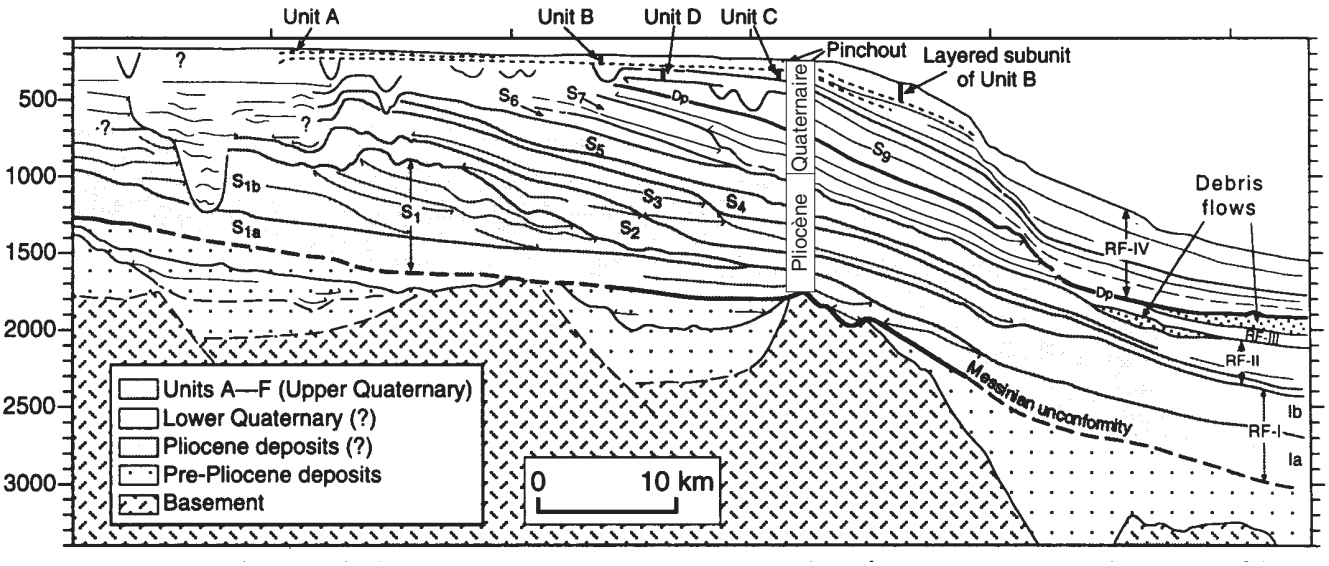


Figure II-40 Stratigraphie sismique de la plate-forme et de la pente continentale au large du Rhône (Redessinée par Torres, 1995, à partir de Droz, 1994).

[44] Le Villafranchien est définit par la faune mammalienne et s'étend de 4,5 jusque 1 Ma (Van Eysinga et Haq, 1998).

Monaco (1971) propose ainsi une première interprétation stratigraphique en reliant les niveaux observés aux grandes phases de glaciations connues à terre (Würm, Riss, Mindel). De la base au sommet, il décrit :

- la série a1 (difficilement discernable des dépôts sous-jacents attribués au Pliocène) est associée à un cailloutis rougeâtre qui serait associé à une phase d'émersion du Villafranchien inférieur (début du Quaternaire[44]). Le creusement initial des canyons y est associé. Elle comporterait en fait plusieurs strates.

- la série a2 est creusée par le premier réseau hydrographique observable et généralisé à tout le plateau. L'épandage alluvial associé est interprété comme contemporain de la régression du **Mindel** et de ce fait à la terrasse fluviatile a1A (définie par Dupéret, 19??). Le tracé du chenal principal (paléocours du Têt ou de l'Agly[45]?) peut être suivi et conflue avec des rivières plus septentrionales du Languedoc.

• la série a3 est restreinte à la partie septentrionale, c'est un épisode régressif interrompant la transgression (série a4) et caractérisé par un épandage alluvial (a3) équivalent de la terrasse a1B (définie par Dupéret) contemporaine de la régression du **Riss**. Le réseau fluviatile associé est plus hiérarchisé et emboîté dans le précédent (a2).

• la série a4 a un caractère homogène, avec des réflexions obliques progradantes interprétées comme d'origine deltaïque, un niveau a4I de vase beige homogène suggère des conditions (bathymétriques et climatiques) analogues à l'actuel (Néothyrrhénien, interstade du **Würm** ancien) (Monaco, 1971). Elle atteint 40 m en bordure de plate-forme ; elle colmate un affluent du Rech Bourcart (canyon de l'Aude) et serait associée au tyrrhénien (s.l.). Des témoins laguno-marins étagés de 3 à 25 m y seraient associés dans le secteur de Leucate ainsi que les bancs rocheux immergés par 20 - 40 m de profondeur. La série est dite transgressive. A son sommet la régression du Würm III est amorcée.

• la série a5 présente plusieurs sous-unités : un niveau de cailloutis inférieur a5IIa avec galets éolisés et débris de faune atlantique témoin d'une phase régressive qui a probablement atteint la bordure du plateau (- 100 m) et rajeuni les vallées sous-mari-

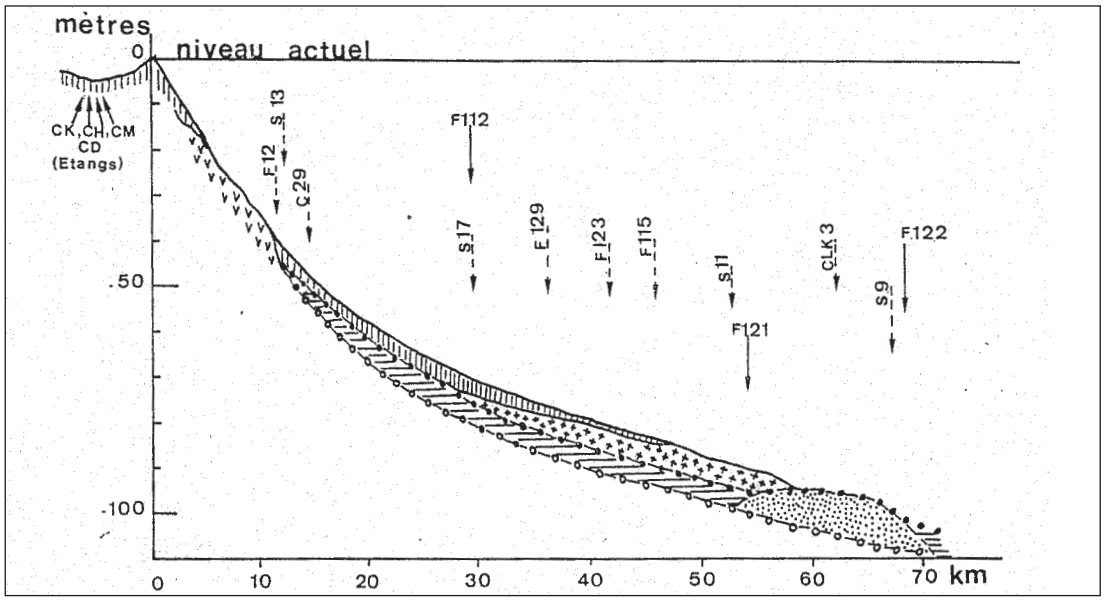


Figure II-41
Coupe schématique Ouest-Est du plateau continental du Roussillon, vers N42° 50' (Labeyrie *et al.*, 1976).
v : Affleurements rocheux ;
-o- : Graviers déposés durant régression P (- 33 000 ans BP) ;
-•- : Graviers déposés durant régression B (- 27 000 à 18 000 ans BP) ;
::: : Sables du large déposés vers 30 000 à 33 000 ans BP ;
+ : Sables du large déposés vers 18 000 à 16 000 ans BP ;
= : Vase grise déposée durant la régression A(- 33 000 à 27 000 ans BP) ;
II : Vase beige déposée durant la régression flandrienne C (- 18 000 à 5 000 ans BP).
Les flèches en trait plein indiquent les carottages effectués sur la coupe, celles en tiretés les carottages dans les zones voisines.

[45] L'Agly est cependant fréquemment considérée comme d'origine récente.

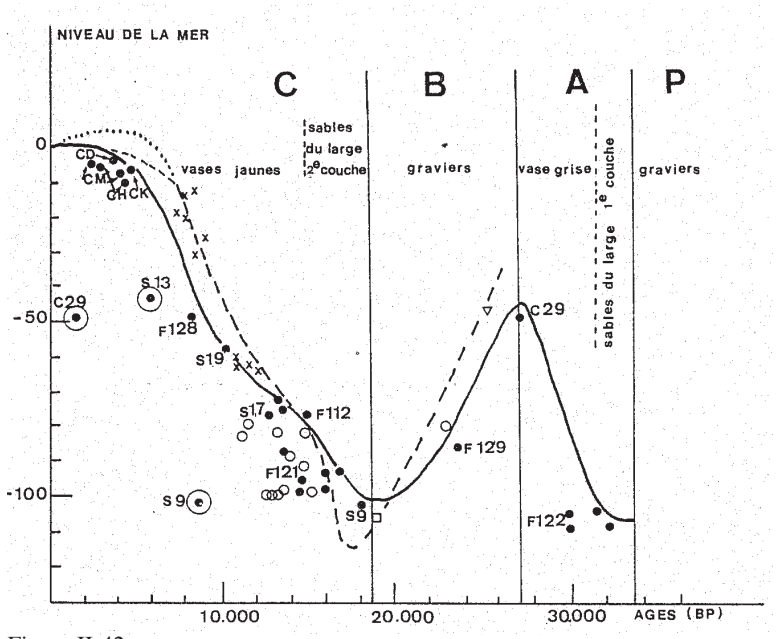


Figure II-42
Courbe de variation du niveau de la mer sur la côte du Roussillon, comparaison avec la côte ouest africaine (Labeyrie *et al.*, 1976).
Plateau du Roussillon :
• : coquilles ;
O : lamellibranches à habit mal défini.
Plateau ouest africain :
o : algues ;
□ : corail ;
Δ : coquilles ;
x : tourbes.

nes. Un niveau de vase grise a5IIb témoignerait d'une oscillation positive de la mer jusqu'à - 70 - 75 m, le dépôt est caractéristique d'un milieu peu profond mais toujours sous climat froid (WIII-WIV). Enfin, le niveau a5IIc à cailloutis contemporain de la dernière régression (WIV) dont l'extension semble limitée à la bordure de plate-forme. Ce niveau présente les mêmes caractéristiques que le a5IIa : galets fluviatiles remaniés, parfois éolisés, avec des individus de faunes froides, il est daté à 18 000 ans. Des placages éoliens se mettent aussi en place dans les zones exondés de la plate-forme (interne), consolidés ils forment actuellement certains des bancs immergés, leur âge serait de 27 000 ans.

• la série a6 correspond à la transgression versilienne (c'est-à-dire Holocène). Elle débute par une légère oscillation positive et un stade de stationnement vers - 85 - 90 m, au cours duquel s'accumule une forte épaisseur de sable de type littoral (5 à 10 m) à morphologie dunaire constituant une bande continue le long de la bordure du plateau désignée sous le terme de « sables du large » (*Cit.* Monaco, 1971). Les apports à l'origine de ces formations sont mixtes : pyrénéens et rhodaniens. Leur période de mise en place s'étend de 18 000 à 6 000 ans. La vitesse de transgression est estimée à 5 m/ka (par datation de la faune associée au cailloutis). Les épandages grossiers qui entourent les hauts fonds à 30 - 40 m sont contemporains d'un stade d'arrêt de la transgression vers 8 000 ans. Les dépôts correspondant aux dernières phases de la transgression et à son maximum, sont des vases beiges (pouvant atteindre 15 m sur le plateau médian). Les épisodes chaud et humide de l'Atlantique, le sud-boréal plus frais et l'épisode assez froid (sub-atlantique) y sont reconnus.

Son interprétation des unités supérieures est étayée, quelques années plus tard, par de nouvelles datations réalisées dans les séquences supérieures (jusqu'à 6 m de profondeur) (Labeyrie, Lalou *et al.*, 1976) (fig. II-41). Les auteurs proposent alors une courbe de variation du niveau de la mer pour les derniers 34 000 ans BP (fig. II-42).

Got, 1973

Got (1973) étend le modèle stratigraphique de Monaco (1971) vers le sud, dans la zone pyrénéo-catalane et s'intéresse au fonctionnement des canyons en y décrivant des épisodes de creusement et de remblaiement alternatifs. Got reconnait une surface de discordance G, attribuée à la limite Pliocène-Quaternaire. Cette surface se trouve vers 200 ms en tête du Cap Creus, vers 240 ms sur l'interfluve Cap-Creus-Lacaze-Duthiers (figure 12 de Got, 1973). Au dessus de G les dépôts du Quaternaire ancien (a1-a2) ont une épaisseur constante, cette série est surmontée par une série discontinue (a3) de réflecteurs obliques (fortement pentés) (fig. II-43).

Le réflecteur J correspond à une surface d'érosion particulièrement bien marquée et tronquant les dépôts (a1, a2 et a3) à dominante marine. Ce réflecteur est interprété comme la surface d'érosion de la fin de la glaciation du Riss (d'après le raccordement de cette surface aux terrasses quaternaires du Roussillon par Monaco, 1971). La surface J se situerait à une profondeur voisine de 150 - 200 ms en tête du canyon de Cap Creus ; vers 200 ms en tête du canyon Lacaze Duthiers et vers 220 ms sur l'interfluve Cap Creus-Lacaze-Duthiers (figure 13 *in* Got, 1973).

Au dessus de ce réflecteur J, Got décrit les dépôts de a4 dont la base de la séquence est constituée de réflecteurs de faible amplitude comblant les irrégularités de J, ce niveau carotté montre des sédiments vaseux plastiques jaunes correspondant à des conditions bathymétriques et climatiques équivalentes à l'actuelle et dont l'âge serait würmien (interstade WII-III). Au dessus de a4 une série de réflecteurs conformes de forte amplitude intercalés de zones transparentes (niveau a5). A cette période de sédimentation a4 succède une période d'exondation liée à des conditions climatiques plus froides qui se traduit par des niveaux graveleux (a5IIa) retrouvés sur l'ensemble du plateau.

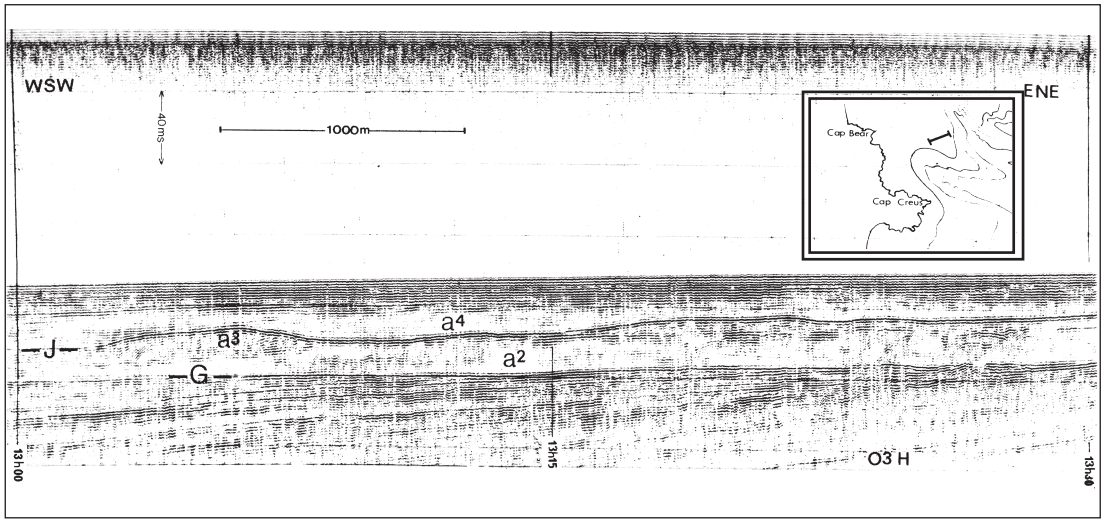


Figure II-43
Définition des réflecteurs sismiques quaternaires (Profil Boomer 300 Joules) (Got, 1973). La succession montre plusieurs niveaux séparés par des surfaces de discordance nettes, de base en haut de la série, Got distingue :
- Le Pliocène, séquence de réflecteurs inclinés ;
- La surface de discordance Plio-Quaternaire « G » ;
- Le Quaternaire ancien (al, a2 et a3) caractérisé par des pendages obliques ;
- La surface de discordance ondulée de la fin du Riss « J » ;
- Le Quaternaire récent (a4 et a5).

La remontée du niveau de la mer permettrait le dépôt des vases grises a5IIb du Würm récent (WIII-IV depuis au moins 35 000 ans) se terminant en biseau près du rivage. Sur le plateau externe, ces vases grises silteuses würmiennes (a5IIb) présentent des thanatocoenoses à faunes froides (décrite en particulier sur l'interfluve Lacaze-Cap Creus) qui, grâce au faible taux de sédimentation post-glaciaire et des courants profonds, se maintiennent à l'affleurement (Got, 1973 *Cf.* coupe présentée sur la carte géologique du précontinent pyrénéo-languedocien au 1/250 000). L'épaisseur et l'âge dépendent de la zone considérée. Face au Roussillon, ce niveau n'excède pas 50 m (a5 seul ou a4+a5 ?) et son âge le plus récent est de 18 000 ans (Got, 1973). Au large d'Ampurdan, la puissance peut atteindre 250 m grâce à un basculement très net vers le large (Figure 33 *in* Got, 1973) et, corrélativement sa partie supérieure est plus récente. Au sud, au droit des Gavarres, la formation est réduite.

La période post-glaciaire débuterait à 16 000 ans par le dépôt vers - 80 - 85 m des sables du large qui remanient les assises caillouteuses du Würm terminal. En Ampurdan, ils affleurent jusqu'à - 120 m. Les sables reliques seraient déposés pendant la transgression flandrienne, en reprenant les dépôts antérieurs Würmiens (WIV) (sables, graviers et coquilles). Ces sables transgressifs peuvent atteindre 10 m d'épaisseur et présententent une morphologie dunaire (Got, 1973 ; Got et Aloïsi, 1990).

Enfin, un niveau a6 (vase jaune supérieure) limité vers le large par l'isobathe 80 m sur tout le pourtour méditerranéen mais retrouvé jusqu'à 120 m dans le secteur catalan (basculement ?) ; identifiable au sondeur de sédiment (couche transparente) il correspond à la transgression du Flandrien (Holocène). Son épaisseur est d'une vingtaine de mètres en Ampurdan. Sur la pente, les dépôts holocène sont faibles : moins de 1 m au niveau des interfluves.

L'étude de Got met en évidence la variabilité des géométries, de la nature et des l'épaisseurs de sédiments dans la partie sud-ouest de la marge (plateau pyrénéo-catalan) (fig. II-44).

Aloïsi, 1973, 1975, 1978

Aloïsi étend la zone d'étude à la plate-forme languedocienne et rhodanienne. Les cartes morpho-sédimentaires des dépôts superficiels sont alors réalisées sur la totalité de la marge (fig. II-45) ainsi que les cartes isopaques des dépôts holocènes.

Les unités stratigraphiques reconnues par Monaco et Got sont identifiées aussi dans cette zone (fig. II-46).

- L'ensemble a4 (Tyrrhénien) est épais de 40 - 50 m, présente des réflexions obliques en alternance avec un faciès transparent. Il comporte deux sous-ensembles séparés par une surface d'érosion

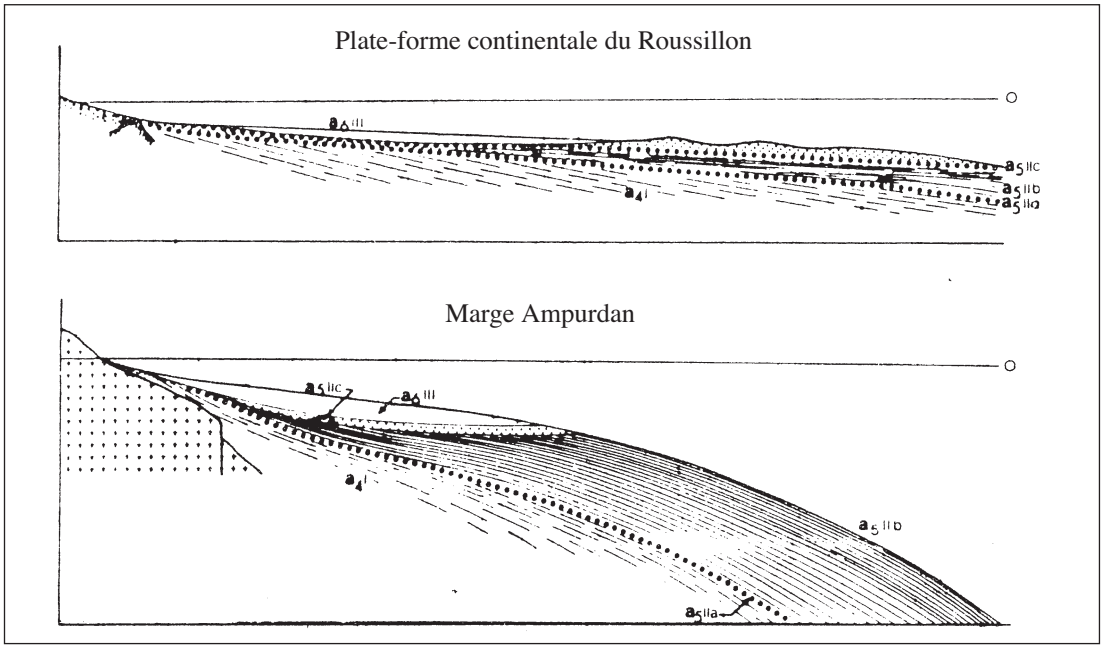


Figure II-44
Profils simplifiés EW à travers la plate-forme du Roussillon et de la marge Ampurdan (Got, 1973, 1985).

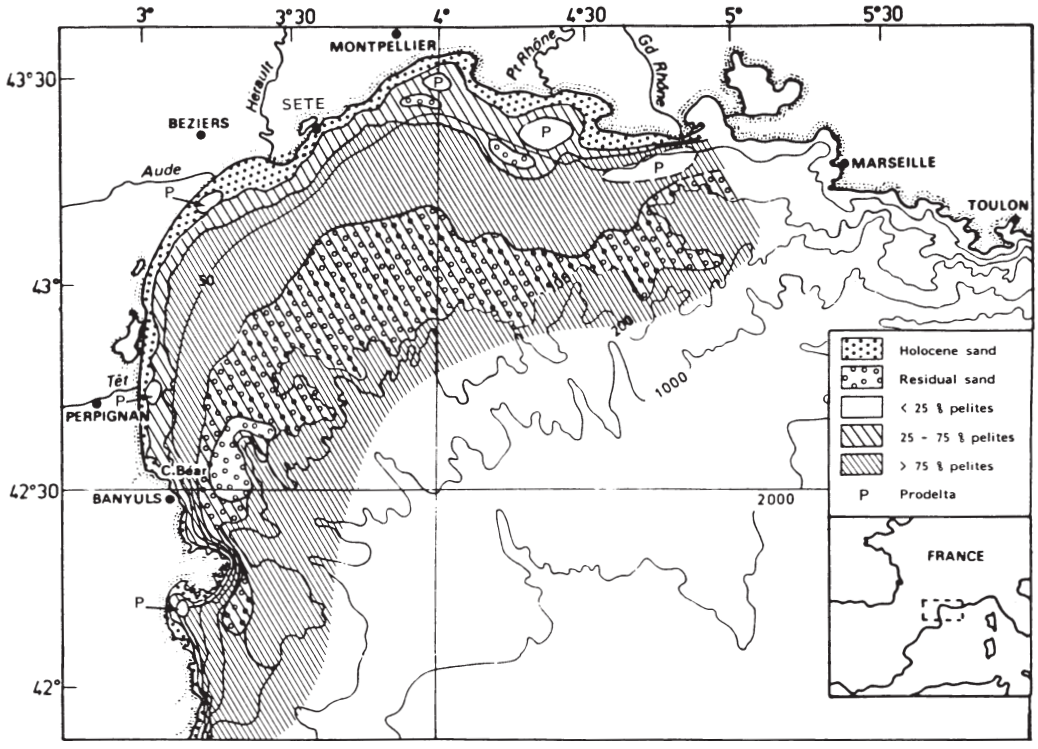


Figure II-45
Carte sédimentologique des sédiments de surface. P, prodelta. (Monaco, 1971 ; Got, 1973 ; Aloïsi, 1986 ; Got et Aloïsi, 1990).

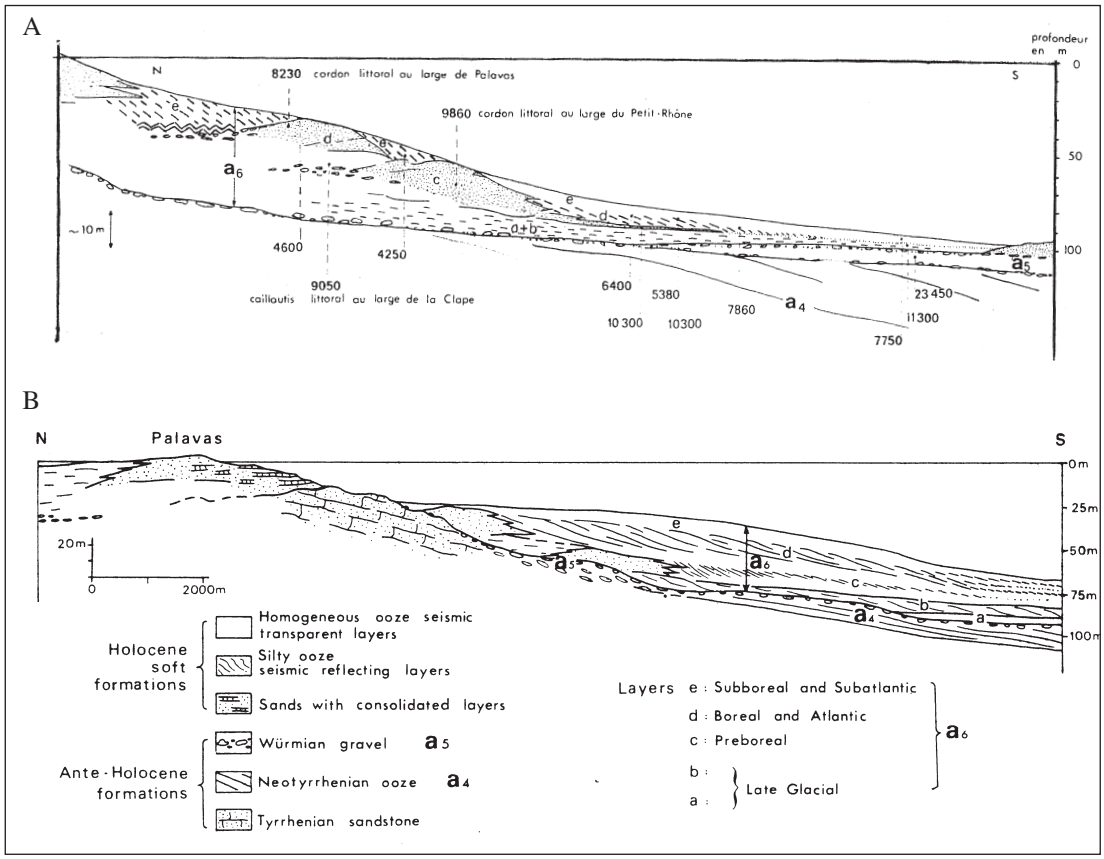


Figure II-46
A. Coupe synthétique montrant la série chrono-stratigraphique Quaternaire. Dans le Flandrien, la succession lithologique complète est représentée ; elle fait apparaître les différentes étapes du remplissage et les variations de faciès liées au secteur bathymétrique ou géographique considéré. (Aloïsi, 1975c).
B. Lithoséquences de l'Holocène. Exemple du plateau continental face à Palavas. (Aloïsi, 1975c).

(a4-I et a4-II[46]) (figure 3 *in* Aloïsi 1975c). Le plus ancien pourrait correspondre au Riss (il serait alors l'équivalent de a3) (Aloïsi, Monaco *et al.*, 1975c).

- Pour la séquence a5, Aloïsi retrouve parfaitement les niveaux graveleux a5IIa et a5IIc encadrant une vase grise silteuse a5IIb qui se biseaute à 60 - 80 m (au large de La Clape et de Palavas (figure 2 et 3 *in* Aloïsi, 1975c)[47]. Une datation à 23 450 +/- 600 ans BP confirme son attribution à un interstade du würm récent.

• La séquence a6-III correspondant à la phase postglaciaire est étudiée en détail. De petites terasses marines sont faconnées vers - 85 m (13 800 ans+/- 300) et - 70 m (12 900 +/- 200 ans BP). Mais l'essentiel des dépôts, qui peuvent atteindre 40 m d'épaisseur, a lieu dans la zone de la plate-forme interne. L'analyse des profils sismiques amène Aloïsi à subdiviser le niveau a6 en 5 sous-niveaux a, b, c, d, e. Le niveau a transparent (11 300 +/- 170 ans BP) est surmonté d'un niveau b à réflecteurs horizontaux. Les niveau c et d correspondent à des associations de sables et de vases silteuses, association de cordon littoraux et de vases deltaïques qui s'empilent verticalement. Le niveau e transparent se biseaute vers le large (1 m à quelques centimètres), il est daté comme étant postérieur à 6 000 ans et considéré comme contemporain du maximum transgressif.

Aloïsi propose en 1978 une courbe de remontée de la mer holocène basée sur la position géomorphologique des échantillons, le faciès sédimentaire, l'environnement paléobotanique et des datations (plus de 120). Cette courbe montre : (1) la rapidité de la transgression depuis 14 000 ans (80 cm/100 ans) ; (2) une période d'accélération (de 8 000 et à 6 000 ans : 140 cm/100 ans) ; (3) des périodes de stabilité à 12 000 et à 8 000 ans et (4) l'existence d'un haut niveau marin à + 2 m vers 4 500 ans (Aloïsi, Monaco *et al.*, 1978) (fig. II-47). Les niveaux d'inflexions de la courbe sont corrélés avec

[46] La Nomenclature : a1, a2, a3, a4, a5, a6 correspond aux unités définies en sismique réflexion ; la nomenclature I, II, III correspond aux séries recoupées par carottage (du plus ancien au plus récent).
[47] Sur les figures présentées par Aloïsi le biseau de a5 est en aval du biseau de a4.

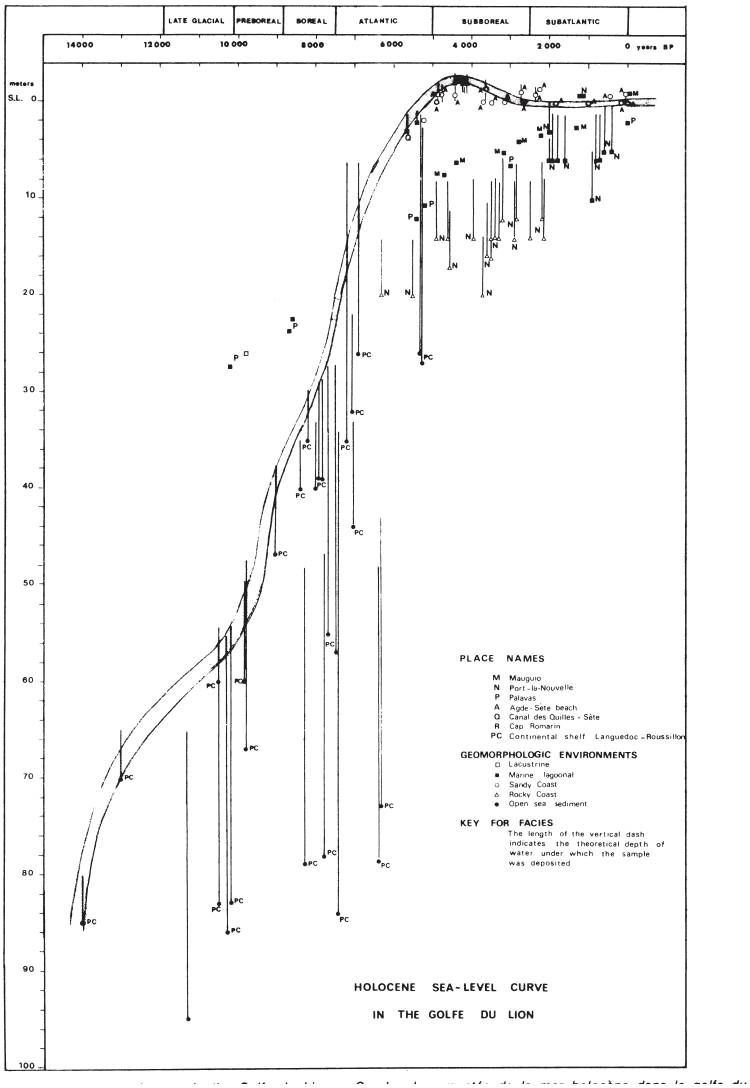


Figure II-47
Courbe de remontée de la mer holocène dans le Golfe du Lion (Aloïsi, 1986).

la formation des barres cotières (*nearshore bars*) submergées du Rhône ancestral (Aloïsi, Monaco *et al.*, 1978).

Ces modèles ancien sont basés, implicitement, sur le fait que les régressions correspondent à des surfaces d'érosion associées à un épendage alluvial de cailloutis et de graviers. Les sables du large (reliques, dunaires, 10 m d'épaisseur) datent du début de la transgression (avant le dépôt de vase jaune). Les argiles correspondent à des dépôts deltaïques plus épais (réflexions obliques) déposées en phase de remontée et de haut niveau marin considérées comme les phases de remblaiement (elles sont grises en climat glaciaire et beige en climat chaud).

b. Le modèle d'Aloïsi, 1986

Aloïsi présente, en 1986, un modèle très cohérent de fonctionnement du système de sédimentation deltaïque sur la plate-forme du Golfe du Lion qui combine une démarche actualiste et stratigraphique basée sur les carottages et la sismique.

L'observation des prismes sédimentaires les plus récents déjà largement étudiés et présentés par l'auteur (Aloïsi, 1973, 1975, 1980…) le conduit au modèle du Prisme Sédimentaire Epicontinental, résultante séculaire des phénomènes d'apport et de dépôt (Aloïsi, 1986) : c'est une couche de quelques dizaines de mètres d'épaisseur disposée en éventail (sur environ 5 km) à l'intérieur de laquelle on observe la transition entre des faciès alluviaux, littoraux (sables), des faciès infralittoraux ou prodeltaïques (silts et argiles) à stratifictions obliques et des faciès circalittoraux (pélites) (*Cf.* paragraphe sédimentation et profil de dépôt actuel). Cette entité prend la forme d'un lobe développé à partir d'un point source selon le sens de dispersion et le courant général. Aloïsi décrit le fonctionnement et l'évolution de ce système en fonction des conditions paléogéographique (variation du niveau marin relatif en particulier).

Le remplissage pléistocène est constitué d'une succession de séquences de dépôts en forme de coin ouvert vers le large, séparées par des surfaces d'érosion majeures, venant buter sur une surface morphostructurale vers - 60 - 80 m. Quatre surfaces majeures sont identifiées SI, SII, SIII, SIV, séparant les séquences SqI, SqII, SqIII, SqIV. Ces séquences dites interstadiaires sont caractérisées par des surfaces très faiblement déclives (0,2 - 0,3 %) à leur base et à leur sommet; leur épaisseur n'excède pas 30 m et elles montrent toujours des stratifications obliques dont les pendages, dirigés vers le large sont inférieurs à 1° et s'atténuent progressivement (fig. II-48).

Dans les parties interne et moyenne de la plateforme, face aux émissaires fluviatiles de l'Aude, de l'Orb, de l'Hérault et du Rhône, des structures à faciès cahotique, se biseautant vers le large (E5, E3, Ex), sont mises en évidence.

Cet ensemble Pleistocène est surmonté en discordance par les formations holocènes (a6) qui reposent soit directement sur la surface morphostructurale (surface polygénique d'érosion ou de non-dépôt) soit plus au large sur le Pléistocène supérieur.

En période de stabilité de la tranche d'eau (haut niveau marin) (système actuel) Aloïsi étend les travaux réalisés à terre (L'Homer, Bazile *et al.*, 1981 ; Lagaaij et Kopstein, 1964 ; Oomkens, 1970 ; *Cf.* partie A) au domaine marin.

Le début de construction de l'appareil deltaïque rhodanien daté à ~ 7,2 ka BP (L'Homer, Bazile *et al.*, 1981) correspondrait à la phase d'inondation maximale de la plate-forme (Maximum Flooding Surface), à la fin de la phase de transgression. D'après Pons, Pons, Toni *et al.*, 1979 et Arnaud-

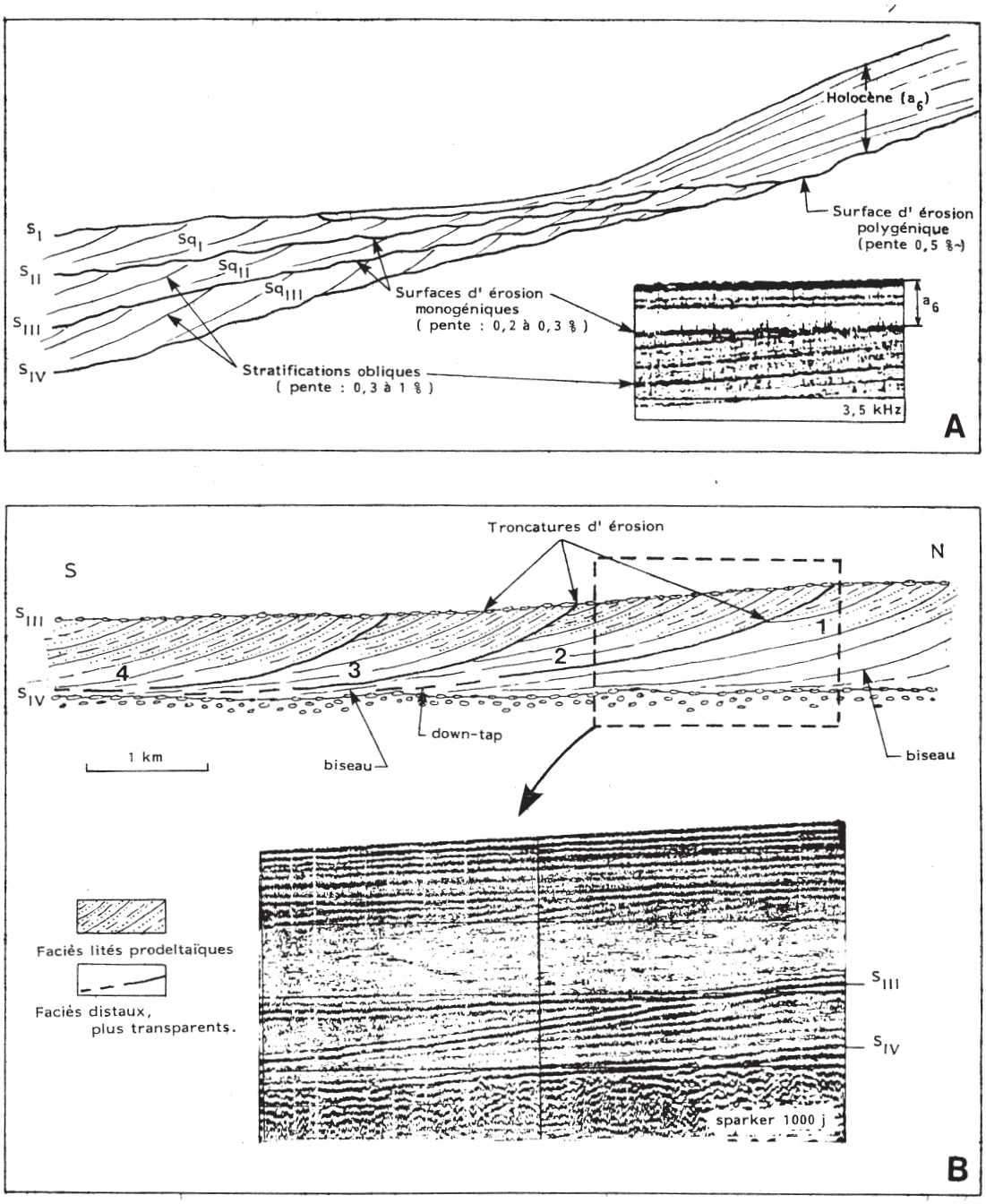


Figure II-48
Structures sédimentaires schématiques du Pléistocène sur la plate-forme continentale rhodanienne. (Aloïsi, 1986).
A. Structure générale montrant le caractère cyclique des effets du glacio-eustatisme sur le remplissage sédimentaire quaternaire.
B. Structures internes d'une séquence de dépôts interstadiaire constituée d'une succession d'unités prismatiques élémentaires (1, 2, 3..) dont les relations géométriques sont schématisées. Chaque unité montre les faciès prodeltaïques lités et les faciès distaux plus transparents du Prisme Sédimentaire Epicontinental.

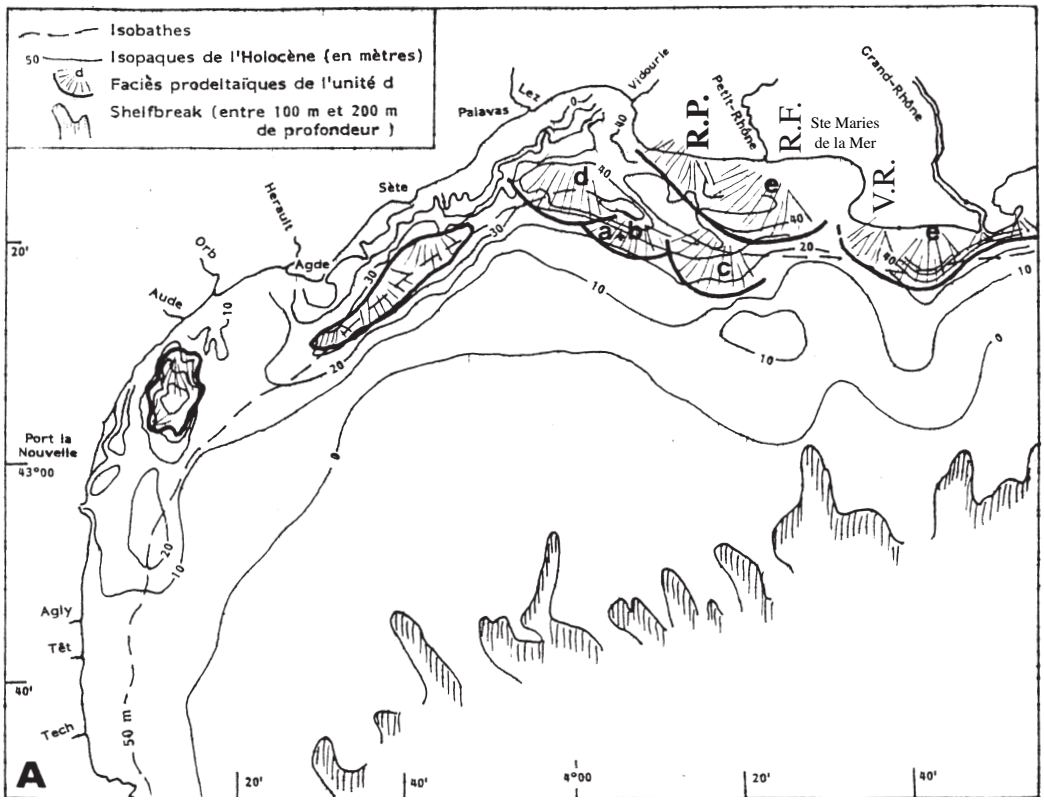


Figure II-49
Isopaques de la couverture meuble holocène (en mètres) et localisation des faciès prodeltaïques des différentes unités reconnues indiquant les sens de transfert des centres de dépôt (ordre chronologique : a, b, c, d, e) (Aloïsi, 1986).
Noter la relation entre l'unitée et les domaines littoraux identifiés par L'Homer (1981). R.P. Rhône Peccais ; R.F. Rhône de St-Ferréol et V.R. Vieux Rhône. On note aussi l'influence des têtes de canyons du Petit-Rhône et Grand-Rhône sur l'épaisseur de la couverture holocène (Aloïsi, 1986).

Fassetta (Arnaud-Fassetta, 1998), l'*onlap* maximal aurait lieu à 6 500 BP. La ligne de côte se situait à 15 km au Nord de l'embouchure actuelle ce qui implique une progradation de 15 km en ~ 7 000 ans. « Pendant cette période de temps, le Delta du Rhône a construit 3 complexes majeurs (L'Homer, Bazile *et al.*, 1981) chaque complexe étant associé à une migration du chenal d'embouchure de l'Ouest vers l'Est avec l'abandon et l'érosion du complexe précédemment construit » (*in* Torres, 1995).

La reconstitution du transfert latéral des centres de dépôts à l'échelle du millénaire a été réalisée à partir de l'analyse des profils sismiques associée à l'étude de plus de cinquante carottes de sondages (fig. II-49) (Aloïsi, 1980 ; Méar, 1984 ; Aloïsi, 1986 (p.66-73)). Aloïsi met ainsi en évidence l'extension en mer des constructions deltaïques du Rhône de St-Ferreol (6 500-6 000 BP), de Peccais (XVI[e]) et du Vieux Rhône (XVIII[e]…).

En période d'épaississement de la tranche d'eau : la séquence transgressive holocène se constitue (échelle de temps 10 000 ans). Cette séquence Holocène[48] est limitée vers le large par l'isobathe 50 m ; l'isopaque atteint ≈ 50 m au niveau du Rhône et ≈ 20 m en Roussillon septentrional, entre les deux, dans la zone occidentale les épaisseurs sédimentaires sont moindres (carte isobathe-isopaque p.76). 5 phases de construction principales des unités prodeltaïques a, b, c, d, e sont décrites (correspondant au niveau a6 de Monaco). Ces lobes deltaïques sont restreints géographiquement à l'extrémité septentrionale du Golfe du Lion. Dans la partie occidentale du Golfe du Lion les unités sont moins bien développées, on reconnait néanmoins certaines étapes avec des épaississements locaux induits par les paléomorphologies fluviatiles (paléo-cours de L'Aude et de l'Orb) (fig. II-49) (Aloïsi, 1986 p.77, 85 et Aloïsi, 1973).

[48] L'Holocène = 12 000 ans pour Aloïsi p.88.

Le mouvement d'ensemble est longitudinal : rétrogradation (translation vers la côte) ; il s'accompagne d'un mouvement vertical (agradation) et transversal des unités (migration des différents lobes) E-W d'abord (avec le développement des cordons de Palavas) puis cette tendance s'inverse dans le sens W-E jusqu'au maximum transgressif (St-Ferréol). La complexité et la variabilité spatiale et temporelle de la sédimentation soumise à la variabilité des points sources expliquent les discontinuités et les lacunes observées dans la couverture sédimentaire récente et l'existence de séries condensées ou au contraire dilatées (*Cit.* Aloïsi, 1975). La courbe de remontée eustatique locale[49] (Aloïsi, Monaco *et al.*, 1978) met en évidence la relation entre période de ralentissement de la remontée et l'extension des structures progradantes des P.S.E. (c, d, e par exemple). L'Holocène repose sur des substrats d'âge Quaternaire, de plus en plus récents vers le large, le plus souvent représentés par un cailloutis de base. La vitesse de la transgression Holocène conduit au report rapide des centres de dépôt dans la partie interne et est responsable du "vide sédimentaire" de la plate-forme externe. A partir du volume d'eau de la plate-forme et du volume holocène sédimentés Aloïsi évalue à 100 000 ans le temps nécessaire pour que le front prodeltaïque des rivières et des fleuves atteigne le rebord de la plate-forme.

En période d'amincissement de la tranche d'eau. Le prisme sédimentaire épicontinental progradant vers le large est à l'origine de l'édification des domaines médian et externe de la plate-forme en période régressive. A partir d'un haut niveau marin (tel que l'actuel) le shelfbreak est mis en situation infralittorale correspondant à une épaisseur de la tranche d'eau de quelques dizaines de mètres (maxima glaciaire exclu). Aloïsi appelle « interstadiaires » les dépôts correspondant à cette période[50].

La partie amont de la séquence SqI est composée de vases silteuses considérées comme caractéristiques d'un milieu pro-deltaïque ; la partie plus en aval de la séquence montre une réponse sismique plus transparente qui est interprétée comme une sédimentation pélitique (< 40 μm) circalittorale. Les parties plus internes et sableuses du P.S.E font totalement défaut. Les corps E5, E3, Ex sont caractérisés par un faciès sismique de forte amplitude au sommet avec des reflexions internes ondulées et discontinues ; quelques prélèvements montrent des cailloutis de galets et graviers. Ces corps sont interprétés comme des terrasses alluviales (fig. II-50).

La séquence SqI (a5 de Monaco) correspondrait à un interstade würmien (corrélations avec les séquences interstadaires reconnues à terre) dont le maximum eustatique est situé vers - 50 m et daté 27 000-C14-BP (Labeyrie, Lalou *et al.*, 1976). Les Séquences SqII (a4II et a5) et SqIII (a4I et a3 (de Monaco et Got) correspondraient au Tyrrhénien (s.l.)[51]. Ces formations développées dans les parties médianes et externes du plateau sont tronquées à leur sommet au fur et à mesure du transfert vers l'aval des centres de dépôt (fig. II-51) et pendant les périodes glaciaires qui suivent leur mise en place.

En période d'exondation de la plate-forme.

La majorité de la plate-forme est soumise à l'érosion ce qui génère les surfaces de discordance SI, SII, SIII, SIV. Ces surfaces sont ondulées et présentent, localement, des formes d'érosion de type paléo-chenaux plus ou moins bien conservées sur la plate-forme interne mais absentes sur la plate-forme moyenne. En parallèle, des formations infralittorales et littorales se déposent sur la bordure externe de la plate-forme et constituent le prolongement des séquences SqI, SqII, SqIII, SqIV. Les unités à pendages élevés obliques tangentiels ou parallèles sont interprétées comme de grands lidos sableux progradants mis en place en période de stabilité eustatique de bas niveau et témoins des rivages rissiens (SqIII) et würmiens (SqII et SqI) (*Cit.* Aloïsi, 1986). Sur la plate-forme externe l'érosion est visible dans les têtes de canyons.

Deux phases de creusement majeur sont identifiées et corrélées aux surfaces d'érosion SIII (Riss) et SII (Würm). La séquence sqII se développe entre ces deux surfaces. Dans le détail elle est constituée de deux sous-unités : une unité sigmoïde de faible extension (déposée au cours de la remontée) et une unité supérieure déposée pendant la phase régressive du cycle suivant. Le colmatage est interprété comme ayant lieu en milieu infralittoral. La phase d'émersion ultime conduirait au nouveau creusement du canyon et au transfert majeur des centres de dépôts vers le bassin profond.

Pour Aloïsi les dépôts transgressifs anciens sont donc très restreints. L'essentiel du remplissage correspond à des sédiments déposés en phase régressive de diminution de la tranche d'eau. La progradation de la plate-forme la plus efficace se réalise

[49] Cette courbe correspond plutôt à une courbe de remontée du niveau marin relatif.
[50] Ce qui correspond à la définition proposée par la Commission of European Stratigraphy (1983) (*Cf.* synthèse nomenclature fig. II-36)
[51] Post 0,26 Ma d'après la charte des temps géologiques de Haq et Van Eysinga (1987, 1998).

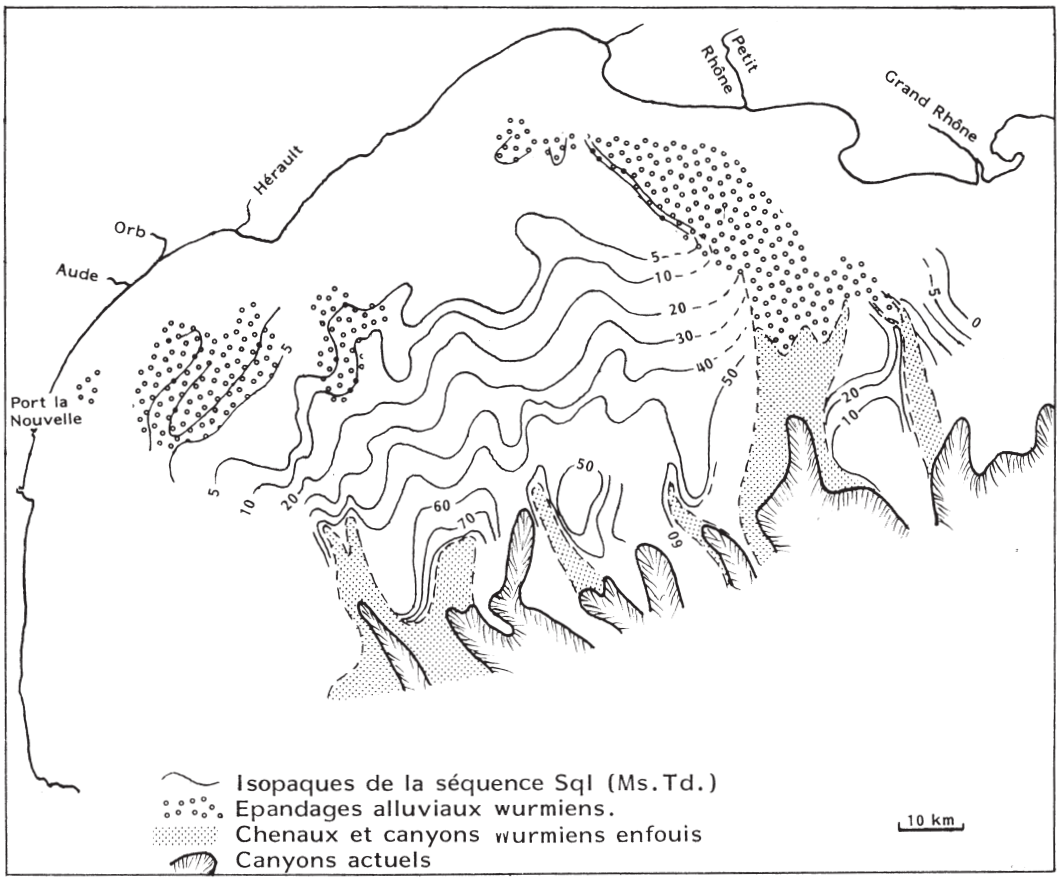


Figure II-50
Localisation des épandages alluviaux Wurmiens au droit des principales sources d'apport. Intégrés à la cartographie en isopaques de la séquence wurmienne Sq. I, ils ne dépassent généralement pas 10 à 15 mètres d'épaisseur, sauf probablement dans l'aire d'influence des apports du Rhône würmien (Aloïsi, 1986).

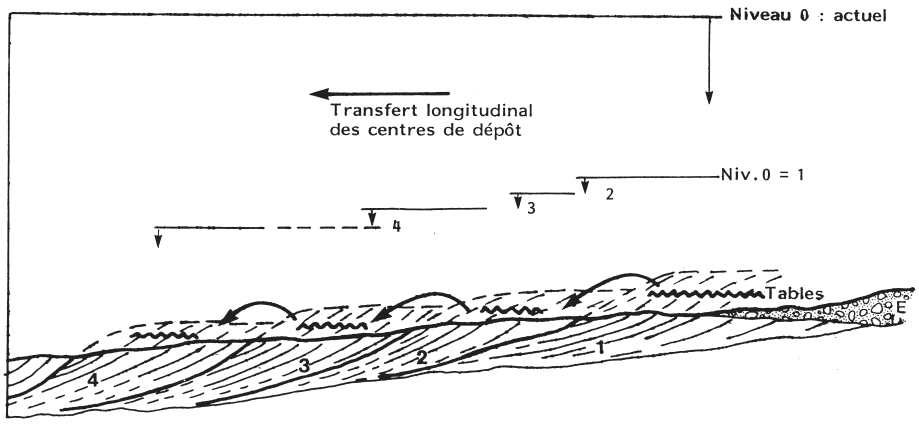
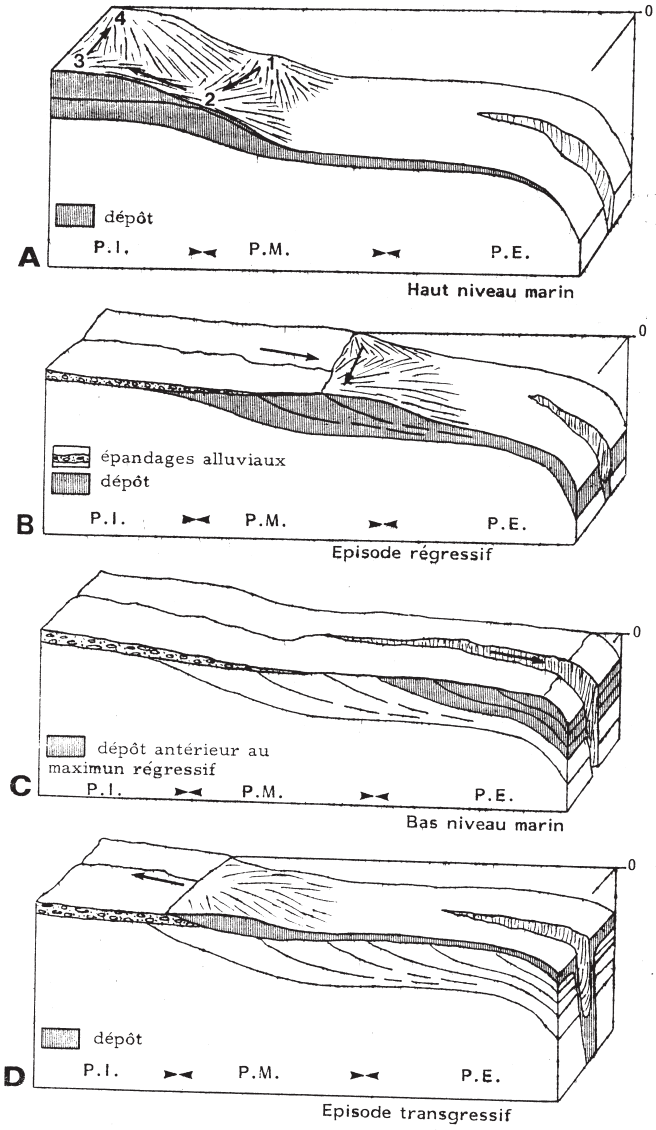


Figure II-51
Schéma d'édification d'une séquence de dépôt en régime régressif. La construction se fait en régime régressif par la mise en place de prismes sédimentaires épicontinentaux successifs (1, 2, 3..) dont les centres de dépôts sont affectés d'un transfert général longitudinal vers le large. Chaque unité est alimentée par les apprts directs d'une part et le matériel terrigène constitutif des parties superficielles érodées du prisme précédent d'autre part. Dans les aires fluviatiles, le mouvement régressif est accompagné du développement des épandages alluviaux (Aloïsi, 1986).



A - Période de haut niveau marin :
Piégeage des apports sur la plate-forme interne (P.I.)
Progradation latérale dominante du complexe deltaïque par migration transversale des centres de dépôt pro-deltaïques des P.S.E. (3 et 4)
Dépôt pelliculaire sur la plate-forme externe (P.E.) et le talus.

B - Période régressive :
Erosion de la plate-forme interne et développement des épandages alluviaux,
Progradation de la plate-forme moyenne et externe et du talus par transfert longitudinal et latéral des centres de dépôt prodeltaïques,
Colmatage des têtes de canyon,
Intensification de la chenalisation vers le deep-sea fan.

C - Période de bas niveau (Shelfbreak atteint) :
Forte progradation de la pate-forme au cours du passage de la situation B à la situation C,
Transfert général de la sédimentation vers le bassin profond (chenalisation des apports terrigènes, surcreusement des canyons) : édification du deep-sea fan

D - Période transgressive :
Transfert des centres de dépôt vers la plate-forme moyenne et interne (aggradation),
Progradation plus faible de la plate-forme externe et du talus,
Colmatage partiel des canyons,
Chenalisation encore intense au début de la remontée ***eustatique.***

Figure II-52 - Schéma d'édification d'une marge progressive en mer sans marée au cours d'un cycle glacio-eustatique (Aloïsi, 1986).

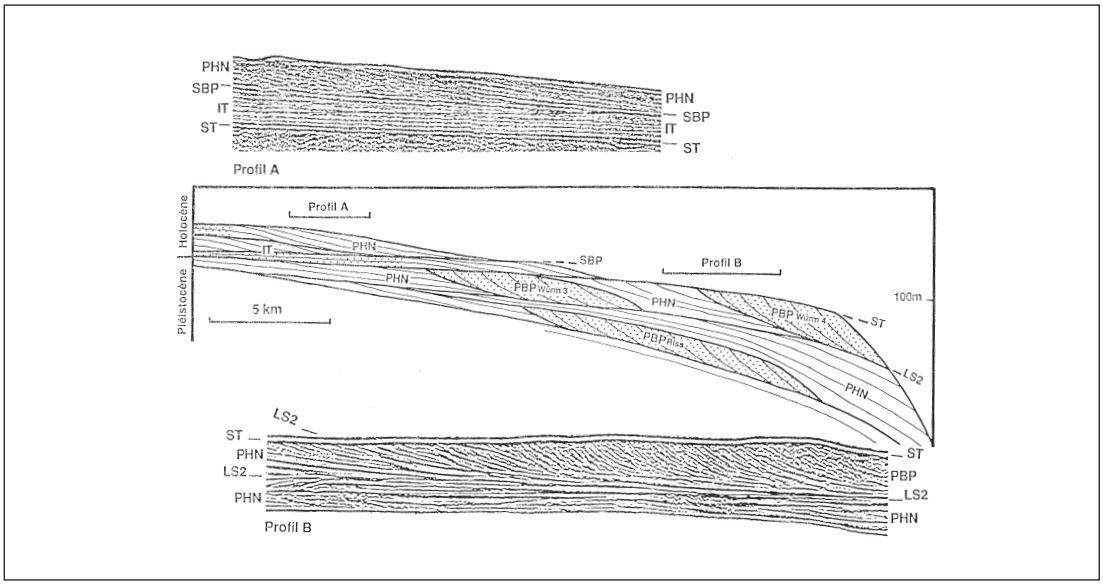


Figure II-53 Organisation séquentielle des dépôts quaternaires du plateau rhodanien (Aloïsi et Mougenot, 1989).

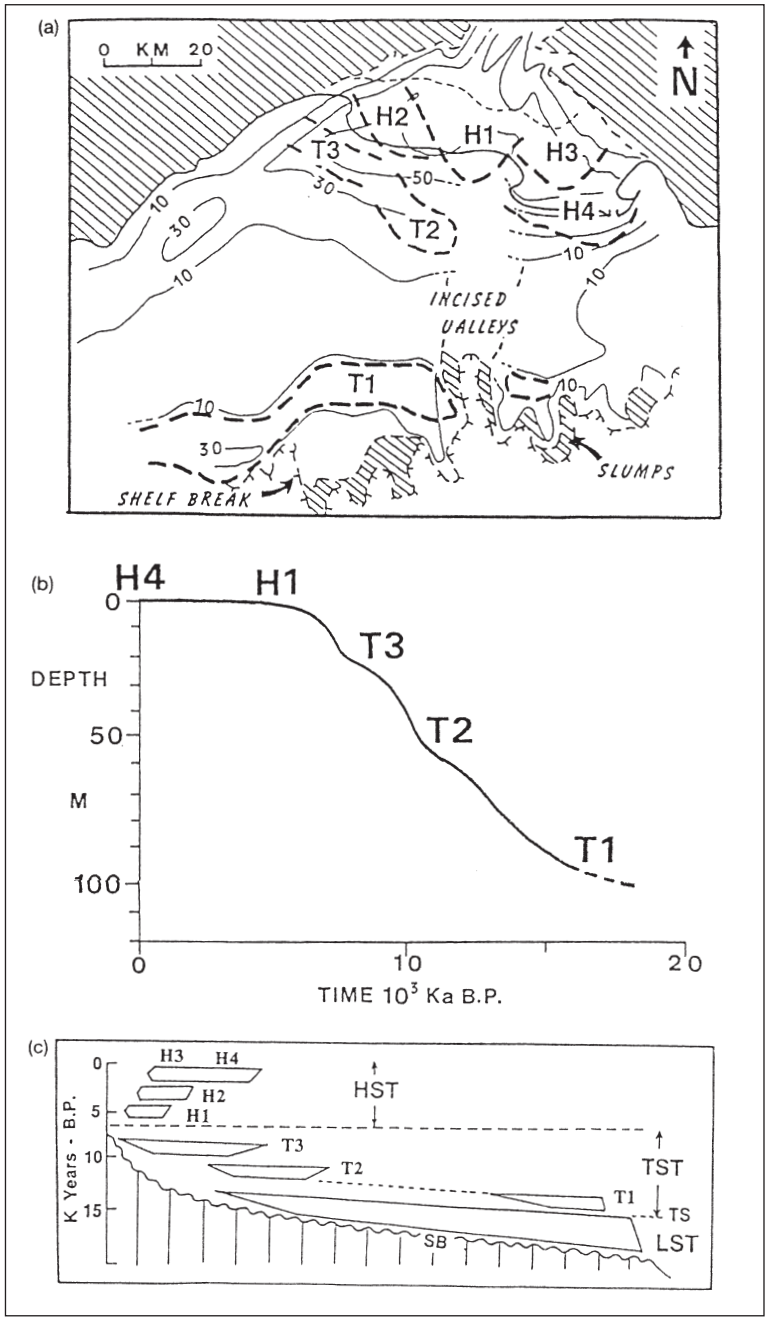


Figure II-54
(a) Paraséquences transgressives majeures et complexes deltaïque de haut niveau sur la plate-forme continentale du Rhône.
(b) Correlation avec la courbe du niveau marin eustatique post-glaciaire établit par Aloïsi *et al.* (1978).
(c) Relation chronostratigraphiques.

lorsque la plate-forme externe et la pente sont en situation infralittorale. Cette différence d'efficacité fondamentale s'explique par une double source d'apports pendant les phases de chute eustatique : l'une fluviatile directe et l'autre, locale, correspondant à la reprise par érosion du matériel meuble fraichement déposé.

Au maximum glaciaire, le shelfbreak est atteint. L'érosion façonne la plate-forme par creusement des chenaux et des têtes de canyons. Les centres de dépôts sont transférés vers le bassin profond. Le *deep-sea fan* rhodanien s'édifie et prograde (Monaco *et al.*, 1982, Méar, 1984). Les périodes immédiatement antérieure et postérieure aux maximas glaciaires placent la plate-forme externe et le talus en situation infralittorale et favoriseraient les phénomènes de colmatage et de progradation du rebord de plate-forme.

Le modèle de dépôt proposé par Aloïsi, 1986 est résumé sur la figure II-52.

En 1989, Aloïsi et Mougenot Aloïsi et Mougenot, 1989 introduisent une nouvelle nomenclature qui utilise les termes de stratigraphie sismique (Vail, Colin *et al.*, 1987) (*Cf.* chapitre I) : Prisme de Haut Niveau et Prisme de Bordure de plate-forme et les surfaces correspondantes (fig. II-53).

c. Le modèle de Tesson, Gensous *et al.* 1989-2000

A partir de 1989, Tesson et Gensous ont étudié la partie orientale du Golfe du Lion (Tesson, Allen *et al.*, 1993 ; Tesson, Gensous *et al.*, 1990b ; Tesson, Ravenne *et al.*, 1989, 1990a ; Gensous, Tesson *et al.*, 1993a ; Gensous, Williamson *et al.*, 1993b). Ils reconnaissent, à leur tour, deux ensembles principaux : un ensemble supérieur étudié plus particulièrement par Gensous et un ensemble inférieur étudié par Tesson. Leur modèle est basé sur les concepts de la stratigraphie séquentielle (s.l.).

• **L'ensemble supérieur** comporte un complexe transgressif formé de trois unités transgressives : T1, T2, T3 et un complexe de haut niveau formé de quatre unités H1, H2, H3, H4 (fig. II-54)

L'unité T1 est située sur la plate-forme externe de la zone orientale (à ~ 100 m de profondeur). Gensous *et al.* (1993b) observent plusieurs prismes superposés formant des structures en terrasse (fig. 13A). Leur contact basal est franc et leur configuration interne est caractérisée par des clinoformes progradantes à fort pendage (jusqu'à 15°). L'épaisseur maximale des prismes est de 15 m (dans la zone orientale) (Gensous, Tesson *et al.*, 1993a) ; ils sont distribués parallèlement aux isobathes, se biseautent en direction du continent et sont déplacés progressivement vers le continent (*backstepping*). Leur lithologie est décrite comme sable moyen à grossier[52] (El Hmaidi, 1993 ; Gensous, Williamson *et al.*, 1993b) ou sable gris massif fin à moyen (160 - 250 μm) (Gensous et Tesson, 1997).

[52] « *medium to coarse shelly sands* » (*Cit.* Gensous *et al.*, 1993b).
[53] La courbe d'Aloïsi (1978) sur laquelle s'appuie cette interprétation s'arrête pourtant à 14 ka. Gensous *et al.* (1997), se basent ensuite sur la courbe établie par Bard (1990).

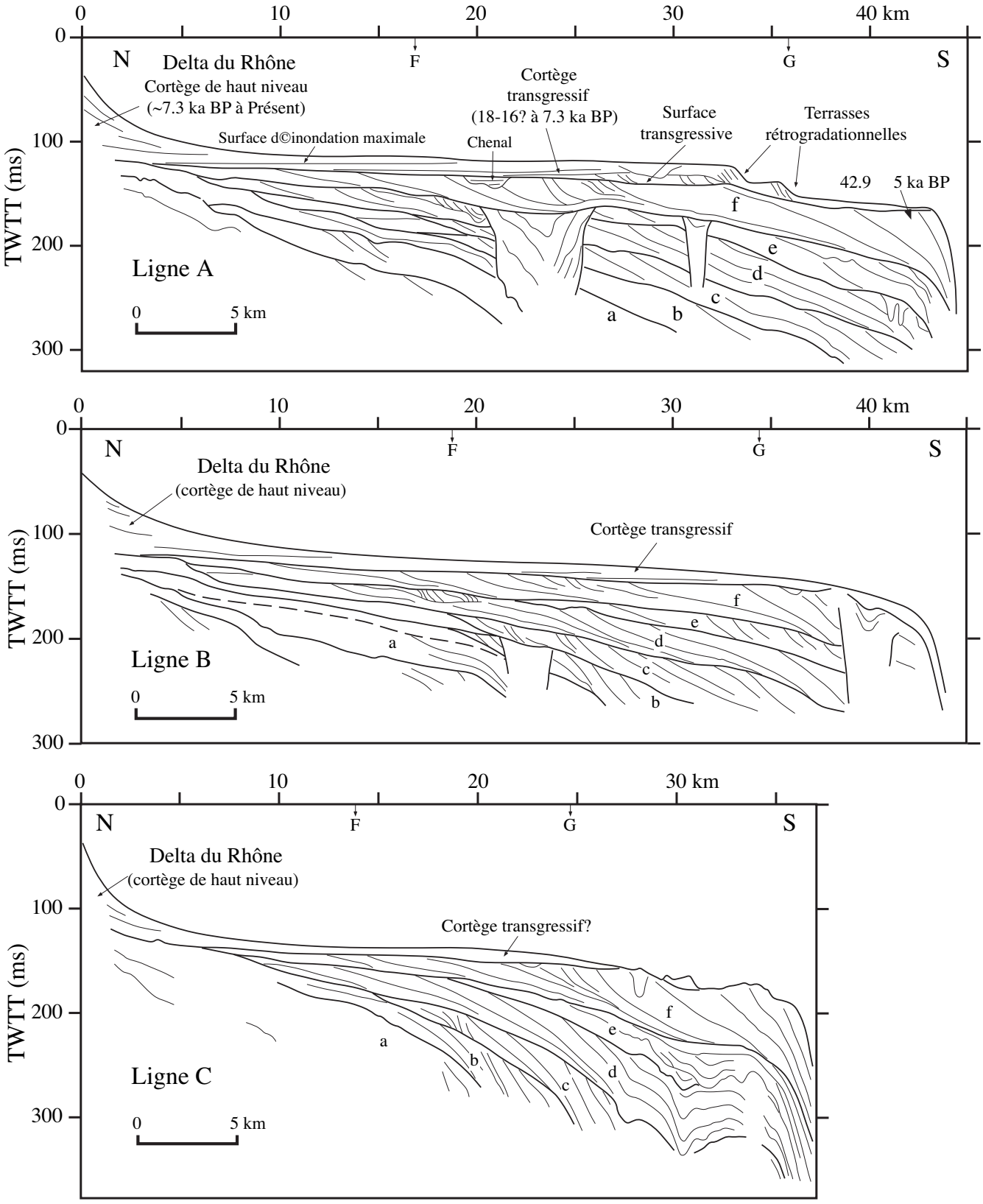


Figure II-55
Coupes temps interprétées sur la plate-forme continentale du Golfe du Lion (Tesson *et al.*, 1993). a-f : Prismes de bas niveau-perché. La localisation des profils est indiquée sur la figure II-8. Datations publiées par L'Homer *et al.* (1981), El Hmaidi (1993) et Gensous *et al.* (1993a, 1993b). (Redessiné par Torres, 1995).

Les unités superposées T2 et T3 identifiées sur la plate-forme moyenne et interne, par des profondeurs d'eau actuelle de 30 - 60 m, correspondent aux unités c, a+b et d déjà identifiées et cartographiées (avec plus de précision) par Aloïsi, 1986. Gensous *et al.* (1993b) reprennent aussi l'interprétation d'Aloïsi (Aloïsi, 1986 ; Aloïsi, Monaco *et al.*, 1978) qui consiste à associer les paraséquences transgressives aux périodes de ralentissement de la remontée du niveau marin entre ~ 12 à 8 ka BP. L'unité T1, quant à elle, serait associée à un faible taux de remontée antérieur à 14 ka BP[53].

Les dépôts transgressifs sont recouverts par les sédiments du complexe de haut niveau H1, H2, H3, H4 qui montrent toujours une configuration à réflexions obliques progradantes et correspondent aux Rhône de St-Ferréol, Rhône de Péccais, Vieux Rhône et Rhône subactuel déjà identifiés et cartographiés (avec plus de précision) par L'Homer (1981) et Aloïsi (1986).

La particularité du modèle de Gensous est d'associer le corps sableux de bordure de plate-forme au cortège transgressif (T1) ; nous reviendrons et discuterons cette attribution ultérieurement (aux chapitres V et VI).

• L'ensemble inférieur pléistocène

L'organisation générale des dépôts rejoint celle décrite par Aloïsi : les unités en forme de prismes sont superposées sur la plate-forme moyenne et externe. Les prismes sont limités à la base par une surface de *downlap* ou surface basale de progradation et au sommet par une surface de *toplap* ou de troncature érosive. Les prismes (a-à-f sur la figure II-55) (Unités Progradantes Régionales : UPR (*in* Tesson et Gensous, 1998a) correspondent aux séquences Sq décrites par Aloïsi (1986). Dans la zone orientale les UPR atteignent leur épaisseur maximale de 50 m sur le rebord de la plate-forme et se biseautent en direction du continent vers 80 - 90 m de profondeur sous le niveau marin actuel. L'angle des réflexions obliques progradantes est inférieur à 1,5 - 2° au sommet[54] (Tesson, Allen *et al.*, 1993 ; Tesson, Ravenne *et al.*, 1990a). Les discontinuités internes qui tronquent les réflexions obliques sont interprétées comme des surfaces de déplacement vers le bassin (*downward shift surfaces*) comme Aloïsi l'avait déjà proposé en 1986 (fig. II-51). Le sommet de certains des prismes est entaillé par des structures érosives interprétées comme étant des chenaux de 10 - 15 m de profondeur et jusqu'à 500 mètres de largeur (Tesson, Gensous *et al.*, 1990b ; Tesson, Ravenne *et al.*, 1990a).

La continuité latérale des prismes est interrompue à l'Ouest de l'embouchure actuelle du Rhône par une large et profonde vallée incisée (actuellement remplie) orientée Nord-Sud, connectée avec la tête du Canyon du Petit-Rhône.

Le sommet du dernier prisme f, sub-affleurant sur la plate-forme externe, a été échantillonné sur quelques mètres d'épaisseur (El Hmaidi, 1993 ; Gensous, Tesson *et al.*, 1993a). Gensous interprète le milieu de dépôt comme peu profond correspondant à une plage sous-marine ou une plate-forme interne. Il considère que la partie érodée au toit du prisme ne dépasse pas 7 à 10 m (Gensous, Tesson *et al.*, 1993a). Deux datations réalisées à l'Ouest et à l'Est donnent respectivement un âge de ~ 42,9 ± 5 ka BP et 38,900 ka ; les dépôts correspondant au maximum de bas niveau (stade 2) seraient donc absents de la plate-forme (Gensous et Tesson, 1996).

Chacun des prismes est interprété comme un prisme perché de bas niveau dans le sens de Posamentier et Vail (Posamentier et Vail, 1988b). Chaque prisme individuel représenterait un épisode de progradation de dépôts côtiers deltaïques correspondant aux phases terminales de baisse du niveau marin relatif. L'ampleur des épisodes de baisse du niveau marin induisant les surfaces de discontinuités à l'intérieur des prismes serait de courte durée et de faible amplitude (< 5 m) (Tesson, Allen *et al.*, 1993). Ce type de mise en place est considéré comme représentatif d'une régression forcée (Posamentier, Allen *et al.*, 1992). Les dépôts transgressifs sont fins dans la partie orientale (petites unités à réflexions parallèles ou chaotiques de moins de 3 m d'épaisseur sur la plate-forme moyenne voire absents entre deux prismes successifs (Tesson, Allen *et al.*, 1993 ; Tesson, Gensous *et al.*, 1990b ; Tesson, Ravenne *et al.*, 1990a).

Tesson *et al.* (1993) ont associé le dépôt des prismes identifiés dans leur étude (a à f) aux fluctuations glacio-eustatiques. L'ensemble des prismes représenterait selon ces auteurs le Würm (cycle de 4e ordre[55] - 100 ka-) et chaque prisme individuel, une fluctuation de très haute fréquence (cycle de 5e ordre - 20 ka) (Tesson, Allen *et al.*, 1993 ; Gensous, Williamson *et al.*, 1993b ; Tesson, Gensous *et al.*, 1994 ; Tesson et Allen, 1995 ; Gensous et Tesson, 1996). Nous discuterons de cette attribution aux chapitres V et VI.

A partir de 1995, l'étude de la zone occidentale (Languedoc-Roussillon) conduit Tesson et Gensous

[54] Cette mesure est légèrement supérieure aux pendages mesurés par Aloïsi (1986) qui mesurait des angles inférieurs à 1°.
[55] Dans le sens de Mitchum et Van Wagoner (Mitchum et Van Wagoner, 1991).

à reconnaître un motif plus compliqué où les prismes progradants préalablement identifiés (Unité Progradante Régionale UPR ou *Regional Prograding Unit RPU*) sont séparés par des Unités Intercalées (UI). Ces Unités Intercalées sont de deux types [1] UId (unité intercalé distale) : unités lenticulaires positionnées sur la plate-forme externe, formant des corps allongés atteignant 35 m d'épaisseur et interprétés comme des dépôts sableux littoraux (*nearshore*) résultant de l'érosion et du transport littoral (*longshore current*) du matériel des prismes de bas niveau pendant les périodes de remontée du niveau marin (Tesson et Allen, 1995 ; Gensous, 1996) ; [2] UIp (unité intercalé proximale) : corps prismatiques rétrogradants, s'épaississant vers l'amont et localisés au niveau du plateau interne (Tesson et Allen, 1995 ; Gensous et Tesson, 1996). Ces deux types d'unités avaient été reconnus par Aloïsi (1986) sous les termes respectifs de lidos sableux et terrasses alluviales E5, E3, Ex.

Aux 6 Unités Progradantes Régionales (a, b, c, d, e, f), identifiées préalablement s'ajoutent donc progressivement 6 Unités Intercalées distales (a', b', c', d', e', f') et 3 Unités Intercalées proximales (a", b", c") (Tesson et Gensous, 1998a) ; Tesson, Posamentier *et al.*, 2000) (fig. II-56).

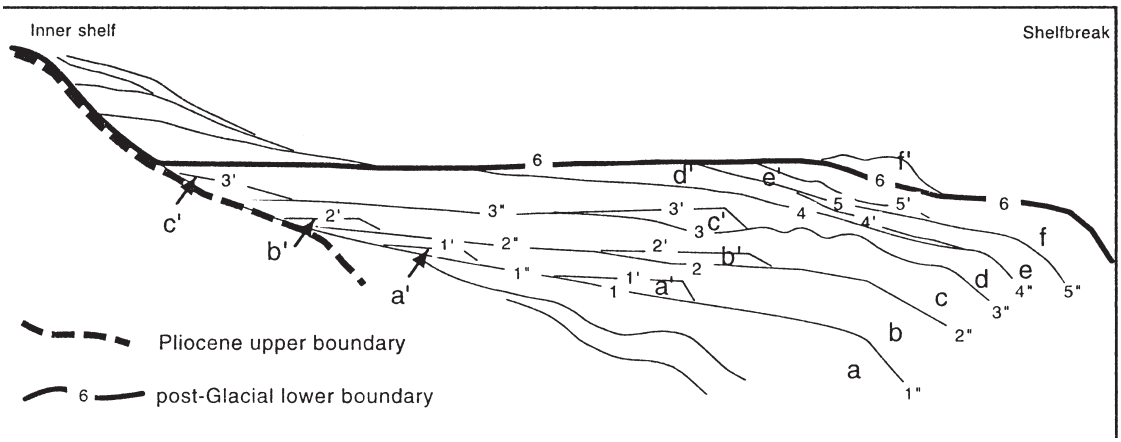
Parmi les Unités Intercalées distales, trois types sont distingués :

Le type 1, situé plusieurs kilomètres en retrait du rebord de plate-forme, sa surface basale est une surface sub-rectiligne faiblement inclinée vers le large. Le faciès sismique présente une alternance de réflecteurs progradants à fort pendages et de grands réflecteurs en biseau d'agradation et à contre-pendage (*Cit.* Tesson et Gensous, 1998a). Le toit de l'UI est affecté d'ondulations. Les dépôts représenteraient des dépôts littoraux et deltaïques organisés en paraséquences rétrogradantes mises en place en début de la remontée du niveau marin qui a suivi la période de baisse ayant permis la progration d'une UPR (*Cit.* Tesson et Gensous, 1998a). Elle représente le cortège transgressif précoce surmontant une surface de ravinement remaniant les dépôts antérieurs (Tesson et Gensous, 1998a). L'unité g = f' est interprétée de la sorte (figure 3 et 5 *in* Tesson, Posamentier *et al.*, 2000)[56].

Le type 2 est caractérisé par une surface basale fortement inclinée vers le large tronquant l'Unité Progradante Régionale sous-jacente. Le faciès sismique de l'Unité Intercalée présente des réflecteurs progradants obliques tangentiels à fort pendages. Le toit de l'Unité Intercalée est très ondulé au dessus d'un réflecteur interne irrégulier. L'Unité Intercalée correspondrait aussi à des dépôts littoraux ou deltaïques mis en place, en début de remontée après une ultime chute ayant creusé l'Unité Progradante Régionale, ou éventuellement en fin de régression forcée (Tesson et Gensous, 1998a).

Le type 3 est peu fréquent, caractérisé par une base érosionnelle ; le remplissage se réaliserait en milieu peu profond par l'intermédiaire de deux membres mis en place entre la fin de baisse (membre inférieur) et le début de remontée (membre supérieur) (Tesson et Gensous, 1998a).

Les Unités Intercalées proximales sont assez peu décrites elles sont interprétées par Tesson *et al.* (Tesson, Posamentier *et al.*, 2000) de la même manière que les Unités Intercalées distales : dépôts de niveau marin stable pendant une transgression générale, mais seraient associées à un stade plus tardif.



a, b, c, d, e, f = RPU's
a', b', c', d', e', f' = pIU's et dIU's

Figure II-56
Section schématique des dépôts fini-pléistocène sur la plate-forme languedocienne montrant les principales discontinuités (1-6) et les unitéd sismiques identifiées par Tesson (2000). RPU : Unité progradante (a-f) ; pIU : Unité intercalée proximale ; dUI : Unité intercalée distale (a', b', c', d', e', f') (Tesson *et al.*, 2000).

[56] L'interprétation est donc similaire à celle proposée au préalable par les auteurs.

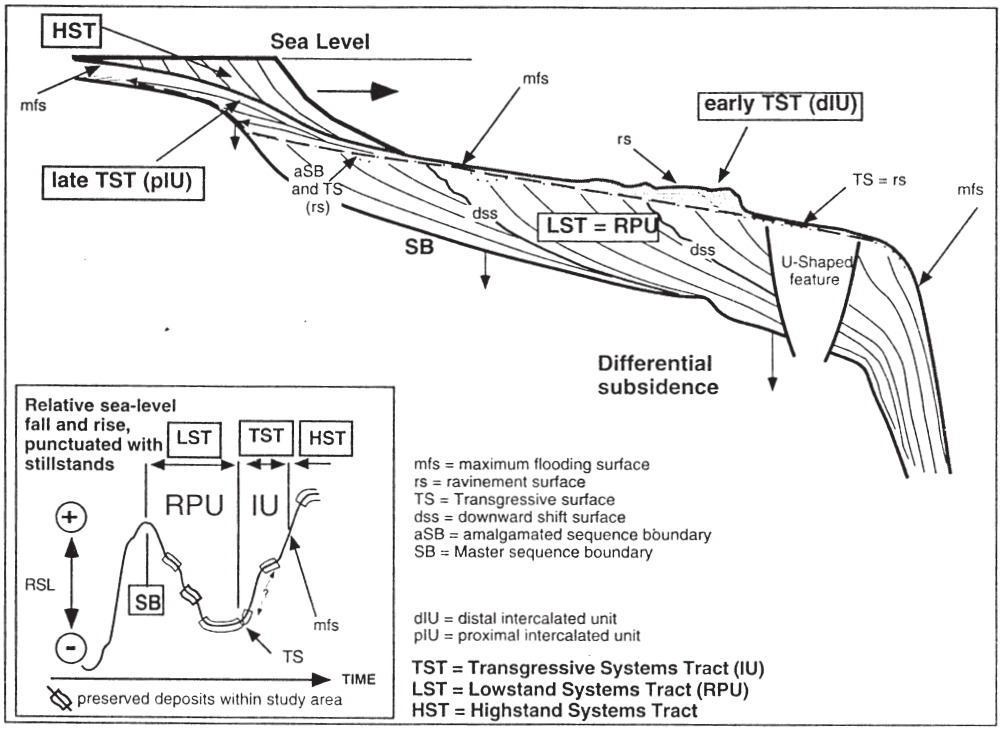


Figure II-57
Schéma interprétatif montrant les relations spatiales et temporelles au sein d'une séquence sur la plate-forme languedocienne d'après Tesson *et al.*, 2000. La séquence est limitée à la base par une limite de séquence d'ordre N. L'UPR est interprétée comme un dépôt de régression forcée surmontée par des limites amalgamées d'ordre N+1. L'UI est interprétée comme un dépôt transgressif. (Tesson *et al.*, 2000).

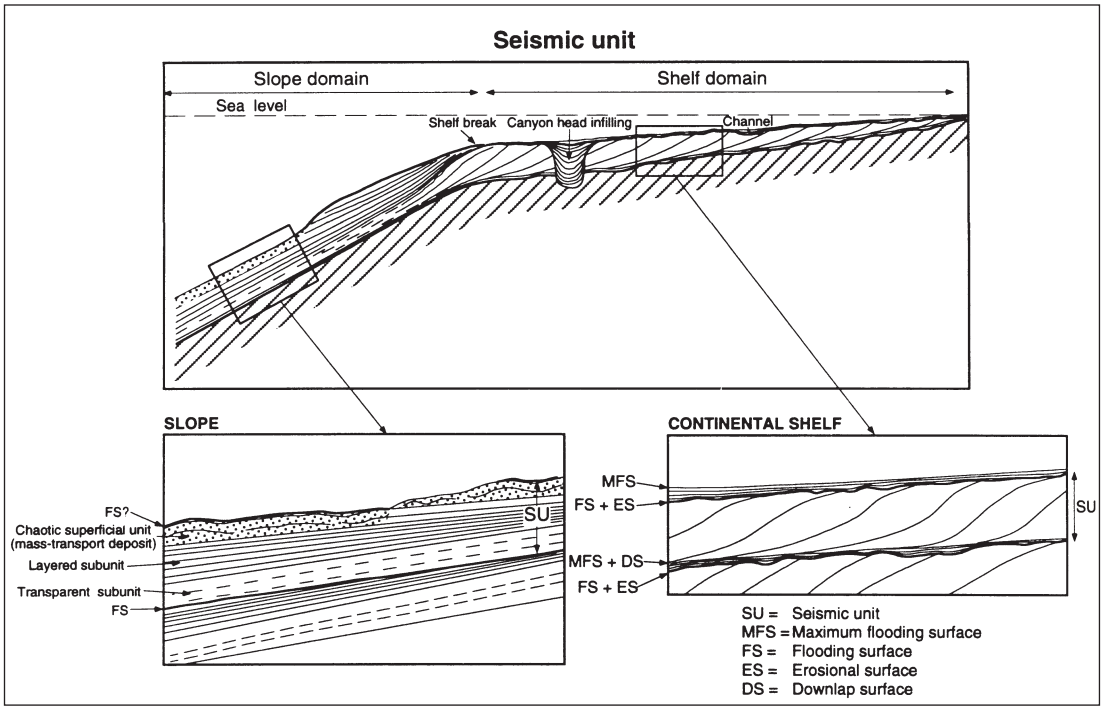


Figure II-58
Organisation d'une unité sismique complète plate-forme—pente ouverte de la marge rhodanienne d'après Torres, 1995. Basé sur l'unité sismique B reconnue par l'auteur.

Plusieurs types et plusieurs mécanismes de dépôt sont envisagés pour les UId ; Tesson *et al.* (Tesson, Posamentier *et al.*, 2000) concluent néanmoins que **les Unités Intercalées sont globalement transgressives** : elles seraient déposées pendant un niveau stable de courte durée au cours d'une phase globalement transgressive « we conclude that these deposits constitute deposition of a short-lived stillstand deposit during an overall transgression » (*Cit.* Tesson, Posamentier *et al.*, 2000) (fig. II-57).

Cette interprétation va dans le même sens que le modèle de Gensous qui interprète l'unité g (f') comme transgressive. Nous discuterons de cette attribution au chapitre V et VI.

3. Modèles stratigraphiques Quaternaire sur la pente et dans le bassin

a. Sédimentation sur la pente

La partie occidentale de la pente à l'Ouest du Canyon du Petit-Rhône a fait l'objet d'études de stratigraphie sismique basées sur l'interprétation de données sismiques haute résolution monotrace (Got, 1973 ; Got, Aloïsi *et al.*, 1979). Les périodes de creusement et de remblaiement alternatifs sont en particulier décrits.

Torres (1995) s'est interessé plus particulièrement au système de transfert plate-forme-pente ouverte d'une part et au sysème adjacent canyon-éventail sous-marin profond d'autre part dans la zone du petit et du grand Rhône à partir essentiellement de données de sismique très haute résolution (3,5 kHz et sparker). Il a distingué six unités sismiques majeures (A-F) qu'il a corrélées au découpage proposé par Tesson et Gensous (voir tableau synthétique des nomenclatures en Annexe-A). L'unité A comprend une grande partie du remplissage de la vallée incisée du Rhône, des unités lenticulaires éparpillées sur la plate-forme et le prisme sédimentaire actuel du Rhône. Sur la pente, les unités s'organisent selon un cycle composé de deux sous-unités (fig. II-58) :

[1] une sous-unité inférieure au faciès transparent et une configuration convergente vers le bassin ; elle serait corrélée avec un prisme de bas niveau sur la plate-forme (tel que décrit par Tesson)

[2] une sous-unité supérieure caractérisée par un faciès lité, une configuration divergente en direction du bassin. Cette sous-unité litée serait corrélée sur la plate-forme avec une surface d'érosion et/ou de bypass, son développement est très inégal selon les cycles. Très épaisse pour l'unité B (110 m) elle est parfois absente (unité F, E, C1 et C2). L'existence de la sous-unité litée est interprétée comme l'enregistrement de chutes de niveau marin relatif ayant dépassé un certain seuil critique (estimé à 80 m) permettant le déplacement du centre de dépôt sur la pente. La sous-unité litée de B est ainsi associée à la chute eustatique du stade isotopique 2.

Torres interprète chaque unité comme l'enregistrement d'un cycle glaciaire majeur de 100 000 ans. En se basant sur la courbe Specmap, il définit les périodes les plus favorables au dépôt d'une sous-unité litée (stades isotopiques 6, 12, 16). L'absence d'unité litée est associée à des cycles de moindre ampleur (stade 8 et 14 par exemple). Au total l'ensemble de la série A-F (g à b ou U150 à D30) aurait été déposé en ≈ 620 000 ans (entre les stades isotopiques 16 et l'actuel) (fig. II-59).

Torres évoque la subsidence faible pour expliquer que les séquences de plus grands ordres ne sont pas enregistrées (contrairement à ce qui semble être le cas dans le Golfe du Mexique). Les unités B-F sont corrélées au Complexe supérieur défini par Droz (1983). La sédimentation sur la pente à partir d'une source linéaire et celle sur l'éventail à partir d'une source ponctuelle (canyon du Petit-Rhône) sont en phase pendant la période de chute. A proximité du minimum eustatique le fonctionnement des deux systèmes diverge sans doute par suite de la connexion effective entre la vallée incisée et le canyon du Petit-Rhône : le dépôt sur les levées semble avoir cessé à 21 ka alors que le dépôt sur la pente se poursuit jusqu'à 16 - 18 ka. En parallèle, Torres a proposé un historique des phases d'incisions et de remplissages des canyons et des instabilités gravitaires.

b. L'éventail sous-marin du Rhône

Depuis Menard *et al.* (Menard, Smith *et al.*, 1965) l'éventail sous-marin profond du Rhône est reconnu. Il constitue le plus large système turbiditique de Méditerranée Occidentale et se rattache au Canyon du Petit-Rhône qui a été, au moins durant l'histoire récente de l'éventail, la voie principale d'apport de sédiments (Bellaiche, Aloïsi *et al.*, 1983 ; Droz, 1983). L'étude systématique de l'éventail du Rhône a réellement débuté en 1979 dans le cadre du programme PROFANS. Aloïsi *et al.* (Aloïsi, Bellaiche *et al.*, 1981), Droz (1983), Bellaiche *et al.* (1983) proposent les premières interprétations. Par la suite, plusieurs campagnes océanographiques ont permis d'obtenir une couverture bathymétrique complète Sea-Beam (Bellaiche, Aloïsi *et al.*, 1983) des données sismiques haute et très haute Coutellier, 1985 ; Droz et Bellaiche, 1985) ainsi qu'un grand nombre de prélèvements superficiels (Méar, 1984).

A l'échelle du Quaternaire, on rappelle que Droz

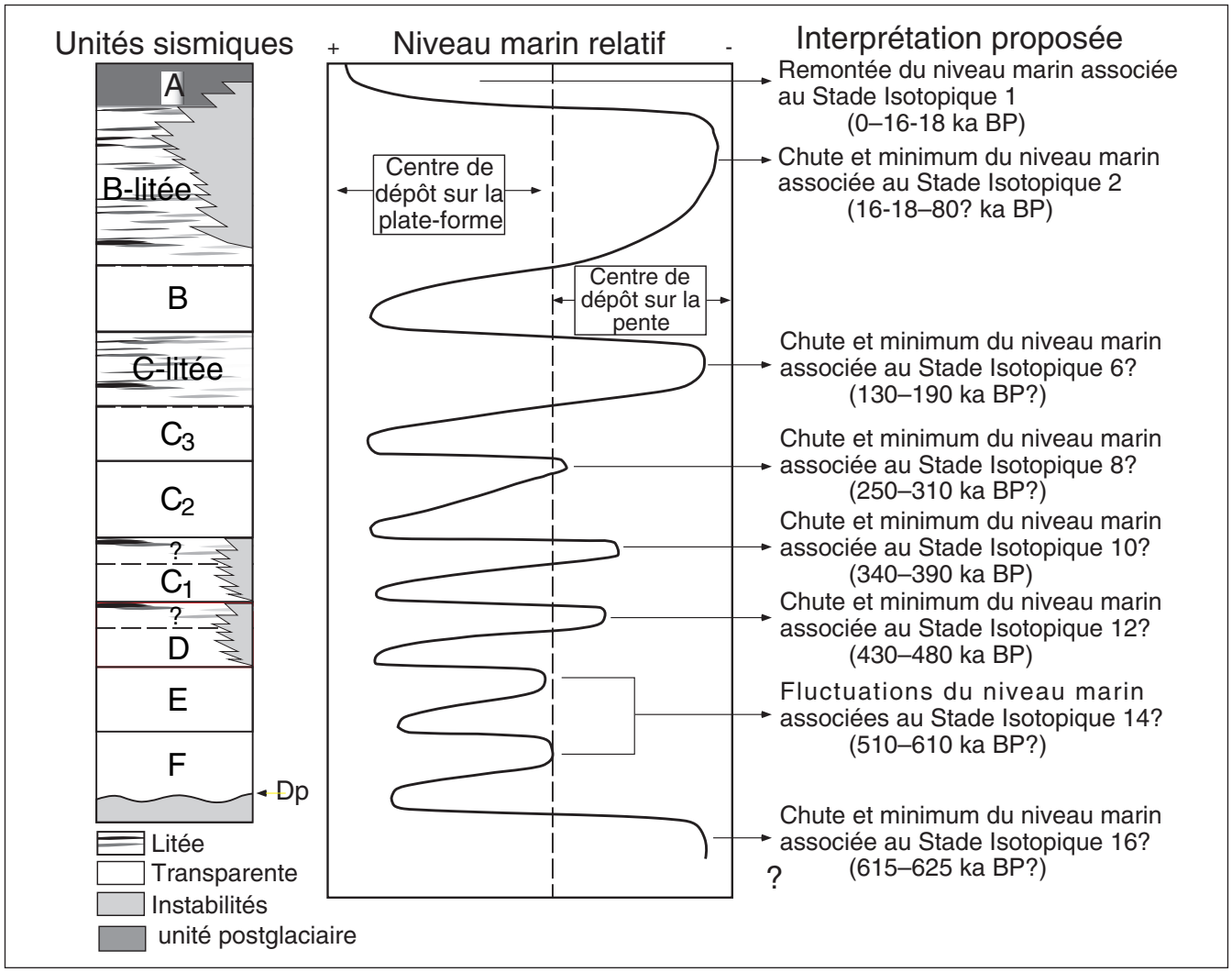


Figure II-59 Interprétration proposée par J. Torres relation entre les unités observées sur la pente et les variations du niveau marin relatif. Corrélation avec les stades isotopiques (Torres, 1995).

(1983, 1991) différencie trois complexes chenal/levée majeurs regroupés (mésoséquence supérieure) qui présentent les caractéristiques suivantes, résumées par Torres (1995) :

• Le Complexe Inférieur, construit très à l'Est de l'édifice actuel, est lié au premier chenal principal fossile du Petit-Rhône qui se dirigeait vers l'Est parallèlement à la marge provençale ;

• Le Complexe Intermédiaire (définit comme Série Inférieure par Droz (1983)) est construit à l'Ouest du complexe précédent qu'il recouvre partiellement. Ce complexe est lié au deuxième chenal principal fossile ;

• Le Complexe Supérieur, qui recouvre en grande partie le complexe précèdent, est lié à l'actuel chenal principal et est responsable de la morphologie actuelle de l'éventail.

La vallée du Petit-Rhône associée aux complexes a donc migré trois fois de l'est vers l'Ouest au cours du Quaternaire (Droz, 1983). Droz et Bellaiche (1985) ont suggéré que des écoulements en masse provenant de la pente continentale ou de l'éventail, pourraient être les responsables du blocage et de la migration (avulsion) du chenal (Coutellier, 1985 ; O'Connell, Normark *et al.*, 1991). Un dernier épisode très récent de migration de la vallée du Petit-Rhône vers l'Ouest est à l'origine d'un corps sédimentaire géographiquement très restreint d'un type assez particulier aussi bien dans sa morphologie que dans ses caractéristiques sismiques appelé le « néofan »[57] (Droz, 1983 ; Méar, 1984). Le complexe supérieur a été divisé par Droz (1983) en 8 unités acoustiques lenticulaires, chacune correspondant à une migration du chenal dans le

[57] La période de mise en place du néofan est encore sujet à discussion : Méar (1984) suggère un âge récent (5,3 ka à 130 ans BP) ; Kenyon *et al.* (Kenyon, Millington *et al.*, 1995b) suggèrent que le dépôt des sables du néofan ne constitue pas le dernier événement sédimentaire.

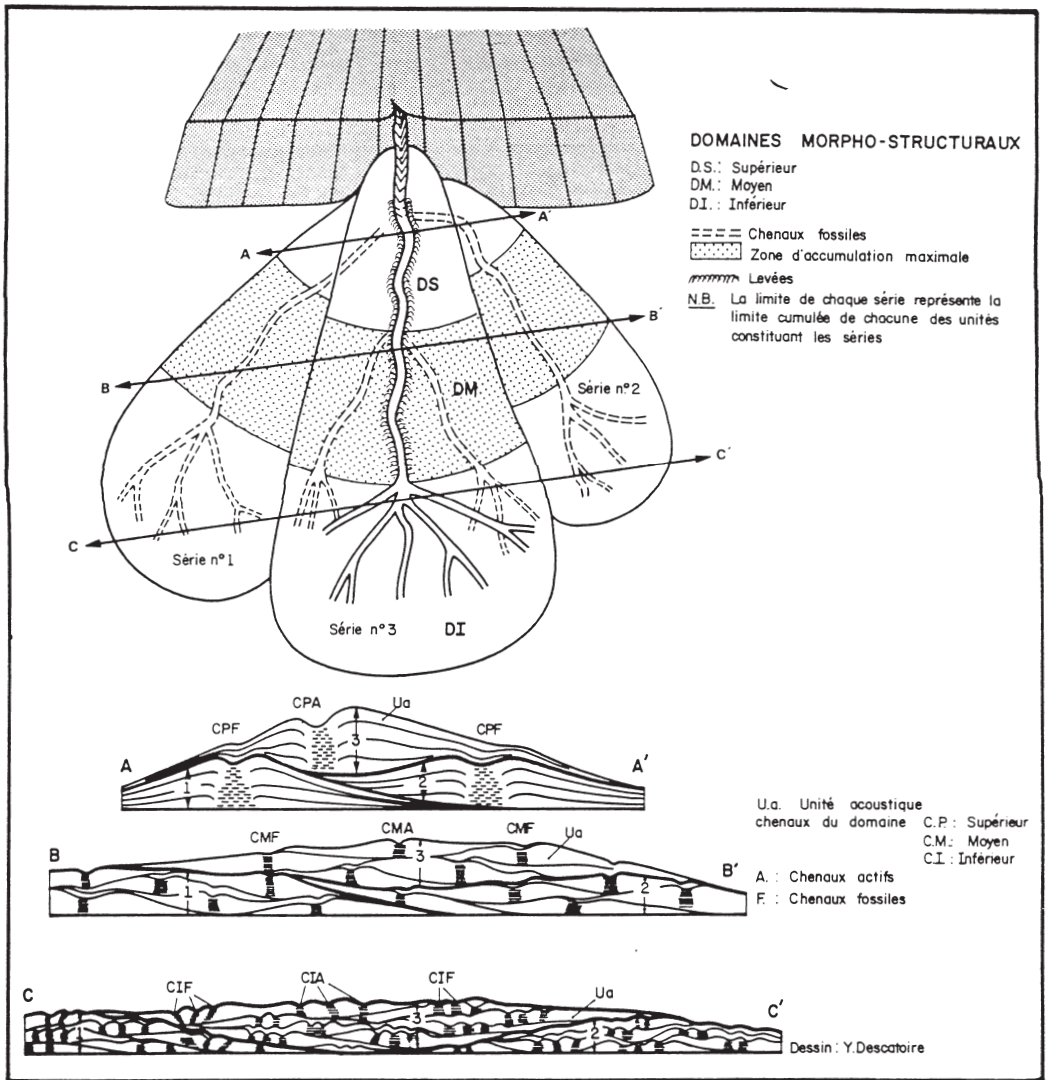


Figure II-60
Domaines morpho-structuraux de l'éventail sous-marin profond du Rhône et modèle théorique de croissance (Droz, 1983).

Carotte sédimentation cm/ka	limite zone1/2 (50 ka à actuel)	Limites 1/2 (50 ka)à Mégaturbidite	mégaturbidites	post-mégaturbidite -actuel
LC01	/	/	300	72
LC02	54	38	140	43
LC04	50	30	440	29 ?
LC05	42	33	330	27?
LC06	42	6?	33?	70

Tableau II-8
Calcul des taux de sédimentation sur les carottes MD-LC 1 à 6 du bassin algro-provençal.

domaine inférieur de l'éventail. Droz (1983) et Droz et Bellaiche (1985) ont proposé de corréler ces unités élémentaires avec des régressions majeures liées aux glaciations du Quaternaire.

c. La plaine abyssale : Rothwell, 98

Les carottes Marion-Dufresne du bassin algéro-provençal LC 01-02-04-05-06 sont des carottes de 27 à 36 m de longueur localisée dans la plaine abyssale Baléares-Sardaigne (Rothwell, Thomson *et al.*, 1998). Ces auteurs identifient 3 entités au sein de ces carottes : (1) une entité inférieure avec lits fins fréquents et sableux ; (2) la mégaturbidite ; (3) une entité supérieure avec des lits plus épais et plus argileux. La mégaturbidite, boueuse, atteint une épaisseur de 6 à 10 mètres d'épaisseur (représentée par une couche transparente sur le 3,5 kHz). Ils estiment son volume à ≈ 500 km^3 et sa mise en place vers 22 000 ans calendaires, à partir de datations C14 effectuées au sein de niveaux pélagiques immédiatement en deçà et au dessus de la couche turbiditique. L'entité inférieure se serait mise en place pendant la période de chute du niveau marin (lits sableux fréquents en relation avec des dépôts grossier proche du rebord de la plate-forme), l'entité supérieure se serait mise en place pendant la période de remontée.

Rothwell *et al.* interprètent la mégaturbidite comme un événement « instantané » et exceptionnel

résultant d'une déstabilisation d'hydrates de gaz (sans donner d'arguments décisifs cependant sur cette origine). Les taux de sédimentation moyens sur 50 000 ans sont de l'ordre de 50 cm/ka (tabl. II-8), valeurs tout à fait comparables à celles obtenus sur le Site DSDP 130 dans le cône du Nil profond.

La présentation des différents modèles met en évidence la multiplicité des nomenclatures utilisées pour décrire les dépôts. On rappelle qu'une synthèse et une corrélation des unités identifiées, des nomenclatures utilisées et des interprétations antérieures (et de notre propre nomenclature) est proposée en Annexe A sous forme d'un tableau et de profils sismiques.

Synthèse et conclusions

La réalité des cycles climatiques quaternaires liés aux variations des paramètres astronomiques est bien établie aujourd'hui (théorie de Milankovitch). Les cycles de 20 ka, 40 ka, 100 ka, 400 ka entraînent des changements du volume des glaces et donc du niveau eustatique atteignant 100 m (au Quaternaire terminal), mais peu de courbes de variations du niveau marin sont encore proposées et validées. Or, ces variations du niveau marin ont un impact majeur sur l'ensemble du système sédimentaire.

La compréhension et la reconstitution des mécanismes de sédimentation associés aux cycles climatiques à partir de l'accumulation sédimentaire dépend de plusieurs paramètres clefs :

• La capacité d'enregistrer le cycle (accommodation, dépôt et préservation) ;

• la capacité de différencier les cycles successifs voire les étapes d'un cycle.

En l'absence de données de forages au sein du Quaternaire, les outils d'identification des cycles ne peuvent être que géométriques. Sur la pente continentale les dépôts sont essentiellement parallèles et soumis aux instabilités, il est donc difficile d'identifier des séquences distinctes à partir des seules géométries. Le même problème se pose dans la plaine abyssale. Sur le glacis, les systèmes de chenaux/levées constituent des géométries caractéristiques mais l'empilement des unités est lié avant tout au comblement progressif et à la progradation générale des systèmes de chenaux-levées. Les migrations latérales majeures d'édifice ne sont pas aisément reliées aux cycles glacioeustatiques (elles dépendent par exemple des écoulements en masse de la pente). Sur la plate-forme le problème est différent : les dépôts montrent des géométries bien différenciées (prismes littoraux) qui répondent directement aux cycles glacio-eustatiques, le problème majeur est d'avoir un espace suffisant par rapport aux apports (accomodation et flux) et une préservation possible des dépôts (érosion modérée et accomodation).

Dans le Golfe du Lion, plusieurs conditions sont réunies pour enregistrer les cycles climatiques sur la plate-forme : (a) la proximité des glaciers montagneux des Alpes et des Pyrénées et les systèmes de drainage associés ; (b) une stabilité tectonique depuis le messinien (marge passive non-orogénique), mais une subsidence (s.l.) non-négligeable permettant de préserver les dépôts (au moins une partie) ; (c) une morphologie et des conditions hydrodynamiques favorables (existence d'une plate-forme, d'une pente continentale relativement faible, d'une houle et de courants moyens).

Les analyses des géométries quaternaires préservées sur la plate-forme ont néanmoins conduit à des interprétations stratigraphiques différentes des dépôts :

• une interprétation ancienne qui associe les séquences de dépôt aux grandes glaciations (Mindel, Riss, Würm) Aloïsi, 1986 ; Monaco, 1971.

• une interprétation récente qui associe les séquences de dépôts à des cycles beaucoup plus courts (20 000 ans) (Tesson et Gensous, 1990-2000).

Sur l'ensemble de la marge, la plate-forme externe au large du Languedoc est la zone la plus favorable à l'enregistrement des cycles successifs. Ce sera notre zone d'étude détaillée. Nous tenterons d'apporter des éléments de réponse sur l'ordre de grandeur des séquences mises en jeu, les modalités de mises en place, les géométries résultantes et les facteurs mis en jeu.

Deuxieme partie :

Les données :
Sismiques et carottages

Chapitre III

Zone d'étude et exploitation des données sismiques

Enregistrement des cycles climatiques de 100 000 ans.

INTRODUCTION

Les données océanographiques peuvent être réparties en deux grandes catégories : les données directes, basées sur des prélèvements de matériel sédimentaire et les données indirectes, basée sur des méthodes géophysiques de plus en plus variées (bathymétrie, sismique, imagerie…). Les profils sismiques fournissent une section 2D verticale des terrains (*Cf.* Chapitre I) permettant d'identifier et de caractériser les séquences de dépôts préservées sur la plate-forme du Golfe du Lion au cours du Quaternaire. Différentes techniques d'exploitation ont été utilisées et développées pour modéliser la géométrie des corps en 3 dimensions (réalisation de MNT des horizons en profondeur), pour analyser leur morphologie et leur empilement dans l'espace.

A - LA ZONE D'ÉTUDE

Notre zone d'étude se situe au Nord-Ouest du Golfe du Lion, au large de Sète en direction du Sud. Dans cette zone, la plate-forme atteint 60 à 70 km de large (fig. III-1 et Chapitre II). Notre étude vise à réaliser sur un domaine d'environ 40 x 40 km, localisé sur la plate-forme moyenne et externe (« la boîte C »), une analyse détaillée des unités sédimentaires successives à l'aide de nombreux profils sismiques Très Haute Résolution (THR) et de prélèvements (carottages Kullenberg, vibro-carottages, dragues). L'essentiel de notre zone d'étude se situe donc entre l'isobathe actuelle 90 m et le rebord de plate-forme. Ce rebord correspond à une profondeur comprise entre environ 110 - 120 m au niveau des canyons de l'Aude et de l'Hérault et jusqu'à 170 - 180 m au niveau de l'interfluve Aude-Hérault. Une grille de grands profils allant de la côte au rebord de plate-forme nous a permis d'intégrer cette étude dans un cadre plus régional.

Le choix de la zone d'étude n'est pas anodin. Elle a été choisie car elle représente la zone où la préservation des corps sédimentaires est la meilleure grâce à un bon équilibre entre l'espace d'accommodation (qui augmente vers le rebord du plateau), les flux sédimentaires (issus du Rhône via la dérive littorale et des fleuves languedociens) et les processus hydrodynamiques (*Cf.* Chapitre I et II). C'est la zone où ont été préservées le plus grand nombre d'unités sédimentaires, malgré les fluctuations intenses et rapides du niveau de la mer liées aux phénomènes glaciaires[1]. L'objectif d'une analyse fine des géométries de chacune des unités discernables imposait un maillage serré des profils (400 à 1 000 mètres) permettant de suivre chaque unité d'un profil à l'autre et de réaliser une modélisation géométrique significative pour appréhender la complexité et la variabilité des phénomènes sédimentaires et des géométries résultantes[2].

1. Bilan sur les campagnes utilisées

L'élaboration de la base de données n'a pu être réalisée qu'au cours de plusieurs campagnes successives ; il s'agit des campagnes Ecocot, Escomed, Basar1, Basar2. Plus récemment, elle a été complétée lors des missions auxquelles j'ai eu la chance de pouvoir participer : CALMAR, à bord du navire océanographique hauturier *L'Atalante* du 11 au 27 novembre 1997, Smavh à bord du navire océanographique hauturier *Le Suroît* et Basar3 à bord du navire océanographique côtier l'Europe (du 2 au 9 avril

[1] C'est ce qui confère tout l'intérêt à cette zone d'étude mais aussi toute sa complexité.
[2] Ce qui implique une gestion assez lourde des données (multiplication du nombre de profils à manier, traiter, interpréter).

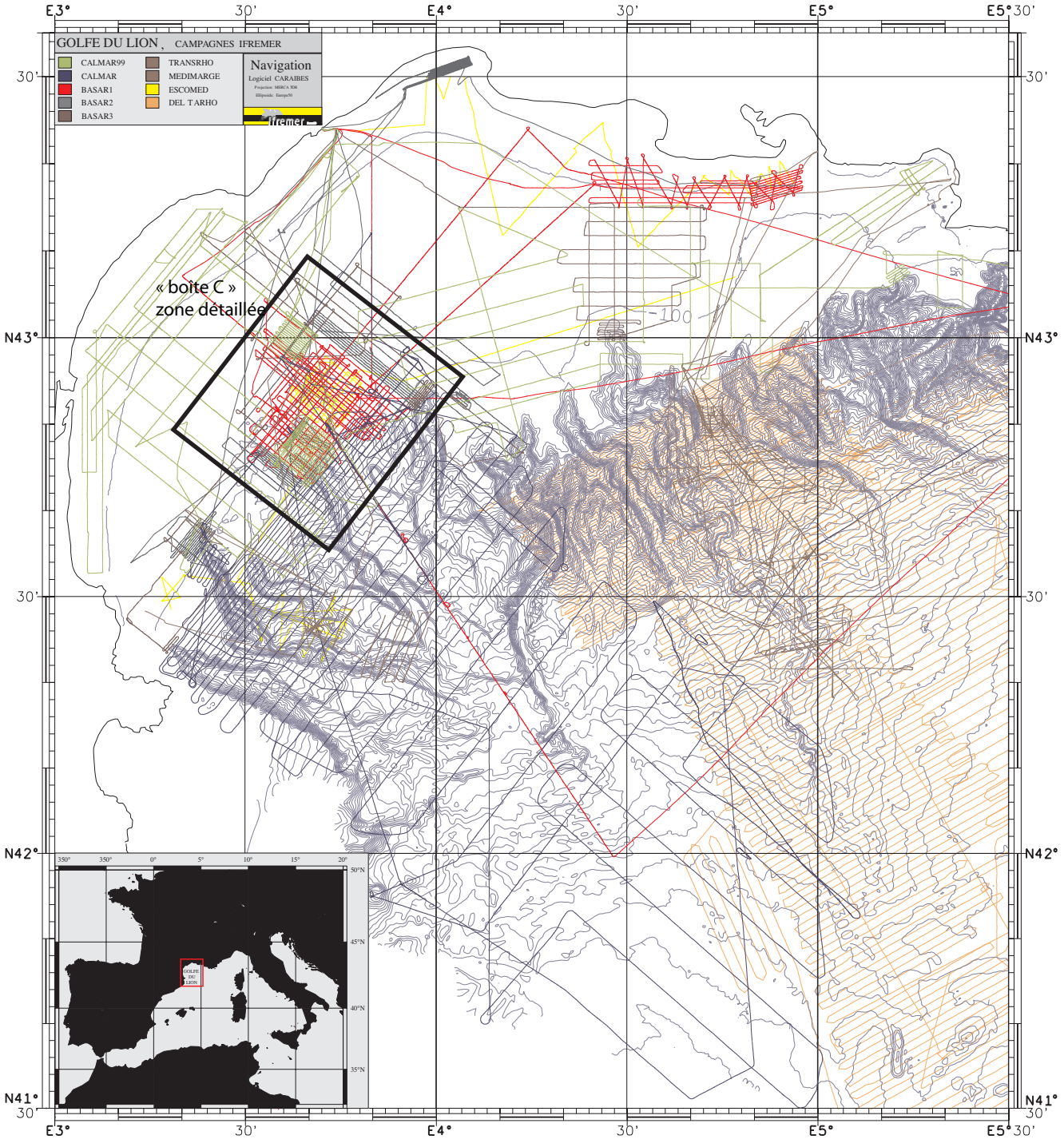


Figure III-1
Campagnes et profils géophysiques (figure de Baztan et Rabineau). Voir le plan de position détaillé de la zone avec le nom des profils en annexe G.

1998 et 19 au 26 septembre 1998), et plus récemment encore la campagne Calmarbis (juillet 1999). Une partie seulement des données des campagnes les plus récentes sera utilisée dans le cadre de cette thèse.

Nous soulignons ici l'importance de la localisation et du positionnement lors de toute étude marine, afin de situer exactement les profils et les prélèvements les uns par rapport aux autres, par rapport au fond de la mer et dans un espace géoréférencé. La **précision du positionnement** conditionne la validité et l'exploitabilité des mesures effectuées en mer.

Pour l'ensemble des campagnes utilisées dans cette étude, le positionnement était assuré par le système Sercel Navigation's NR 10 Differential GPS (Global Positionning System) qui utilise des stations de références dont la position est connue avec précision. Les corrections de positionnement sont transmises en temps réel à l'utilisateur en mer. La précision d'un tel système est d'environ 25 m. Le contrôle de la qualité du positionnement a été réalisé par l'intermédiaire du système ADOP (Acquisition des Données Océanographiques du Plateau), système d'acquisition de paramètres multiples développé par Ifremer qui fournit en temps réel les informations du GPS et les corrections différentielles. Ce système intégré permet, entre autres, l'acquisition du positionnement du bateau et des engins remorqués, l'acquisition du cap et de la vitesse du bateau, l'acquisition de la bathymétrie monofaisceau du sondeur du navire. Il fournit également une aide à la navigation (affichage de la route proposée et de la route suivie), la synchronisation des différents capteurs utilisés et l'enregistrement et l'édition des données (Berné, Augustin *et al.*, 1986 ; Lericolais, Allenou *et al.*, 1988 ; Lericolais, Allenou *et al.*, 1990 ; Lericolais et Berné, 1990).

2. Description morphologique de la zone d'étude

a. Élaboration de la carte bathymétrique

Les sondeurs multifaisceaux sont des outils acoustiques permettant une cartographie bathymétrique et une imagerie[3] simultanée et de précision du fond marin. Le secteur angulaire couvert normal est de 150°, ce qui correspond à une couverture égale à environ 7 fois la profondeur d'eau. Les temps aller-retour mesurés pour chaque faisceau sont transformés en profondeurs à l'aide des profils de vitesse de propagation du son dans l'eau, estimés régulièrement au cours des campagnes à l'aide de sondes de températures.

Les sondeurs Simrad EM1000 et EM950 de *L'Europe* et du *Suroît* sont adaptés aux petites profondeurs (5 à 800 m) alors que le sondeur Simrad EM12D de *L'Atalante* opère entre 70 et 11 000 m de profondeur. Les données de bathymétrie issues du sondeur sont traitées à bord pour permettre une première interprétation et un contrôle qualité ; stockées numériquement, elles seront re-traitées de manière plus poussée à terre afin d'établir des cartes bathymétriques de grande qualité (Modèles Numériques de Terrain (MNT) de bathymétrie) à l'aide du logiciel Ifremer TRISMUS[4]. Les données de bathymétrie acquises pendant la campagne CALMAR ont été traitées par B. Loubrieu ; une carte bathymétrique simplifiée a d'ores et déjà été publiée (Berné, Loubrieu *et al.*, 1999).

Le sonar latéral permet une bonne détection des diverses figures sédimentaires superficielles, des fonds rocheux et de leur extension latérale... L'interprétation des variations de réponse acoustique (variation de teinte sur les images sonar) en terme de nature des fonds reste délicate et demande une calibration par des prélèvements (Unterseh, 1999). L'ensemble des données d'imagerie acquises au cours des différentes campagnes ont été traité par E. Le Drezen (à l'aide des logiciels Ifremer TRIAS et IMAGEM (Augustin, 1985)) qui a également réalisé les mosaïques sonar. La mosaïque réalisée à l'issue de la campagne CALMAR est aussi publiée (Berné, Loubrieu *et al.*, 1999).

Les sondeurs multifaisceaux représentent un moyen très efficace de cartographie pour des profondeurs supérieures à quelques centaines de mètres[5]. En deçà, la réalisation d'une couverture complète nécessite l'acquisition de profils très serrés, ce qui n'est pas envisageable sur de grandes étendues (temps et coût trop élevés). L'Ifremer a donc lancé depuis plusieurs années, un programme d'envergure visant à compiler et interpréter les minutes de sondes hydrographiques du SHOM (1/20 000 et 1/10 000) pour réaliser par contourage manuel des isobathes (équidistance : 1 m) une carte bathymétrique de l'ensemble du plateau continental du Golfe du Lion. La numérisation de ces isobathes a ensuite permis d'établir, à l'aide des outils géostatistiques et par calcul d'interpolation, un MNT de la partie médiane et externe de la plate-forme (MNT général au pas de 100 mètres). Il est limité, ici, aux

[3] L'image acoustique du sondeur est équivalente (mais de résolution moindre) à celle du sonar latéral.
[4] Les logiciels Trismus, Trias, Imagem sont actuellement regroupés au sein du logiciel unique CARAIBES.
[5] Rappel : la couverture est d'environ 7 fois la hauteur d'eau.

Campagnes	Année	Zone	Positionnement	Matériels	Enregistrement
Médimarge	1991	Canyon Lacaze Duthier(bte D)		2,5 kHz	Papier
Escomed	1992	Delta Rhône (bte A) Large de Sète (bte C) Canyon Lacaze (bte D)	GPS différentiel	Sparker	Numérique
Ecocot	1993-1994	Plateau Golfe du Lion	GPS différentiel	Carottages	/
Basar1	1994	Large de Sète (bte C)	GPS différentiel	Sparker 2,5 kHz Sonar	Numérique
Basar2	1995	Large de Sète (bte C) Canyon Lacaze (bte D)	GPS différentiel	Sparker 2,5 kHz Sonar EM950	Numérique
CALMAR	1997	Pente pyrénéo-languedocienne Plateau zone ouest large de Sète (bte C)	GPS différentiel	Sparker 3,5 kHz EM12D et EM950 Carottages Dragues	Numérique
Smavh	1998	Plateau	GPS différentiel	24 traces HR	Numérique
Basar3	1998	Vallée incisé Petit-Rhône Profils plateau ouest	GPS différentiel	Sparker Sonar EM1000	Numérique
Calmarbis	1999	Plateau GdL Tête Aude	GPS différentiel	Sparker 2,5 kHz EM1000	Numérique

Tableau III-1
Les Campagnes

profondeurs supérieures à 50 m, la zone côtière étant en cours de finalisation. Le MNT complet (plate-forme et pente) et hybride (minutes SHOM et sondeurs multi-faisceaux) du Golfe du Lion utilisé dans cette étude a ainsi été réalisé par le service de cartographie du département DRO/GM de l'Ifremer. Des cartes au 1/100 000 de l'ensemble du Golfe (plateau et pente) seront bientôt publiées (Berné *et al.* sous presse).

b. Traits morphologiques majeurs de la zone

L'analyse rapide de la carte bathymétrique actuelle de la zone d'étude (MNT mixte plateau-pente au pas de 100 m) nous permet de tirer les grands traits morphologiques de cette zone (fig. III-2).

La plate-forme

La carte bathymétrique de la plate-forme montre plusieurs domaines globalement parallèles à la côte actuelle et présentant des traits morphologiques bien distincts :

• une zone (A) située entre le rivage actuel et l'isobathe 90 m où la profondeur augmente assez rapidement et régulièrement (le relief est globalement lisse). Du Cap Leucate au Cap d'Agde, l'isobathe 90 m est située à une distance de 30 km de la côte ce qui représente une pente moyenne de 3 m/km (0,3 % ou 0,17°). Au Nord du Cap d'Agde, la distance à l'isobathe 90 m n'est plus que de 20 km, soit une pente moyenne de 0,45 % ou 0,25 %. Dans le détail, la pente n'est pas constante. En particulier de 0 à 30 m elle est variable et dépend de la position par rapport aux embouchures fluviatiles (et aux apports) qui induisent des ondulations des isobathes. Entre 30 et 40 m, on observe un replat assez

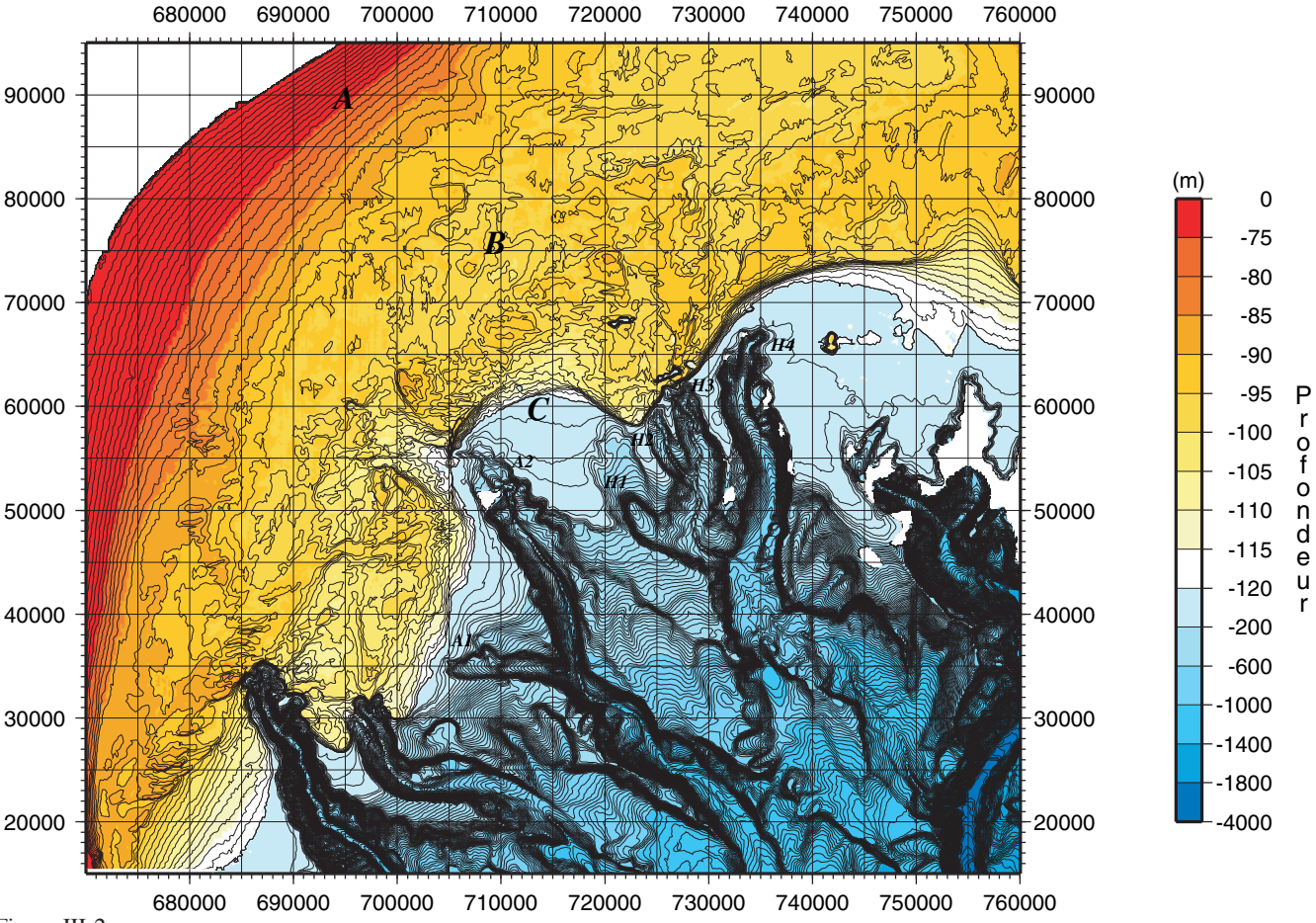


Figure III-2
Carte bathymétrique de la zone d'étude (modifiée en collaboration avec D. Aslanian à partir de Berné *et al.*, sous presse.
A1, A2 : Têtes du canyon de l'Aude ; H1, H2, H3, H4 : Têtes du canyon de l'Hérault (nomenclature d'après Berné, Loubrieu *et al.*, 1999).
A, B, C : Zones morphologiques de la plate-forme. A : Plate-forme interne, pente régulière (0,3 %) ; B : Plate-forme moyenne, pente très faible à relief rugueux ; C : Plate-forme externe, ressaut topographique et incision par les têtes de canyons.

général dans notre zone. Entre 40 et 80 m, la pente augmente à nouveau. Enfin entre 80 et 90 m, la pente s'atténue.

• une zone (B) située entre les isobathes 90 et 100 m s'étendant sur une distance de 20 km à plus de 40 km au niveau du méridien E3° 50' (entre Aigues-Mortes et le canyon de l'Hérault). La pente moyenne de cette zone est très faible 0,25 à 0,5 m/km (0,025 - 0,05 % ou 0,015 - 0,03°). Dans le détail, le relief est très rugueux et présente une alternance de zones en creux et en bosses de quelques mètres de dénivelé. Nous verrons l'organisation de ce relief plus en détail lors de la présentation des unités et de l'écorché de surface (sous-chapitre C).

• une zone externe (C) entre 100 et 120 m environ présentant dans la zone au Nord du canyon de l'Aude une rupture de pente (ressaut topographique) caractéristique. La bordure de plate-forme est assez bien définie par la limite des pentes atteignant 1° (Baztan *et al.*, *in* prep.). Cette limite se situe, dans notre zone, entre 110 - 120 m au niveau des canyons de l'Aude et de l'Hérault, 140 m au Sud du canyon de l'Aude (A2)[6] et jusqu'à 170 - 180 m au niveau de l'interfluve Aude-Hérault.

Les canyons

Deux canyons principaux entaillent notre zone.

• Le canyon de l'Aude (ou Bourcart)

Le canyon de l'Aude présente en réalité deux têtes distinctes A1 et A2 (Berné, Loubrieu *et al.*, 1999). La principale (A2) est un trait morphologique majeur de notre zone d'étude. Le canyon secondaire (A1) situé plus au sud sort de notre zone détaillée.

Le profil en long du chenal de surcreusement du canyon (chenal central) montre une pente forte (2°)

[6] On utilise la nomenclature des canyons définie lors de la mission CALMAR (Loubrieu, Berné *et al.*, 1998).

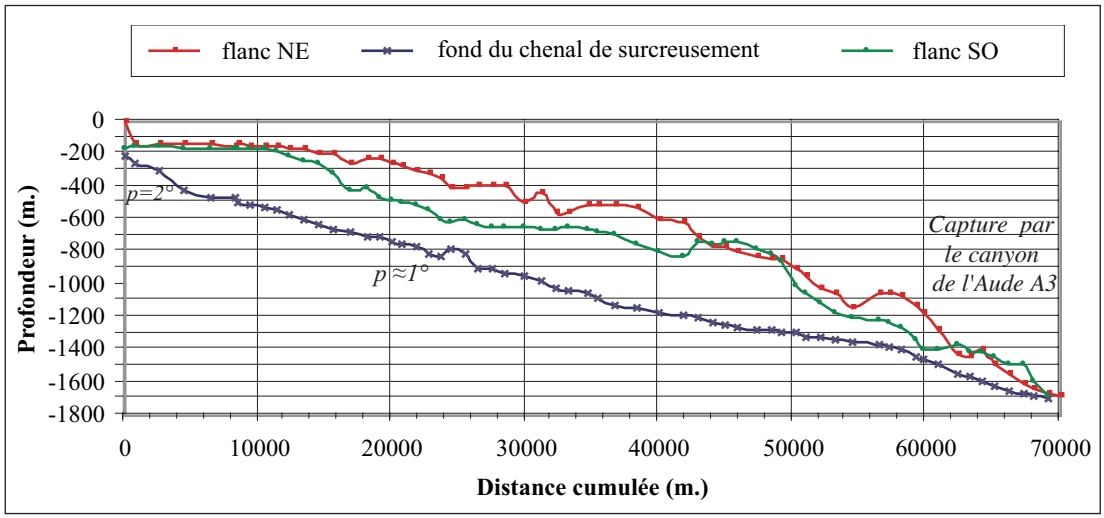


Figure III-3 Profils en long du canyon de l'Aude A2. Trois profils sont représentés : le fond du chenal de surcreusement, le flanc NE et le flanc SO du canyon. P : Pente du chenal de surcreusement (Baztan *et al.*, *en* prep.).

de 200 à 500 m de profondeur, puis une pente plus faible (1,3 puis 0,8°) jusqu'à 1 400 m de profondeur ; au-delà de 1 400 m la pente s'accentue à nouveau en liaison avec sa capture par le canyon de Sète (fig. III-3) (Baztan *et al.*, *in* prep.).

• Le canyon de l'Hérault présente en réalité quatre têtes de canyons distinctes (H1, H2, H3, H4) cartographiées lors de la campagne CALMAR.

L'interfluve Aude-Hérault

L'interfluve Aude-Hérault présente une pente régulière entre 120 et 160 m de l'ordre de 3,5 à 4 m/km (0,4 %). Les isobathes sont convexes vers le large décrivant un bombement. La pente s'accentue ensuite avec quelques ruptures de pente.

B - DES PROFILS SISMIQUES AUX GÉOMÉTRIES 3D

1. Caractéristiques des sismiques

Parmi les nombreuses méthodes employées pour générer des ondes capables de se propager dans le sous-sol, on distingue généralement selon la fréquence des sources (et donc selon les profondeurs d'investigation souhaitées) :

La sismique profonde (type ECORS), la sismique conventionnelle (parce que pétrolière), la sismique haute résolution (HR) et la sismique très haute résolution (THR). Ces deux dernières correspondent à des sources dont les fréquences sont situées entre quelques centaines à quelques milliers d'Hertz (Trabant, 1984 ; Nouzé et Chauchot, 1999) (fig. III-4).

La sismique dite Très Haute Résolution (THR), de résolution verticale de l'ordre du mètre, est l'un des outils de reconnaissance géophysique les plus importants pour les études en sédimentologie marine. Elle est employée également pour les reconnaissances à caractère géotechnique (pose d'ouvrages en mer) mais aussi pour la prospection de ressources minérales, pour les études d'environnement et pour les programmes scientifiques d'étude des sédiments superficiels. Différentes sources sismiques sont utilisées avec différentes fréquences. Les fréquences les plus classiques en sismique THR sont : sondeur de sédiments (fréquence centrale Fc > 2,5 kHz), boomers (800 Hz < Fc < 2 000 Hz), sparkers (500 Hz < Fc < 1 000 Hz) et canon à air ou eau (200 Hz < Fc < 500 Hz) (*in* Lericolais, 1997). La pénétration des différentes sources peut atteindre (en théorie) une centaine de mètres, mais elle est souvent limitée dans la pratique par la profondeur d'eau et l'apparition du premier multiple. L'association des différents outils de sismique THR permet une reconnaissance fine de la première centaine de mètres de sédiments et constitue ainsi un outil primordial pour l'étude des sédiments du Plio-quaternaire.

Pourtant la sismique THR, qui a prouvé de longue date (depuis 1950) son importance, n'a pas bénéficié des développements technologiques qui lui étaient nécessaires à l'encontre de la sismique conventionnelle utilisée en prospection pétrolière. L'Ifremer s'est attaché depuis 1984 (Bourgeois, Lericolais *et al.*, 1988) au développement de l'équipement sismique, de l'acquisition numérique et du traitement spécifique à ce type de sismique. En 1987, l'Ifremer utilisait son propre système d'acquisition (Lericolais *et al.*, 1988) et développait un logiciel de traitement spécifique à la sismique THR : Sithere (Lericolais, Allenou *et al.*, 1990 ; Lericolais et Berné, 1990) (fig. III-5).

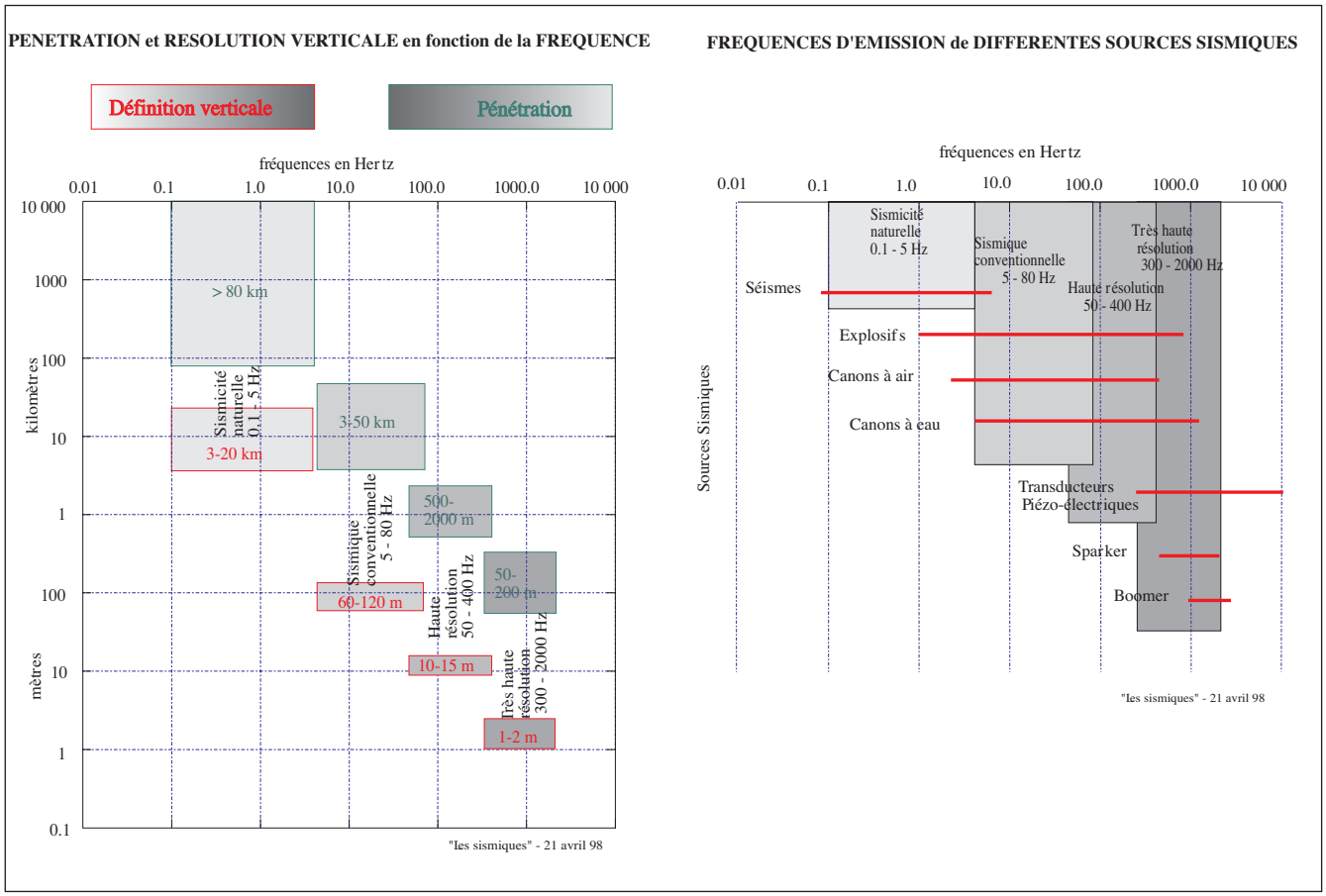


Figure III-4
Les différentes sismiques : résolution, pénétration et fréquence. (H. Nouzé, 1999).

Depuis, et grâce aux évolutions des matériels informatiques, il existe sur le marché des systèmes d'acquisition et de traitement des données de sismique THR. Au cours de toutes les missions réalisées dans le Golfe du Lion, l'Ifremer a utilisé, pour l'acquisition et les premiers traitements en temps réel le système DELPH2, de la société ELICS. Grâce à la passerelle développée entre les systèmes ELICS et Ifremer (Lericolais, Girault *et al.*, 1991), les données ont été traitées par le logiciel Sithere (Lericolais, Olagnon *et al.*, 1994a ; Lericolais, Olagnon *et al.*, 1994b) (*Cf.* paragraphe B-3).

L'essentiel des données que nous utilisons est constitué par les profils de sismique THR (500 - 2 000 Hz) utilisant une source Sparker électrique.

2. Mise au point de la séquence d'exploitation des profils sismiques

L'un des objectifs de cette thèse était une étude fine de l'organisation des corps sédimentaires. La densité des données (nombre important de profils) et leur complexité (nombre important de corps sédimentaires) excluait une méthode manuelle de réalisation des cartes. Le passage à une phase numérique présente de plus l'intérêt d'une maniabilité, d'une précision et d'une pérennité de l'information. Les pointés peuvent alors être utilisés de manières diverses, entre autres pour générer des cartes isobathes ou pour calculer des cartes isopaques entre n'importe quelles surfaces pointées. Ces cartes serviront ensuite de données pour l'utilisation d'autres logiciels (simulation stratigraphique DIONISOS en particulier). Enfin, à tout instant la base de données peut être modifiée et/ou complétée.

Cependant, le passage à la phase informatique induit, d'autres problèmes : il s'agit d'utiliser des logiciels et des moyens disponibles qui ne sont pas toujours adaptés à l'objectif que l'on cherche à atteindre. Il s'en suit, une nécessaire combinaison d'un certain nombre de logiciels qui implique de fréquents problèmes de compatibilité de formats.

La séquence permettant d'aboutir à la modélisation géométrique et aux simulations stratigraphiques peut être divisée en 7 étapes majeures (fig. III-6) :

Étape A : Récupération et traitement des profils sismiques
Étape B : Préparation des profils pour l'interprétation (repérage des croisements)

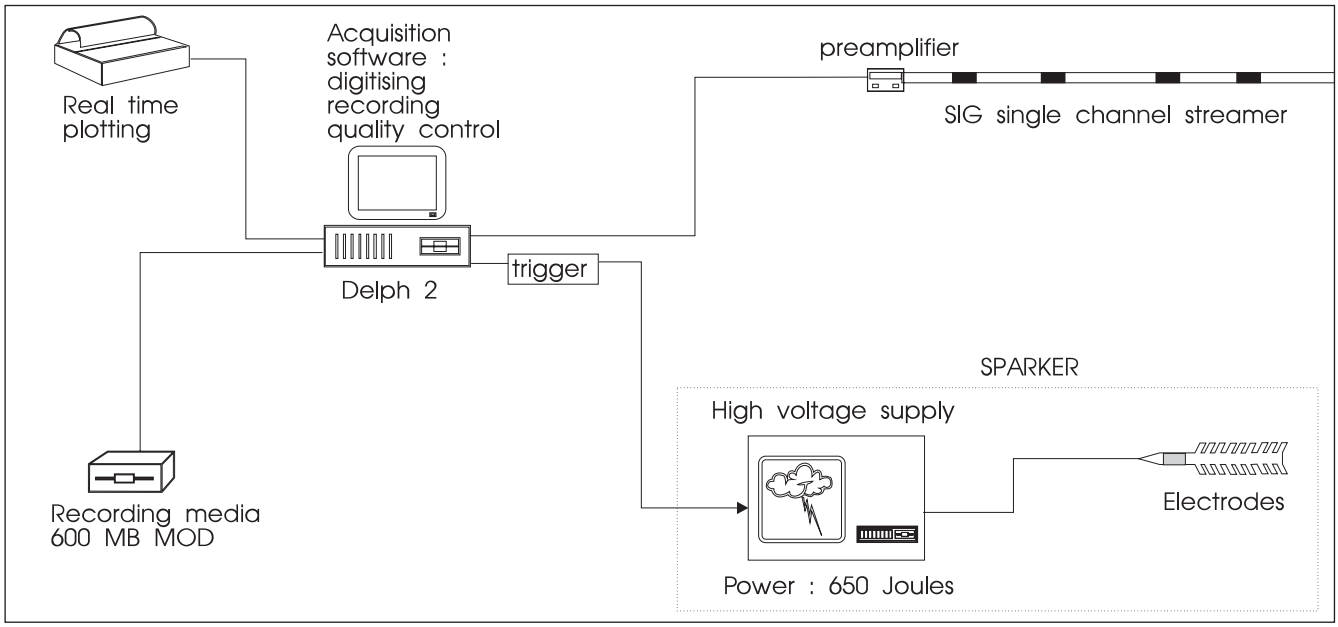


Figure III-5
Synoptique d'acquisition de la sismique très haute résolution (H. Nouzé, 1998).

Étape C : Interprétation géologique des profils
Étape D : Pointé numérique de l'interprétation
Étape E : Analyse géostatistique, réalisation des cartes
Étape F : Visualisation 3D du modèle géométrique
Étape G : Simulation 3D

a. Problèmes soulevés

La mise au point et la phase de tests de cette séquence ont mis en évidence un certain nombre de problèmes et de manques. Lors des étapes B, le repérage des points de croisements (heure sur chaque profil) se faisait manuellement (par affichage sous Ananav) ; de plus le report de chacun de ces croisements sur les profils étaient aussi manuel : ces deux étapes étaient particulièrement longues, fastidieuses, imprécises et sujettes à de nombreuses erreurs. Lors de l'étape D se posait le problème du choix d'un logiciel permettant le pointé numérique des réflecteurs ; il était possible sous Promax, mais il impliquait un transfert et un changement de format de toutes les données sismiques avant le pointé et après le pointé pour un repositionnement précis dans l'espace (mixage avec la navigation). Lors de l'étape E, il n'existait pas d'utilitaire permettant une vérification des écarts aux croisements (fig. III-6).

b. Amélioration/développement de nouveaux modules au sein des logiciels et d'utilitaires

Ces tests nous ont permis de définir les modifications à apporter à la séquence initiale, d'imaginer et de suggérer la création de nouveaux modules au sein des logiciels utilisés et la mise au point de nouveaux utilitaires. Ces améliorations ont été permises grâce à la collaboration de M. Olagnon (DITI, Ifremer), E. Le Drezen, H. Nouzé, J.-F. Bourillet, G. Lericolais et D. Aslanian (DRO/GM, Ifremer). Nous présentons sur la figure III-7 cette séquence optimisée (le détail de chaque étape est présenté dans les paragraphes suivants).

3. Le traitement sismique et le pointé des profils (étape A à C)

a. Traitement sismique (étape A) et recherche des croisements (étape B)

Traitement sismique

L'ensemble des données de sismiques THR a été traitée à l'aide du logiciel Sithere développé par l'Ifremer (Lericolais et Berné, 1990). L'objectif de ce paragraphe n'est pas de réaliser une description détaillée du logiciel, mais de présenter rapidement la séquence de traitement appliquée aux profils et de montrer sur un extrait de profil l'ampleur des améliorations apportées. Le logiciel Sithere est implanté sur station de travail SUN sur laquelle il est donc nécessaire de transférer les données acquises. Ce logiciel Sithere est constitué de plusieurs modules ; chacun d'entre eux correspond àun traitement spécifique (Lericolais et Berné, 1990). Ces modules comportent un certain nombre de paramètres qui doivent être tous correctement renseignés avant de pouvoir lancer l'exécution. La procédure et la séquence de traitement (succession des modules appliqués) classiquement utilisées au cours de ce travail sont les suivantes (fig. III-8) :

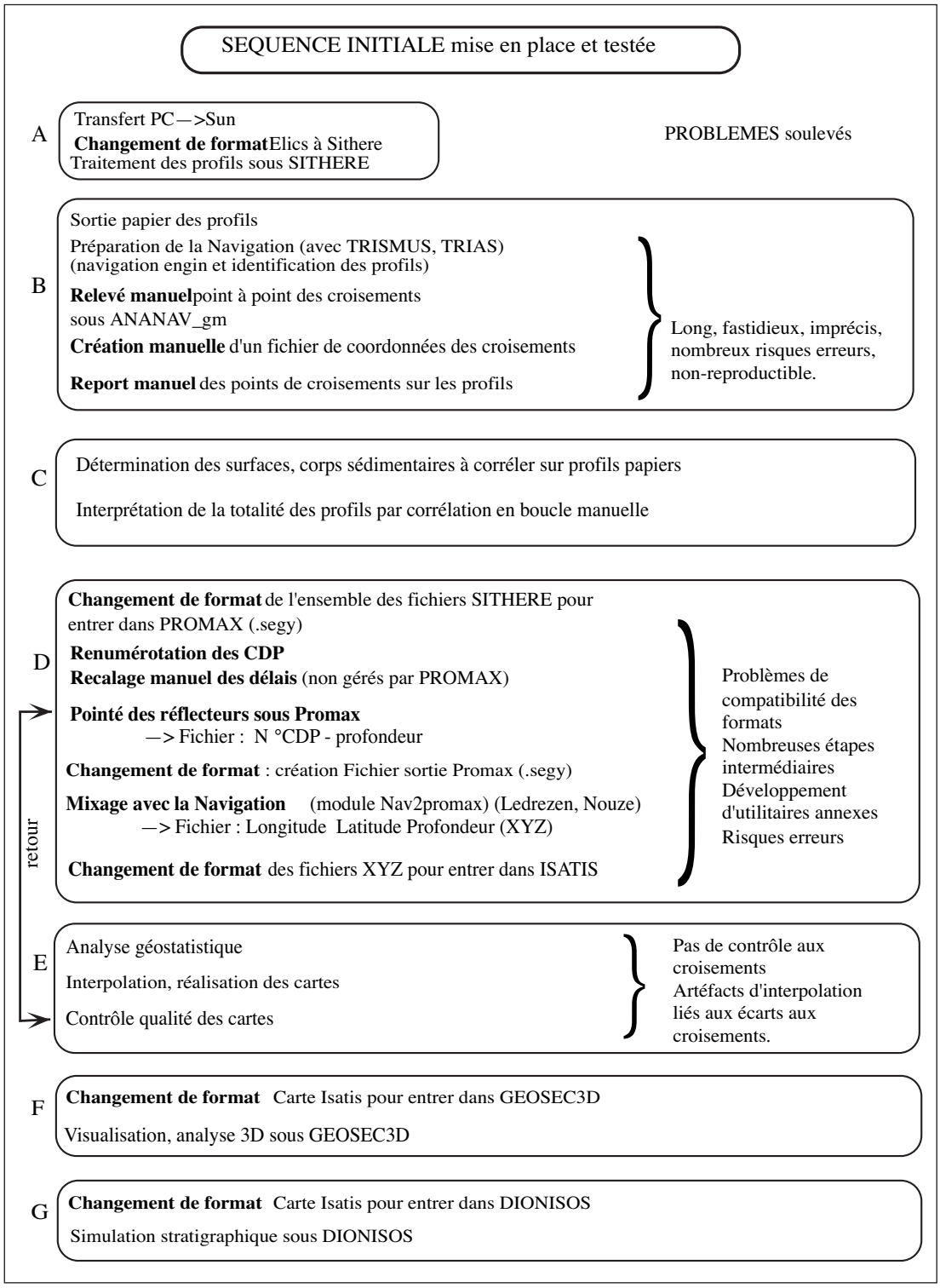
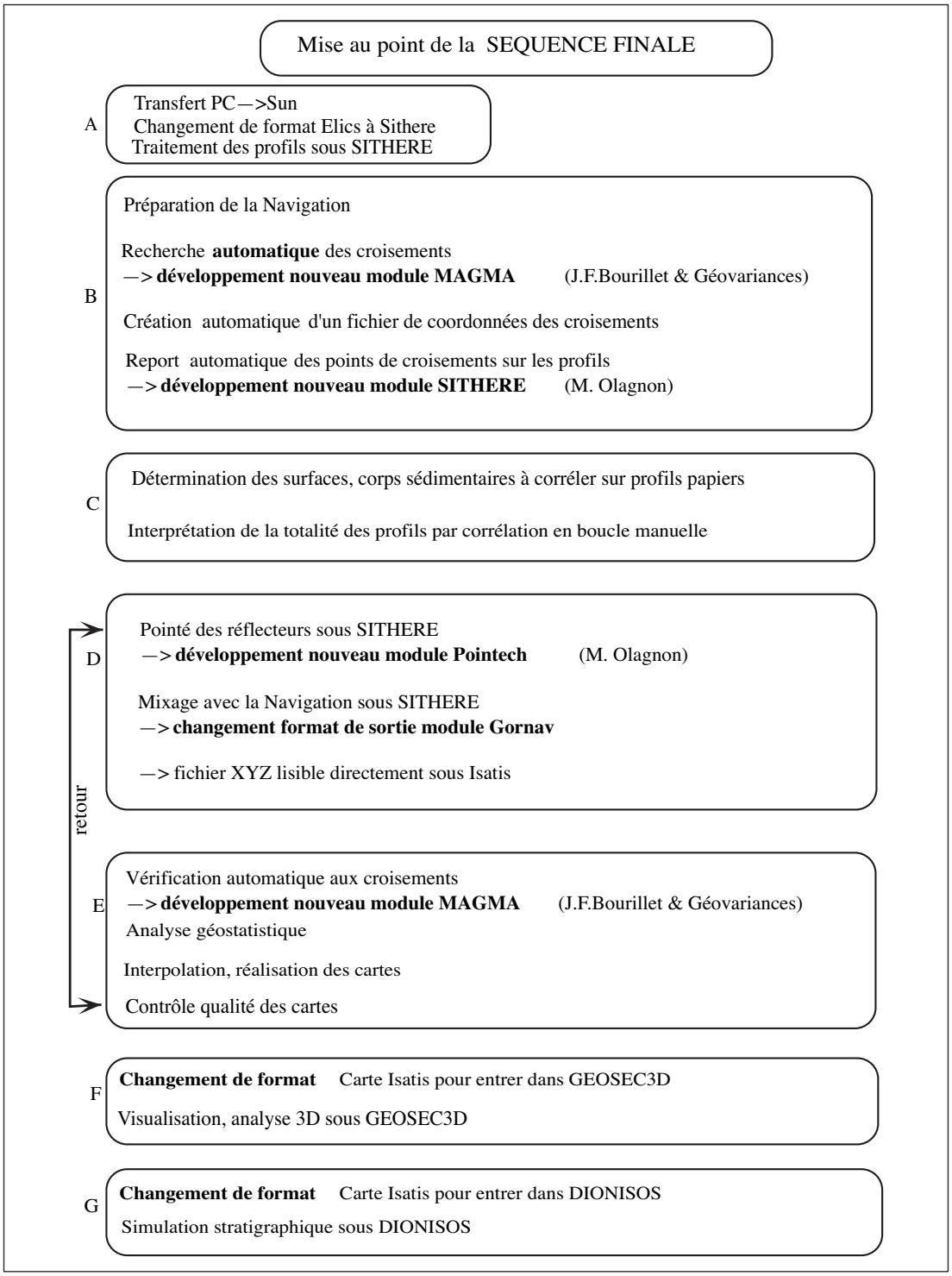


Figure III-6
Séquence initiale.

Figure III-7
Séquence finale.



• **Caractérisation du signal** : la visualisation des sismogrammes de tir[7] le long du profil (module *sismo*) permet de caractériser le signal reçu et ainsi d'apprécier la qualité de l'enregistrement. Le sismogramme permet de mesurer certains paramètres (profondeur de détection du fond sur un tir, épaisseur (ms) du signal, atténuation en profondeur) nécessaires dans l'utilisation d'autres modules. La visualisation du spectre des fréquences pour un tir (module *specm*) permet de caractériser le contenu fréquentiel (répartition des fréquences) du signal.

• **Normalisation** : le signal peut être décentré par rapport à la moyenne[8]. On réalise dans ce cas un recentrage ou une normalisation du signal avec les modules *centre* ou *norm*.

• **Filtres fréquentiels passe-haut et passe-bas** : ces filtres fréquentiels visent à améliorer le rapport signal/bruit (en éliminant les fréquences qui ne correspondent pas à l'objectif visé). Le signal émis par le sparker est caractérisé par une large bande de fréquences avec un pic principal centré autour de 500 Hz et un pic secondaire autour de 1 000 Hz. La diminution du bruit se réalise en deux étapes, à l'aide des filtres récursifs de Butterworth (module felics ; Nouzé, 1993). Dans une première étape, on filtre les fréquences en dessous de X Hz (filtre passe-haut), et dans une deuxième étape, celles en dessus de Y Hz (filtre passe-bas). Les très basses fréquences (~ 50 Hz) correspondent en général au bruit du navire. Une série d'essai est nécessaire pour déterminer les valeurs optimales de X et Y. Sur nos données nous avons filtré, le plus souvent, les fréquences au delà de ≈ 1 200 Hz et celles en deçà de ≈ 250 Hz.

• **Moyenne** (module *moyenn*) : ce module permet de lisser le signal en réalisant une moyenne sur 2 ou 3 tirs voisins. On notera que la réalisation d'une moyenne peut améliorer mais aussi détériorer le signal (en particulier dans le cas de réflecteurs fortement pentus).

• **Suppression du bruit enregistré dans l'eau** (module *mute*). Ce module nécessite le repérage du fond (première arrivée) sur l'ensemble du profil ; il ramène alors la trace à zéro jusqu'à la profondeur du fond. Il est nécessaire de repérer « manuellement » (lecture sur le sismogramme) le fond sur le premier tir ; le module effectue alors une recherche automatique (dans une fenêtre définie) de tir en tir. Si le relief du fond est trop accidenté, s'il existe des tirs mauvais, la recherche automatique n'est pas efficace ; il faut pointer le fond manuellement (point à point) avant de supprimer la colonne d'eau.

• **Atténuation des multiples** (modules *multi* et/ou *dechom*)[9]. L'une des limitations majeures à l'interprétation est la présence de forts multiples du fond qui se superposent aux horizons sismiques réels. L'efficacité du module multi a été assez inégale sur l'ensemble des profils.

• **Application d'un gain** (module *gain*). Ce module permet de compenser l'atténuation systématique du signal avec la profondeur. Dans cette étude, on a utilisé en général un TVG (Time Variable Gain) linéaire (facteur multiplicatif de l'amplitude croissant (linéairement) avec la profondeur).

• **Filtre de houle** (module *swell*) : la qualité des données dépend fortement des conditions météorologiques et de l'état de la mer. Si la houle est régulière, un filtrage est possible par l'application d'un filtre de houle.

• **Cohérence spatiale** : dans le cas de profils très bruités, nous avons pu récupérer de l'information grâce à l'augmentation de la cohérence spatiale Nouzé, 1993.

La comparaison entre le profil initial brut et le profil traité (fig. III-8) démontre l'utilité du traitement sismique pour l'interprétation des données sismiques utilisées dans cette étude. Cette phase de traitement des données sismiques a représenté une part non négligeable du travail effectué au cours de cette thèse.

Recherche des croisements entre profils

L'interprétation géologique de toute grille de sismique se fait par corrélation **manuelle** en boucle. Les croisements entre profils doivent être reconnus et vérifiés avec précision pour veiller à la cohérence des interprétations. Le repérage exact des croisements sur les profils est donc fondamental. On notera que cette précision dépend aussi de la qualité du positionnement lors de l'acquisition évoqué au début de ce chapitre (A-1-2).

La recherche des croisements entre profils a été permise grâce au développement du nouveau module de recherche automatique des croisements développé par Géovariances (dans Magma) : *controle_croise*. Cette recherche automatique nécessite cependant une étape de préparation de la navigation : décalage de la « navigation bateau »[10]

[7] Le sismogramme de tir représente la variation au cours du temps, de l'amplitude d'une tracé.
[8] Le décentrage pourrait être lié à l'interférence du signal émis avec les très basses fréquences, normalement inférieures à 50 Hz, associés au bruit du fond du navire.
[9] La déconvolution homomorphique permet de séparer pour chaque tir la partie qui correspond au signal qui nous intéresse ; sa répétition (le multiple) est ensuite effacée (Nouzé, 1993).
[10] C'est la navigation enregistrée sur le bateau, elle correspond à la position d'un point de référence particulier (antenne par exemple).

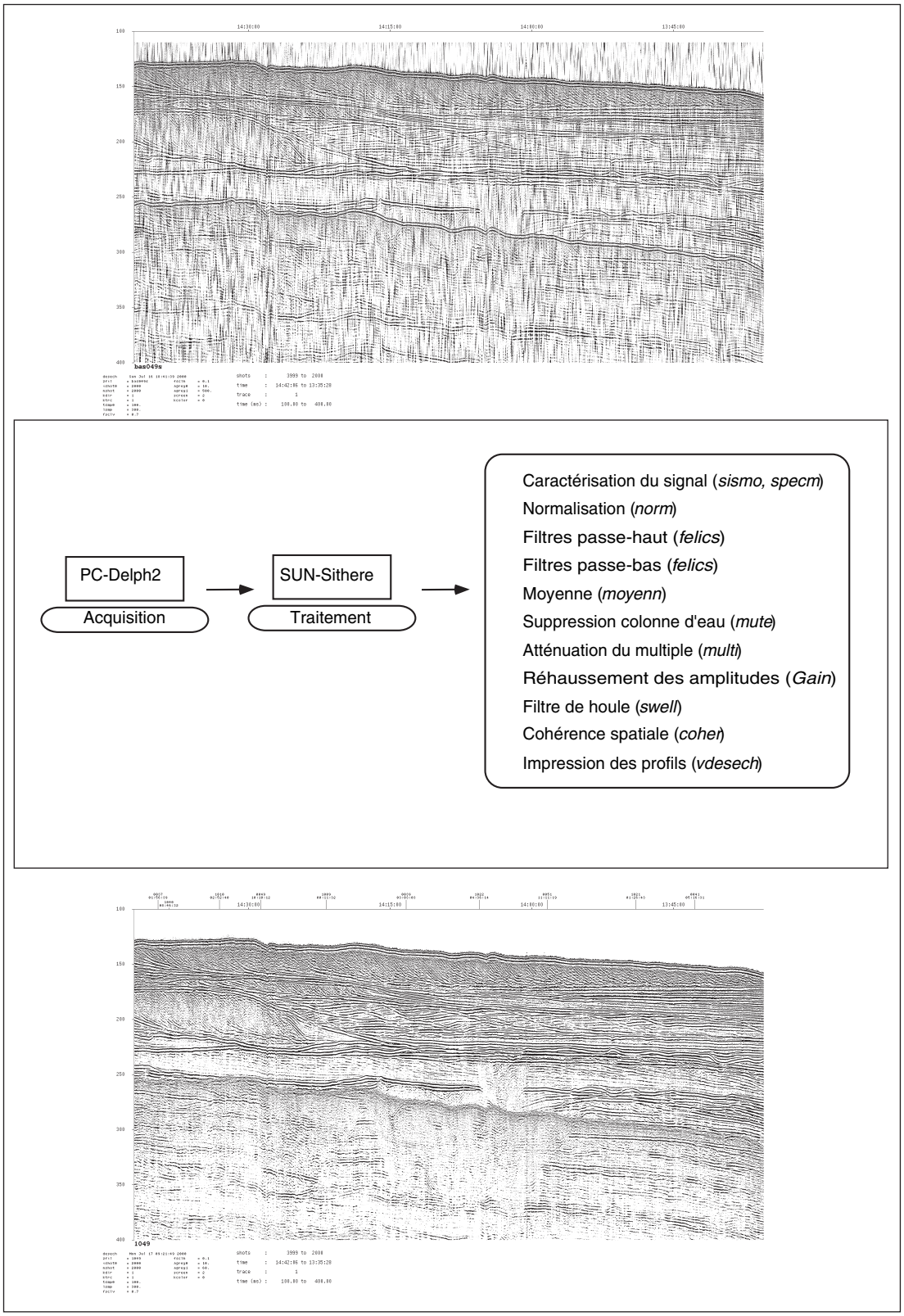


Figure III-8
Profils brut - Séquence de traitement - Profil traité.

en une « navigation engin »[11] pour avoir des positionnements adéquats, les débuts et fins de profils doivent aussi être identifiés (réalisée avec l'aide de E. Le Drezen). Le fichier résultat de *controle_croise* liste alors tous les croisements rencontrés. Ce fichier est utilisé dans Sithere, après transformation[12], pour indiquer directement les points de croisements lors de l'affichage ou de l'impression des profils sismiques. Cela est possible grâce à la création d'un module d'affichage des croisements[13] par M. Olagnon.

En définitive, tous nos profils ont été imprimés à la même échelle, avec le repérage des croisements issus de la navigation (étape B). L'interprétation des profils par corrélation en boucle est alors possible (étape C).

b. Interprétation des profils en stratigraphie sismique (étape C)

On a présenté dans le chapitre I l'origine et les fondements de la stratigraphie sismique et séquentielle. L'ensemble des profils sismiques à notre disposition a été interprété selon ces principes avec les recommandations présentées dans l'analyse critique. Les unités sismiques ont été déterminées en utilisant les configurations des réflexions, les formes externes et les associations de faciès (méthodologie de Mitchum *et al.* (Mitchum et Vail, 1977c) ; voir sous-chapitre C). Les corrélations en boucle (manuelles, de proche en proche) assurent la cohérence des interprétations d'un profil à l'autre. Nous présentons ci-après un profil type présentant l'essentiel des unités reconnues (fig. III-9).

4. Les étapes de la modélisation géométrique (étape D à F)

a. Pointé numérique :

L'avantage du pointé numérique d'un horizon est de créer des fichiers horizons (position, profondeur). Le pointé numérique a été réalisé sur le logiciel Sithere pour éviter les innombrables changements de format et les incompatibilités associés à l'utilisation d'un autre logiciel. Ce choix imposait par contre la conception d'un module pointech amélioré permettant de répondre à nos besoins. Ifremer). La réalisation de ce nouveau module a été permise grâce à la disponibilité et l'efficacité de M. Olagnon (DITI, Ifremer).

Sur chaque profil, plusieurs horizons peuvent être pointés (fig. III-10). Chaque horizon peut comporter plusieurs segments. A tout moment, les horizons numérisés peuvent être chargés et modifiés (ajout/suppression de points)[14]. Le pointé se fait sans suivi automatique. Pour qu'un horizon puisse être replacé dans l'espace, il faut ensuite « mixer » chaque fichier horizon avec la navigation (à l'aide du module *gornav*) ; on obtient alors un fichier XYZ. Lorsqu'un horizon a été pointé sur tous les

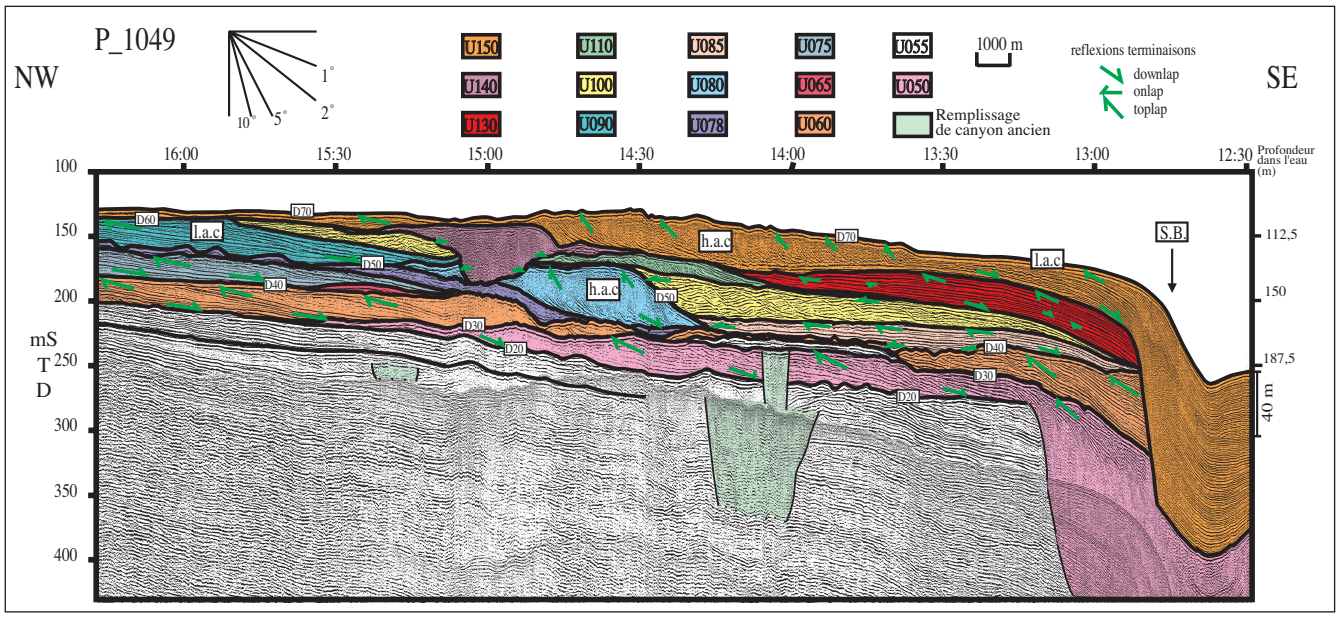


Figure III-9 Reconnaissance des unités sismiques à partir des terminaisons latérales des réflexions et des faciès sismiques sur le profil 1049 de la zone d'étude.

[11] Les profils sismiques sont enregistrés à une certaine distance du bateau, d'où la nécessité de décaler.
[12] À l'aide d'utilitaires crées avec l'aide de E. Le Drezen et D. Aslanian.
[13] Renseignement du paramètre *zlcrs* dans le fichier historique de Sithere.
[14] On notera que cette phase de numérisation aurait pu être réalisée sur table à digitaliser. Ce genre de numérisation est plus rapide et permet de rester fidèle à l'interprétation des profils papiers. Par contre les modifications ultérieures d'un horizon impose de re-digitaliser l'ensemble du profil.

profils de la zone et que tous les fichiers ont été mixés avec la navigation, il faut concaténer ces fichiers en un seul (horizon.xyz-D30 par exemple) afin d'obtenir un fichier des valeurs de l'horizon sur l'ensemble de la zone.

Ces deux opérations (mixage avec la navigation et concaténation) ont été automatisées grâce à la création d'un utilitaire (*batch-gornav-auto.csh*) (collaboration : D. Aslanian).

b. Vérification des croisements

Lorsqu'un horizon a été pointé numériquement sur l'ensemble des profils, il s'agit alors de vérifier qu'il n'y ait pas d'incohérence de pointé entre les profils qui se croisent. Cette étape est tout à fait primordiale sans quoi les cartes interpolées obtenues seraient inexploitables.

Pour faire cette vérification, un nouveau module MAGMA a été développé grâce à la collaboration de J.-F. Bourillet et de Géovariances. Ce programme (*controle_croise*) permet de repérer les pointés qui se croisent et de calculer les écarts aux croisements. Le résultat se présente sous la forme d'un fichier d'intersections. En cas d'écarts importants, il est nécessaire de revenir au pointé de l'horizon sur les profils, de repérer et de corriger l'erreur de pointé et de relancer le mixage, la concaténation et la vérification[15].

Une fois les modifications effectuées, le module *controle_croise* permet de transférer l'horizon-xyz et les fichiers d'erreurs sous Isatis afin de permettre une visualisation de ces écarts (fig. III-11). Dans cette étude, nous avons choisi de modifier ainsi tous les écarts supérieurs à 5 ms.

c. Obtention des cartes interpolées

Pour obtenir les cartes interpolées nous avons utilisé les outils de la géostatistique.

En pratique et pour résumer, l'étape d'interpolation passe par trois phases réalisées au sein du logiciel Isatis.

Le calcul et la modélisation des variogrammes

Les variogrammes (2D) décrivent le comportement spatial (la structure) d'une variable dans une direction donnée. Ils représentent en fonction de la distance dans cette direction, l'atténuation plus ou moins rapide de l'influence d'un échantillon sur les zones de plus en plus lointaine. Le variogramme permet donc de quantifier l'influence de la distance sur les corrélations et de démêler les imbrications de structures éventuelles. Dans notre cas d'étude, les données sont structurées en profils orientés à N40 et N130. Ces deux directions principales correspondent à l'orientation des structures géologiques (*Cf.* chapitre II) ; nous avons donc choisi de calculer les variogrammes expérimentaux selon ces deux direc-

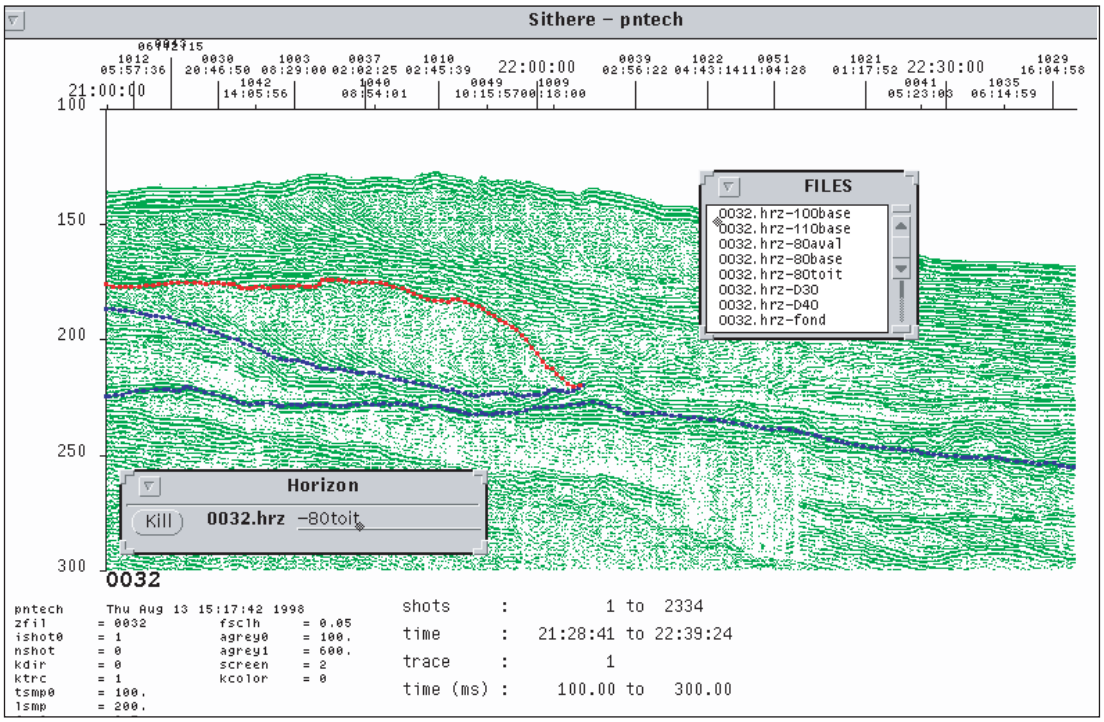


Figure III-10
Pointé numérique des horizons à l'écran dans Sithere et affichage des croisements (avec la collaboration M. Olagnon et E. Le Drezen).

[15] D'où l'intérêt de l'automatisation de cette étape.

tions, plus une troisième voire une quatrième pour s'assurer de la cohérence des directions maximales et minimales de l'anisotropie (fig. III-12).

L'étape suivante de l'analyse variographique consiste à modéliser ce variogramme expérimental. Le variogramme modélisé est la fonction mathématique que l'on estime la mieux ajustée au variogramme expérimental. Différents modèles de base peuvent être utilisés : modèle sphérique, exponentiel, polynomial, gaussien... (fig. III-13).

On notera que c'est l'ajustement à l'origine qui est le plus important puisque ce sont les informations fournies par les points les plus proches qui auront le plus de poids lors de l'interpolation.

L'estimation

Le but de l'estimation est d'interpoler une variable dont on connaît la valeur en N points, en un point x où cette variable est inconnue. L'estimation se fait au moyen d'une moyenne pondérée des informations fournies par les points les plus proches (estimation linéaire encore appelée krigeage). La pondération est définie grâce aux variogrammes et dépend donc de la direction.

La mise en oeuvre de l'interpolation requiert la définition d'un voisinage. Ce voisinage permet de sélectionner l'ensemble de données qui seront prises en compte dans les calculs d'interpolation. Il s'agit là d'un paramètre important de l'interpolation qui conditionne le domaine effectivement estimable (fig. III-14) mais aussi la qualité de l'interpolation et le temps de calcul nécessaire.

En définitive, on obtient la carte interpolée de la surface c'est-à-dire une grille régulière des valeurs estimées (100 m x 100 m pour notre étude) (fig. III-15).

Validation de l'interpolation

Le calcul de l'écart type sur la variable d'estimation permet de vérifier la qualité de l'interpolation. Les zones à très fort écart-type doivent être mises sous caution (fig. III-16).

On a donc choisi de réaliser une optimisation du krigeage qui permet de "nettoyer" l'interpolation des valeurs aberrantes. C'est le cas souvent en bordures de domaines où le nombre de valeurs réelles est limité.

Cette étape de sélection (ou de filtre) sur la variable krigée peut cependant entraîner la création de trous au sein de la grille, ce qui pose problème. On peut alors remplir les trous par une moyenne simple à partir des données voisines (fig. III-17).

d. Visualisation en 3 dimensions

A ce stade on dispose d'une carte isobathe krigée et validée que l'on peut visualiser en 3 dimensions à l'aide du logiciel Geosec3D (fig. III-18). L'intérêt de ce logiciel est de permettre de visualiser simultanément plusieurs surfaces et ainsi d'analyser et de comparer leur géométrie et d'étudier leur relation spatiale.

Les cartes Isatis créées peuvent être utilisées en entrée des simulations stratigraphiques réalisées à l'aide du logiciel Dionisos (étape G). Les simulations seront présentées en détail au chapitre VI.

5. Utilitaires complémentaires

Plusieurs utilitaires complémentaires ont été développés au cours de ce travail.

a. Automatisation d'un traitement simple

Pour accélérer la phase de traitement, nous avons proposé la création d'un utilitaire permettant de réaliser automatiquement une partie du traitement sismique standard sur un ensemble de profils (*Traitement_auto.csh* collaboration D. Aslanian).

b. Calcul des pendages réels (H. Nouzé)

La mesure des pendages réels des strates ou des structures sédimentaires est un paramètre fondamental en géologie. La mesure de pendages dans une direction ne fourni cependant qu'un pendage apparent. Pour accéder au pendage réel, il est nécessaire de mesurer le pendage apparent dans, au moins, deux directions[16] et de calculer (à partir de lois trigonométriques) le pendage réel.

Le pointé des pendages peut être réalisé sous Sithere (avec le module pointech en déterminant une succession de segments). Nous avons donc proposé la création d'un utilitaire permettant de récupérer les pendages pointés dans Sithere et de calculer les pendages réels aux points de croisements (programme panda écrit par H. Nouzé, Ifremer).

c. Tracés des pointés

Par ailleurs, on a développé grâce à la collaboration de D. Aslanian, Ifremer un utilitaire (*line-draw-std.csh*) permettant de récupérer et de tracer les pointés numériques et ainsi d'obtenir, rapidement, des « line-drawings » systématiques et fidèles à notre pointé numérique. (Pour plus de détail, on se reportera aux utilitaires qui sont tous réunis en Annexe.).

[16] On assimile alors la surface à une portion de plan.

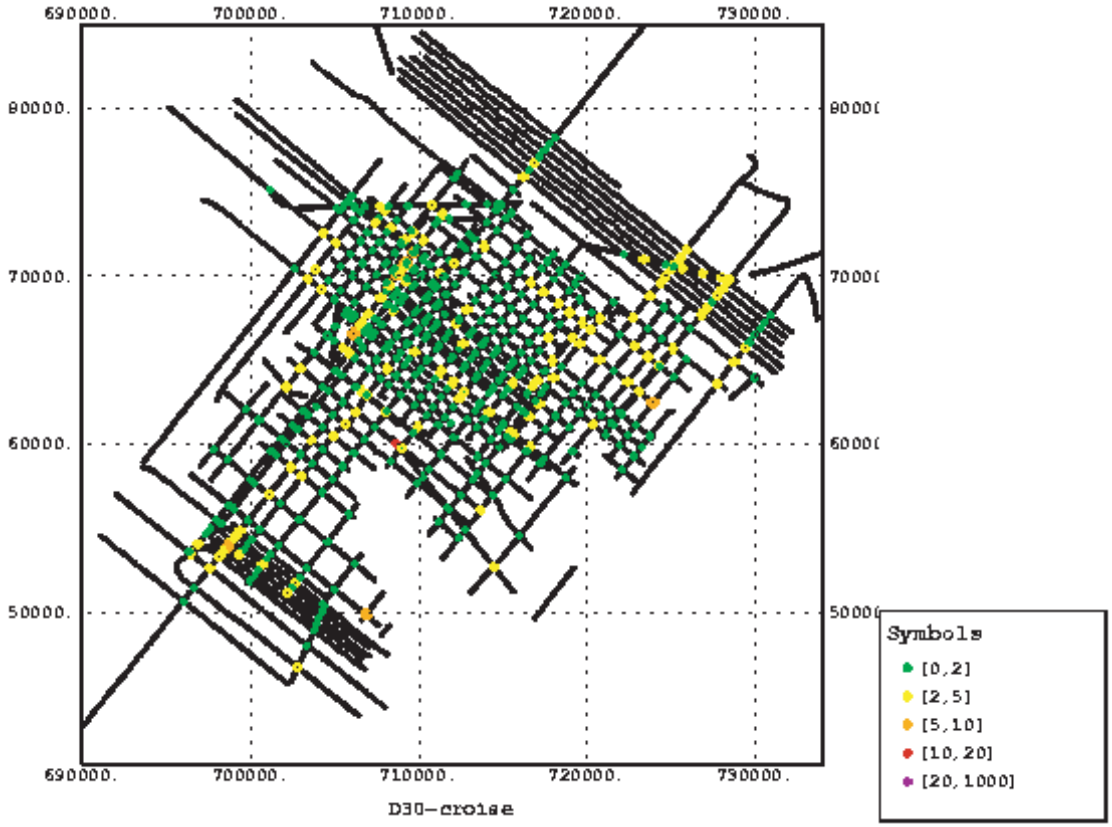


Figure III-11
Contrôle des croissements du pointé de la surface D30. Les valeurs correspondent à l'écart (en milliseconde) entre deux pointés au même point.

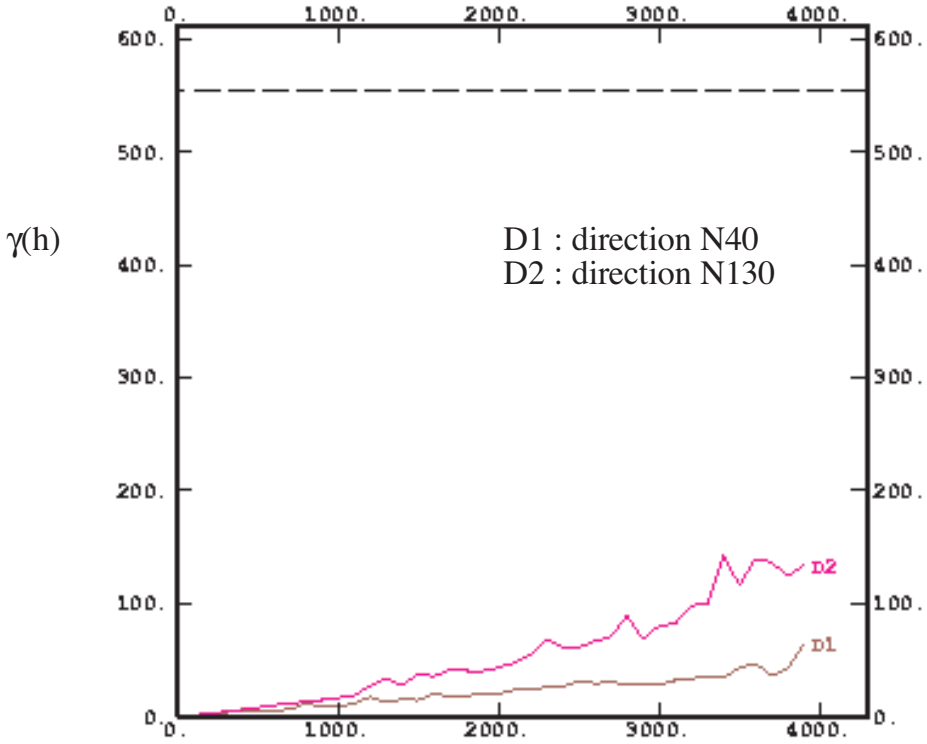


Figure III-12
Variogrammes expérimentaux.

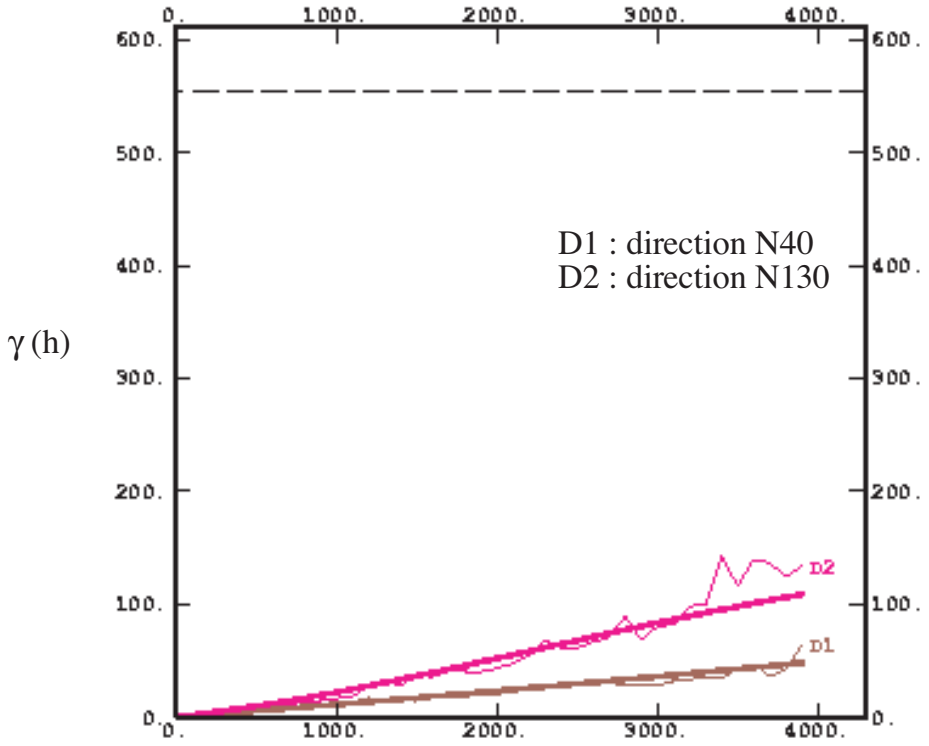


Figure III-13
Variogrammes modélisés.

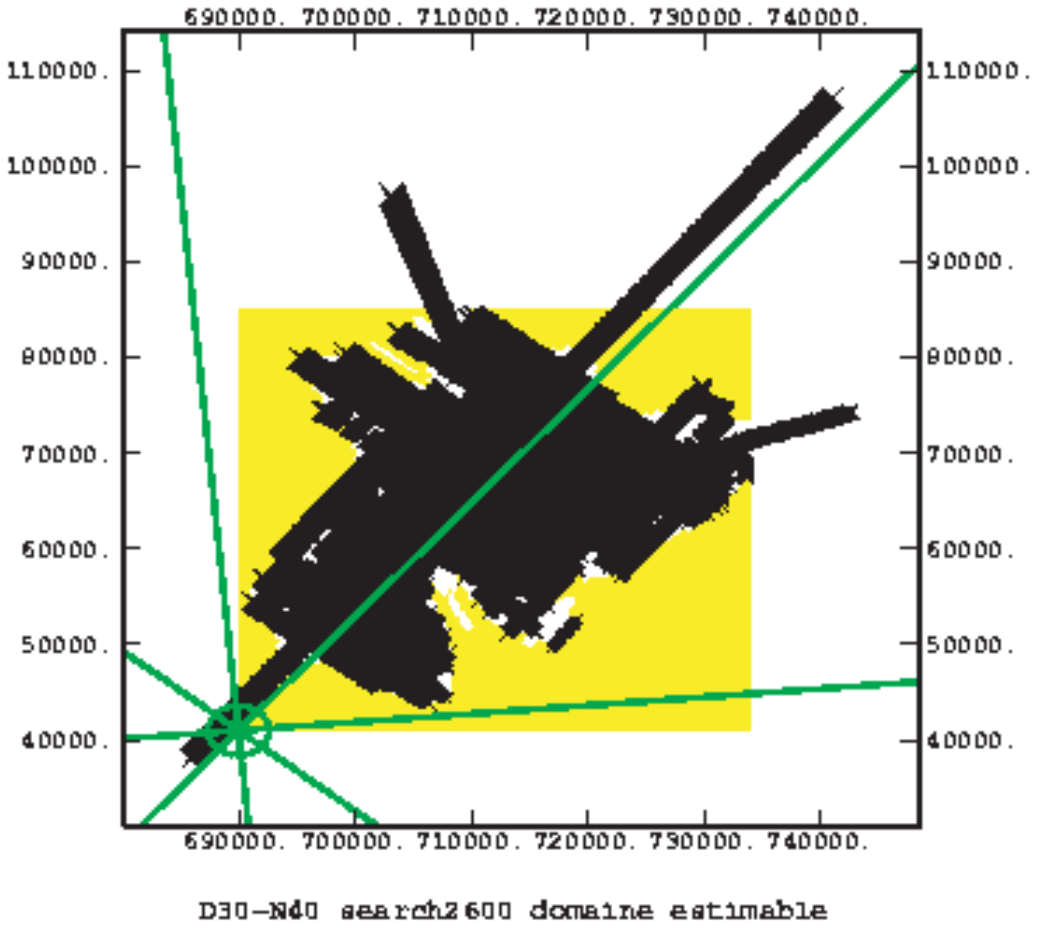


Figure III-14
Domaine estimable par interpolation (en noir et blanc).
En grisé : Nombre de données insuffisant pour réaliser l'interpolation. Le cercle, centré sur le point à estimer, représente la zone de recherche des points informés - voisinage - Le rayon est ici de 2 600 m.

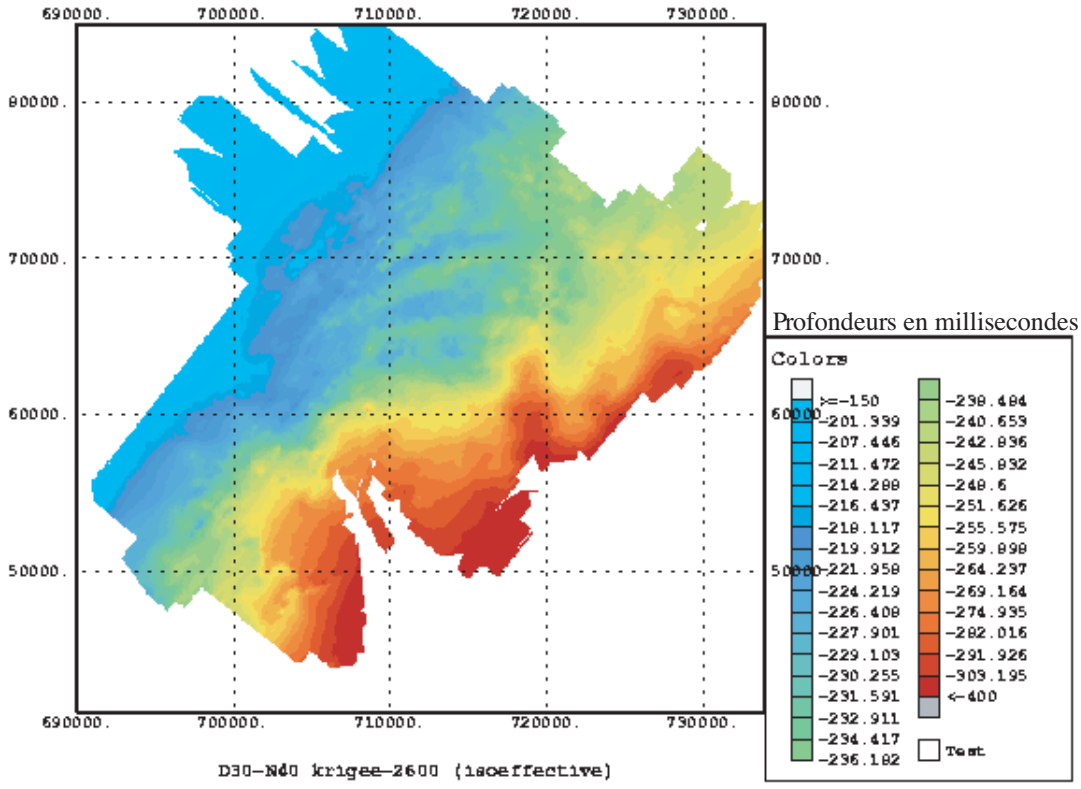


Figure III-15
Carte isohypse (temps-mstd) interpolée (kirgée) de la surface D30.

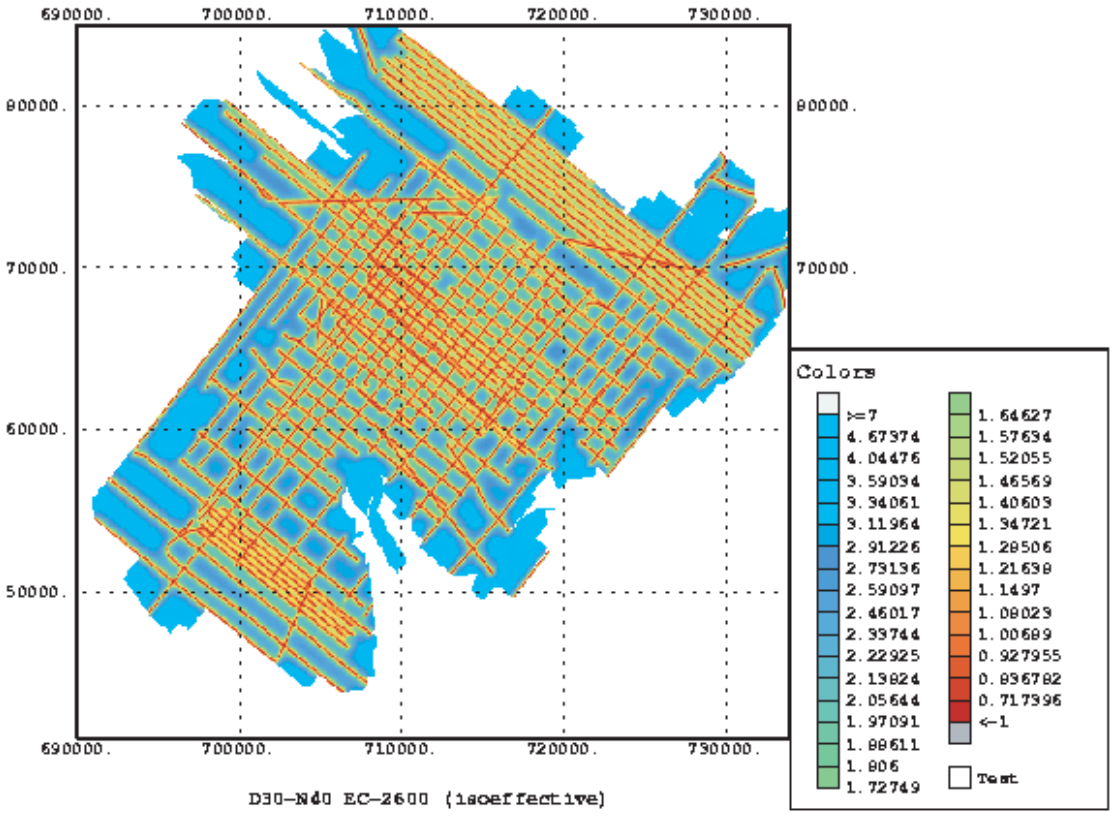


Figure III-16
Carte des valeurs de l'Ecart-type.

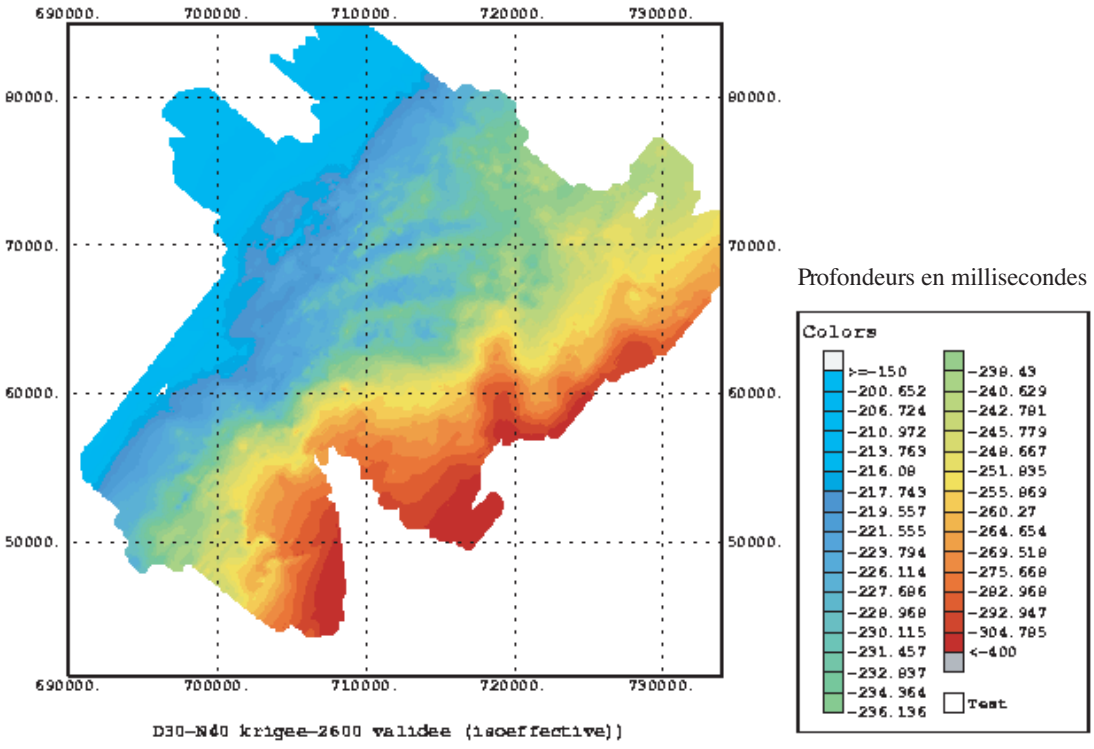


Figure III-17
Carte isohypse (temps-mstd) de la surface D30 interpolée (kirgée) et validée.

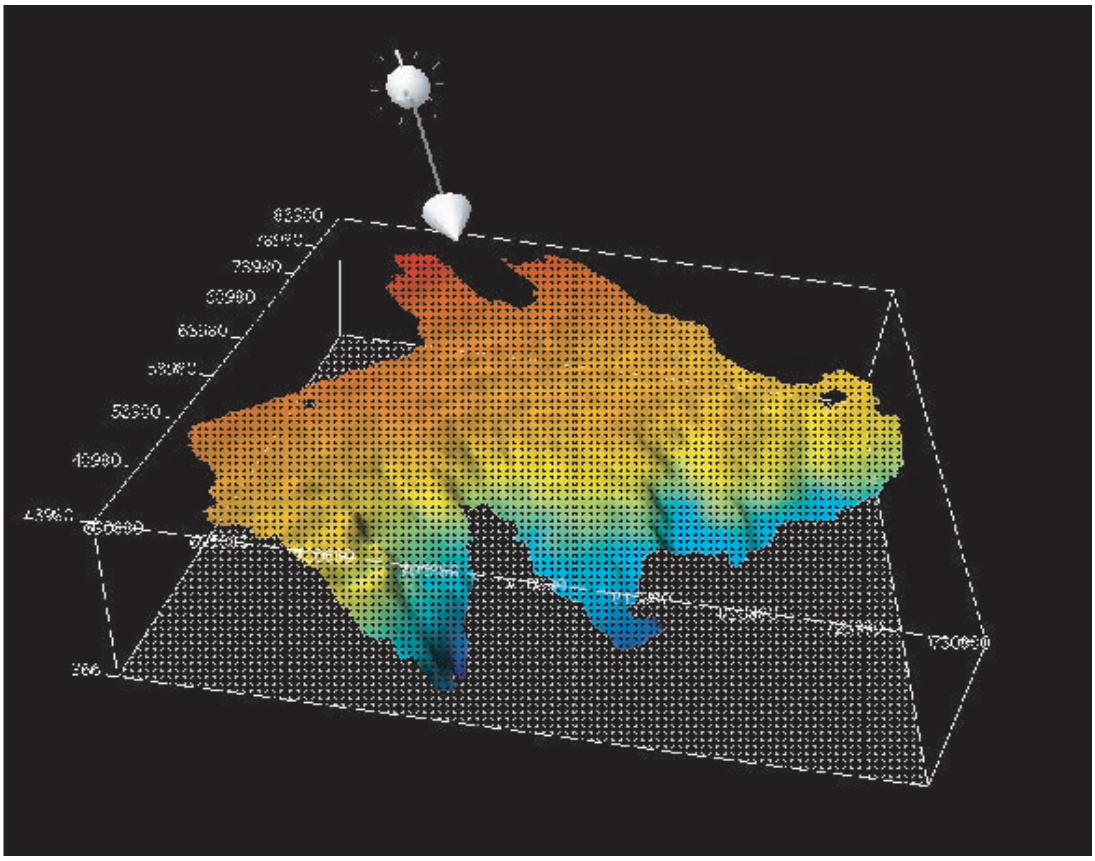


Figure III-18
Visualisation en trois dimensions de la surface (à l'aide du logiciel Geosec3D).

C - DESCRIPTION DES UNITÉS SISMIQUES

Notre base de données est constituée principalement de profils sismiques THR (fig. III-19).

1. Reconnaissance des faciès sismiques et des unités sismiques

On a présenté dans le premier chapitre les principes de la stratigraphie sismique et séquentielle et ses limites. Notre approche est un peu différente de celle proposée par la stratigraphie séquentielle. Nous avons essayé, dans un premier temps, d'avoir une approche très descriptive des profils sismiques. C'est pourquoi nous ne parlerons pas de « séquences » dans cette partie (*Cf.* chapitre I). Nous identifions des faciès et des unités sismiques.

a. Notion d'unité sismique

Le terme faciès sismique correspond à un ensemble relativement homogène de réflexions caractérisées par des similitudes d'amplitude, de continuité, de fréquence et de configurations internes (disposition des réflexions entre elles) (Leenhardt, 1972).

Mitchum *et al.*, (Mitchum et Vail, 1977c) parlent d'unité de faciès sismique (*Seismic facies unit*) : unité tridimensionnelle cartographiable composée de réflexions dont les caractères (configurations des reflexions, continuité, amplitude, fréquence et vitesse d'intervalle) diffèrent des unités de faciès sismiques adjacentes (*Cf.* chapitre I). On notera qu'à une unité de faciès sismique correspond un seul faciès sismique.

Nous parlerons, ici, d'unité sismique dans un sens qui correspond (à peu près) à la définition initiale de la séquence sismique-77[17] (*Cf.* chapitre I). L'utilisation de ce terme permet d'éviter l'ambiguité sur la définition de la séquence sismique (définitions différentes en 1977 et en 1988) (*Cf.* discussion au chapitre I).

L'unité sismique représente un volume qu'il faut délimiter en trois dimensions. Elle est caractérisée par les terminaisons de ses réflexions qui déterminent ses limites spatiales (limites supérieure, inférieure et latérales), son ou ses faciès, ainsi que par sa forme externe[18]. On notera que

[17] On rappelle que la **séquence sismique-77**, telle que définie par Mitchum et Vail en 1977, consiste en une succession de réflexions concordantes et génétiquement liées, limitée à la base et au sommet par des discordances (s.l.) (*unconformity*) reconnues à la terminaison latérale des réflexions. Les surfaces de discordance sont corrélées régionalement sur l'ensemble des sections et extrapolées, y compris dans les zones où la surface de discontinuité devient concordante avec les réflexions (*correlative conformity*). Chaque séquence sismique-77 correspond à une séquence de dépôt-77 : c'est un volume de sédiment encadré de deux limites de séquences-77 et caractérisé par sa distribution régionale, sa géométrie en trois dimensions, son contenu et son histoire.

[18] La reconnaissance de sous-unités sismiques dépend du degré de précision apporté à la distinction des faciès, de la notion d'homogénéité, de la superposition des unités (deux unités distinctes à faciès sismiques identiques peuvent être difficiles à distinguer localement).

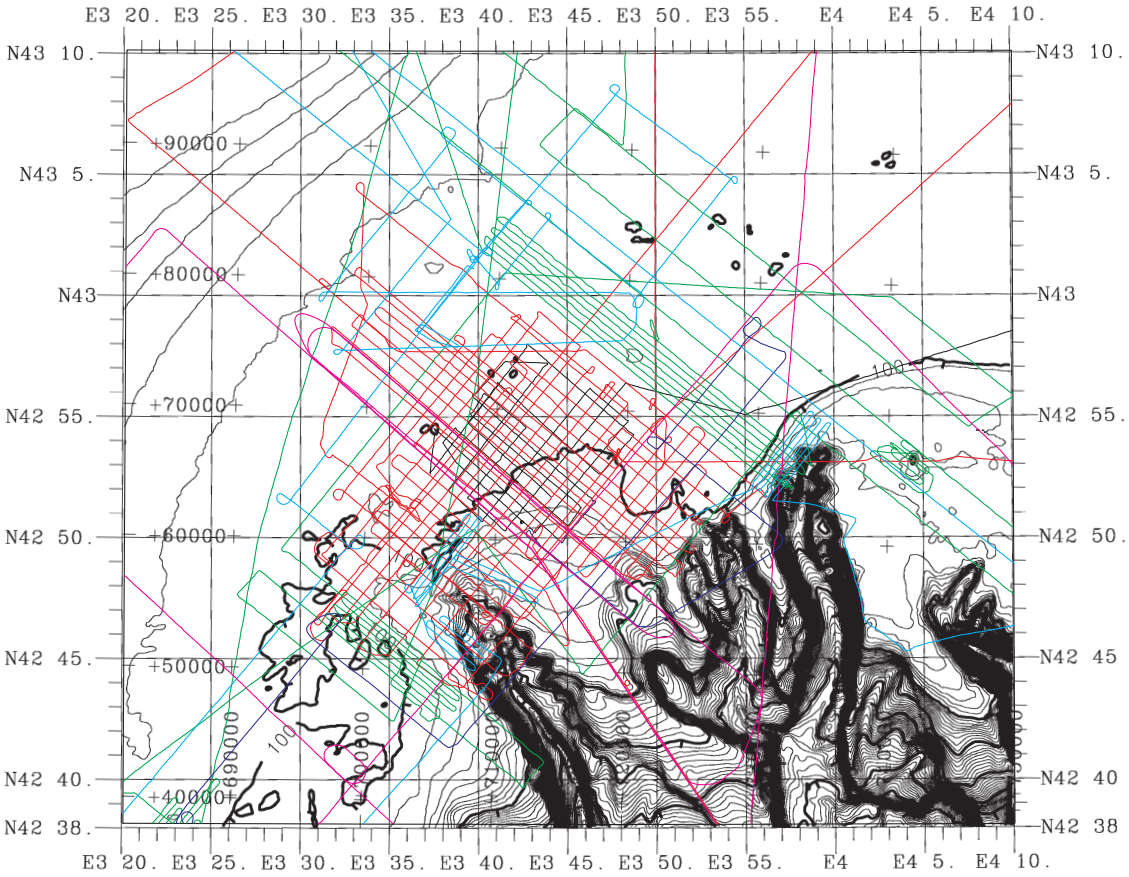


Figure III-19
Localisation des profils de la zone d'étude détaillée.
Campagnes : Escomed (en noir) ; Basar1 (en rouge) ; Basar2 (en vert) ; Calmar (en bleu foncé) ; Basar3 (en bleu clair) ; Smavh (en rose).

des unités sismiques déconnectées dans l'espace (du fait d'une forte érosion par exemple) peuvent en réalité être synchrone.

b. Les faciès sismiques rencontrés : 2 types principaux

Dans ce paragraphe et les suivants, on indique entre parenthèses les abréviations qui seront utilisées, en particulier, sur les cartes.

La majorité des configurations rencontrées dans la zone correspond à une configuration stratifiée (litée), essentiellement avec des clinoformes progradants[19]. Deux grands types caractéristiques se dégagent nettement sur l'ensemble des profils :

- **les clinoformes à pendages faibles (*cpfa*)** ;
- **les clinoformes à pendages élevés (*cpe*)**.

Dans le détail, ils peuvent être obliques tangentiels (ot), obliques parallèles (op) ou sigmoïdes (sig), à bosses et creux (*hummocky*) ou encore frustre (f) (tel que définit *in* Got, Bouye *et al.*, 1987).

Plus localement, et dans des contextes particuliers (canyons par exemple) on trouve aussi une configuration parallèle (sub-parallèle), sub-horizontale, ou plus ou moins ondulée (faciès drapant), une configuration « à vagues migrantes » (Vm) ; une configuration divergente (dv), chaotique (chao), transparente (t), sourde ou « de table »[20].

c. Organisation générale, empilement de prismes PI et PII

Nous rappelons brièvement (on se reportera au chapitre II pour plus de détails) que les dépôts de l'ensemble du plateau continental du Golfe du Lion ont été décrits comme un empilement de prismes progradants qui s'étendent vers l'aval jusqu'en bordure de plateau et se biseautent vers le continent sous l'isobathe actuelle de 80 m (Aloïsi, 1986 ;

[19] Un clinoforme correspond à une surface de dépôt pentue (Mitchum, Vail *et al.*, 1977b). Le clinoforme est communément associé à des strates progradant vers des eaux profondes.

[20] Ce faciès est caractérisé par une forte absorption de l'énergie, la juxtaposition de réflexions discontinues lui confère une configuration sourde. Cette configuration entraîne souvent l'occultation des réflexions sous-jacentes ; ses limites latérales sont aussi très brusques. Ce faciès correspond aux « faciès de table » décrits par Glangeaud (1964), Aloïsi (1975). Il est lié à la présence de gaz (méthane) dans une lithologie vaseuse. Il est rencontré en particulier dans la zone proximale (en deçà de 50 m).

Tesson, Ravenne *et al.*, 1990a). Au-dessus de ces prismes fossiles se développe, jusqu'à environ 50 m de profondeur, le prisme de haut niveau actuel principalement alimenté par les apports du Rhône mais aussi par ceux de l'Aude et de l'Hérault (*Cf.* chapitre II).

Le profil sismique 1061-1062-1047 (Annexe B-fig. 1). Localisé dans la partie centrale de notre zone d'étude s'étend en direction du continent jusqu'à une profondeur de 40 m, on l'a extrapolé jusqu'à la côte d'après les données bathymétrique. Ce profil résume bien l'organisation générale des dépôts sur un transect régional côte-bassin NW-SE. Ce profil met en évidence la superposition complexe des surfaces de discontinuités et des unités sismiques L'épaisseur des dépôts augmente vers le large. Les unités ont une forme (sur le profil donc en deux dimensions) de losange ou de coin, s'évasant le plus souvent vers le large. En trois dimensions, ces unités ont une forme générale de prisme ou de lentille (nous présentons les cartes détaillées de chacune de ces unités dans le paragraphe suivant).

L'analyse de l'ensemble des profils nous a permis de mettre en évidence, au sein des 120 m de sédiments supérieurs, plus de 15 unités sismiques (U50 à U150). Notre cartographie débute au sommet de l'unité U50 à la surface D30 qui correspond à la surface cartographiable la plus profonde non affectée par l'arrivée des multiples.

Les quinze unités sismiques principales se partagent entre des unités à clinoformes faiblement pentus (7 unités) et les unités à clinoformes fortement pentus (8 unités). On appellera :

• Prisme PI : les prismes dont les clinoformes sont à pentes faibles ;

• Prisme PII : les prismes dont les clinoformes sont à pentes élevées.

L'organisation des prismes PI et PII n'est pas aléatoire. La figure III-19bis représente une section type où ont été repérés les prismes PI et PII.

Un couple PI/PII constitue un motif horizontal où les deux prismes se succèdent de l'amont (PI) vers l'aval (PII). Les deux prismes sont chapeautés par une même surface de dicontinuité majeure.

Les couples PI/PII successifs s'empilent verticalement. Dans le détail, cette organisation peut apparaître plus complexe ; plusieurs prismes PI peuvent se succéder verticalement par exemple. Dans le paragraphe suivant, nous présentons l'intégralité des unités par ordre chronologique. Nous les avons néanmoins classées, par soucis de lisibilité, parmi les deux catégories de prismes reconnues (PI et PII). Les descriptions sont volontairement objectives sans discussion sur les implications. On s'attachera

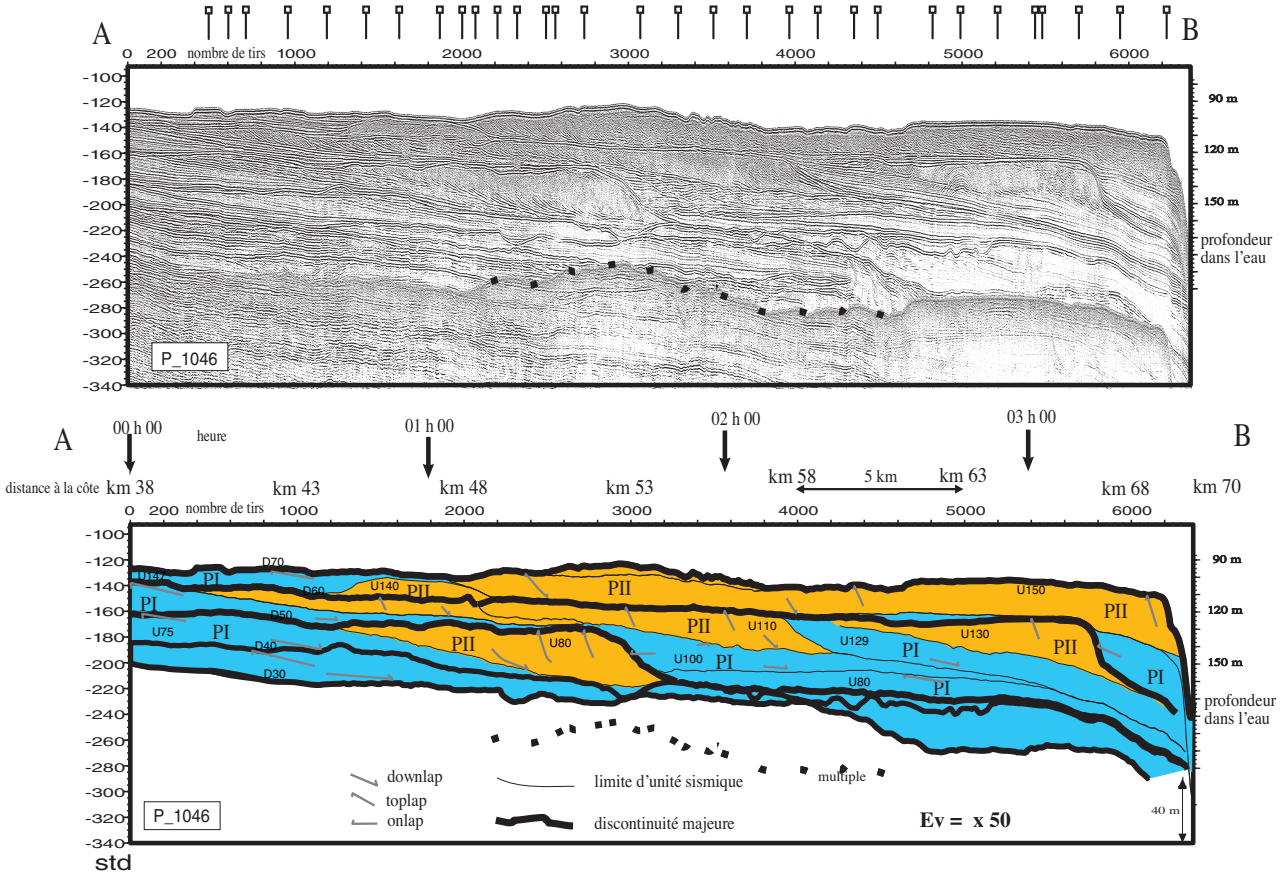


Figure III-19bis Identification des prismes PI (clinoformes à pendages faibles en bleu). PII (Clinoformes à pendages élevés en orange) sur le profil 1046 (voir position en Annexe G).

en particulier à définir, à partir des géométries et des profils, la position relative des prismes PII et la migration de leur limite extrême.

L'interprétation complète des géométries, leur signification (environnement de dépôt, période de temps mis en jeu) sera étudiée et présentée aux chapitres V et VI.

2- Présentation des unités : caractéristiques sismiques, distributions, morphologies

Les unités reconnues, de la plus profonde à la plus superficielle, sont décrites avec différentes figures :

• *Un ou plusieurs profil(s) sismique(s) caractéristique(s) ;*

• *Les cartes isohypses de la base et du sommet des unités (Annexe C) ;*

• *Les cartes isopaque-temps des unités (Annexe C) ;*

• *Les cartes morphologiques interprétatives (des surfaces et des unités).*

Pour chaque unité, nous avons résumé les informations suivantes :

• *Les caractéristiques des limites de l'unité (inférieure, supérieure, latérale) ;*

• *Les caractéristiques du faciès sismique représentatif de l'unité (configuration surtout) et ses variantes possibles ;*

• *Les caractéristiques générales : les différents domaines morphologiques repérés, leur étendue, localisation, largeur, longueur, profondeur, pentes épaisseur de l'unité*[21].

Pour plus de lisibilité, les profils d'ensemble de la marge ont été reportés en Annexe B (format A3). De même l'ensemble des cartes isohypses et isopaques-temps sont rassemblées dans l'Annexe C (format A3). Seules les cartes morphologiques et les extraits de profils sont insérés au texte qui suit. Un tableau synthétique des caractéristiques principales des unités est présenté dans l'Annexe D (format A3).

a. Premier couple PI/PII : U50/U55 et la surface de discontinuité D30

Un prisme PI : U50

• A la base de l'unité U50 se trouve la surface de discontinuité D20 (non cartographiée) ;

• Au sommet de l'unité U50 se trouve la surface D30 qui correspond à une réflexion de forte amplitude, de grande continuité, facilement corrélable régionalement ;

• L'unité U50 (PI) est caractérisée par un faciès sismique à grands clinoformes obliques tangentiels (fig. III-20) qui se terminent en biseau sur D20 (*downlaps*) et sont tronqués par D30 (*Toplaps*). Les clinoformes sont dits « à pentes faibles » (cpfa). Dans le détail on peut distinguer certains clinoformes qui présentent une très forte amplitude et une forte continuité. Dans la partie la plus profonde, une phase d'incision de canyon puis de remplissage est associée à l'unité U50. Dans les remplissages de canyons, le faciès sismique présente des clinoformes obliques divergents dont les pentes sont variables avec de grandes ondulations (Annexe B fig. 2 Profil P1049) ;

• La surface D30 correspond au toit de l'unité U50. C'est la surface la plus profonde que nous ayons cartographiée. On l'identifie facilement sur les profils sismiques et on la trouve sur toute la zone. Elle présente une allure générale ondulée qui tronque les réflexions de l'unité U50 sous-jacente (fig. III-20 et Annexe B figure 2 Profil P1049) ; c'est donc une surface d'érosion nette.

L'analyse morphologique de sa carte isobathe, de sa carte des pentes et des profils met en évidence trois domaines majeurs orientés NE-SW. De l'amont à l'aval, on trouve successivement (fig. III-21-A et carte isohypse de D30 en Annexe C) :

A) un domaine de pente générale[22] régulière à vergence SE, la pente est comprise entre 0,25 % et 0,5 % (soit entre 0,14° et 0,29°). Ce domaine s'étend sur 10 à 15 km.

B) un domaine de pente générale faible voire très faible au NE de la zone (0,2 % à 0,1 % soit 0,11 à 0,06°), mais rugueuse dans sa partie profonde c'est-à-dire avec des reliefs en bosses et en creux atteignant 10 ms de dénivelé (≈ 7,5 m) avec des

[21] Les conversions temps-profondeur sont effectuées en considérant :
* pour les profondeurs, une vitesse moyenne eau-sédiments superficiels de 1 500 m/s. On notera que cette loi positionne le fond marin actuel à la bonne profondeur. Les surfaces sous-jacentes ont une profondeur sous-estimée, l'erreur commise augmente avec la profondeur (puisque la vitesse dans les sédiments est > 1 500 m/s et augmente avec la profondeur) ;
* pour les pentes mesurées sur les cartes, pour le calcul des pendages vrais des clinoformes et pour le calcul des épaisseurs on a utilisé une vitesse de 1 600 m/s, vitesse estimée dans les sédiments.

[22] On distinguera une pente générale d'une pente locale. Les pentes générales ont été calculées en mesurant sur les cartes la distance à parcourir pour un approfondissement de 10 ms (soit 7,5 m pour une vitesse de 1 500 m/s). Une pente de 0,25 % correspond à un approfondissement de 7,5 m en 3 km. Les pentes locales sont lues directement sur les cartes de gradient 2D calculés sur la grille au pas de 100 m.

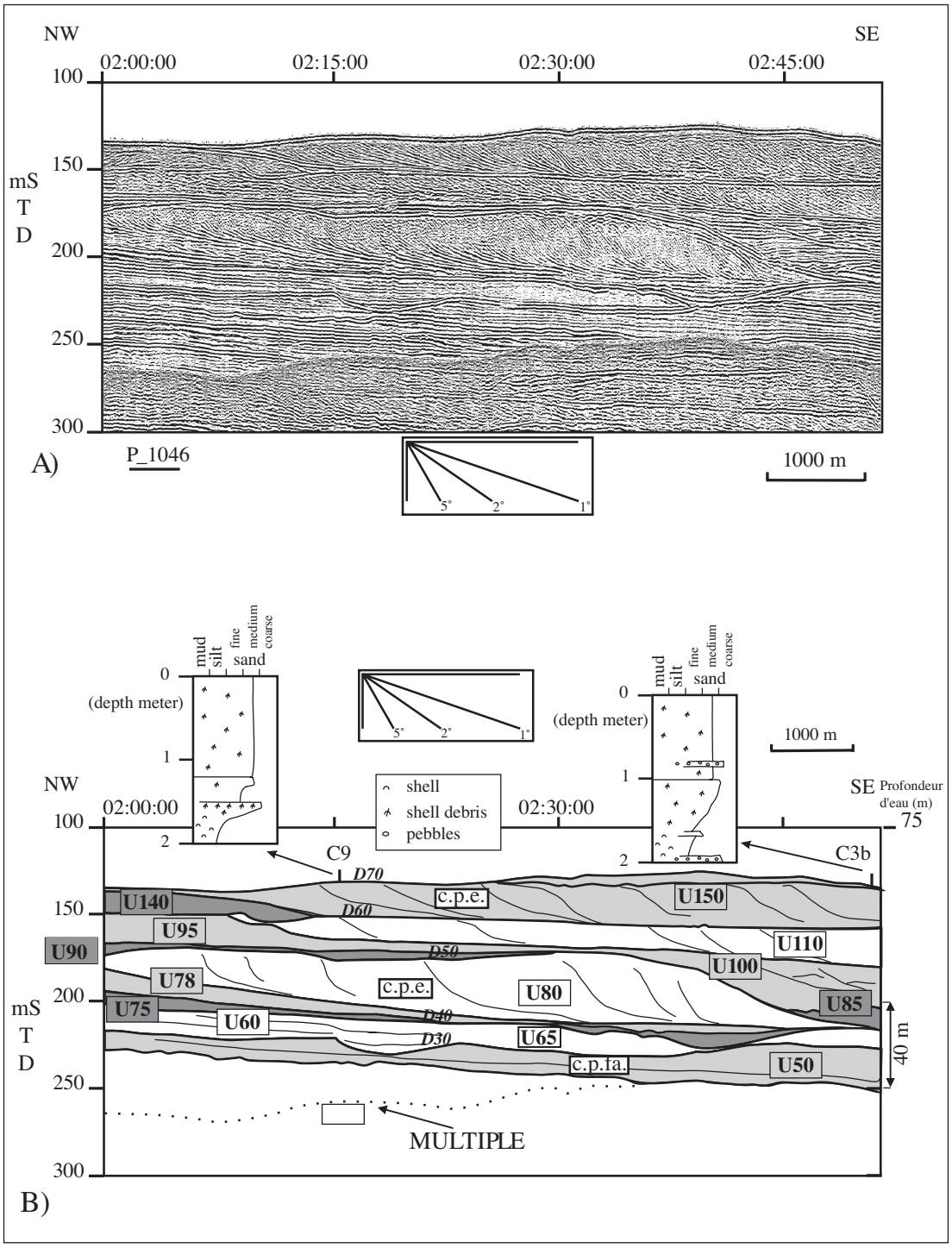


Figure III-20
Section du profil sismique P-1046 Sparker très haute résolution. (A) profil non interprété. (B) profil interprété montrant des clinoformes sigmoïdaux et à pente élevée (c.p.e.) au sein des unités U150, U110 et U80. Des carottes échantillonnent le sommet de l'unité U150 ont permis de caractériser une lithologie de sables moyens à grossiers. (Les conversions temps-profondeur sont calculées en considérant une vitesse de 1 500 m.s^{-1} dans les sédiments). (d'après Rabineau *et al.,* 1998) (voir position du profil en Annexe G).

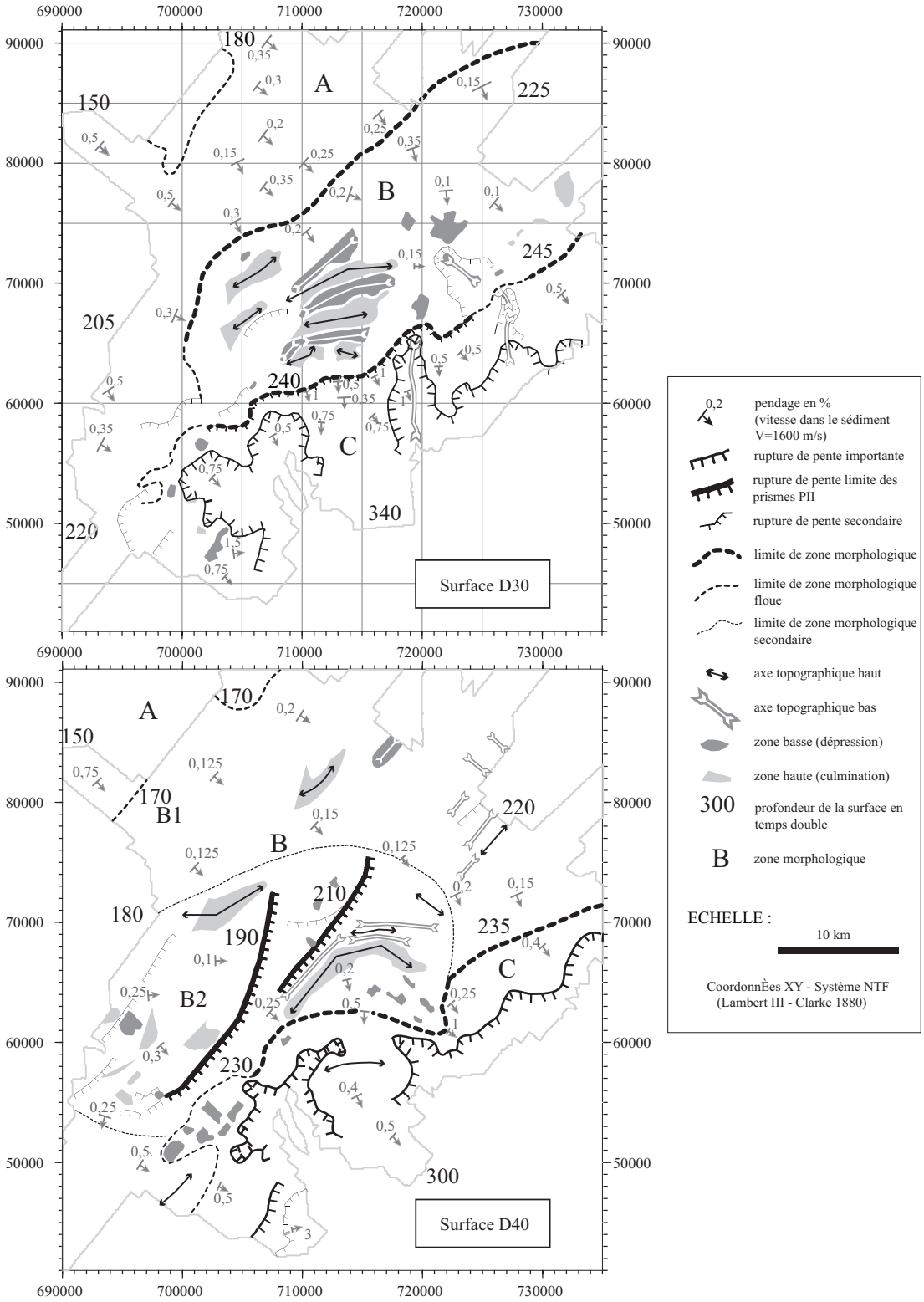


Figure III-21A Interprétation de la carte isohypse temps double : principaux traits morphologiques de la surface D30 (voir la carte isohypse originale en Annexe C).

Figure III-21B Interprétation de la carte isohypse temps double : principaux traits morphologiques de la surface D40 (voir la carte isohypse originale en Annexe C).

pentes locales comprises entre 0,2° à 1°. On note aussi des structures continues avec des reliefs positifs et négatifs qui alternent. Leur longueur est de l'ordre de 10 km, leur largeur de l'ordre du kilomètre, leur direction ENE-WSW ou de forme légèrement arquée évoluant de NE-SW à E-W vers le nord ; elles s'intercalent avec une longueur d'onde de l'ordre de 2,5 km.

C) un domaine où les pentes générales s'accentuent, elles dépassent en moyenne 0,5 % et atteignent souvent 1 % (> 0,6°), avec des creusements convergents s'accentuant vers l'aval dont la dépression[23] peut atteindre 60 ms (48 m avec V = 1 600 m/s) de profondeur[24].

Un prisme PII : U55

• Une unité à clinoformes à pentes élevées existe au sommet de l'unité U50, on l'appelle U55 (PII). Entre les dépressions du domaine C, des prismes à clinoformes fortement pentus existent (en particulier sur l'interfluve paléoAude-paléoHérault).

Le premier couple PI/PII (S1) est constitué par les unités U50 et U55. La surface sommitale D30 est une surface d'érosion importante. Le prisme PII (U55) est présent dans la partie la plus externe de la zone (C), il est particulièrement net sur l'interfluve Aude-Hérault où son épaisseur atteint une quinzaine de mètres mais ne crée pas de relief visible dans la topographie. Une première phase d'incision et de remplissage de canyon est associée à ces dépôts.

b. Deuxième couple PI/PII : U60/U65 et la surface de discontinuité D40

Un prisme PI : U60

• A la base de l'unité U60 se situe la surface D30, que l'on a décrite ci-dessus ;

• Au sommet de l'unité se trouve la surface D40 qui correspond à une réflexion de très forte amplitude et de grande continuité, facilement corrélable régionalement.

Elle est globalement ondulée et tronque les réflexions de U60, c'est donc, comme D30, une surface d'érosion nette (Annexe B fig. 2 profil 1049).

• L'unité U60 (PI) est caractérisée par un faciès sismique à grands clinoformes obliques tangentiels très nets (en particulier dans la zone la plus en amont) (fig. 22-A et Annexe B fig. 2-Profil 1049) qui se terminent en biseau sur D30 (*downlaps*) et sont tronqués par D40 (*Toplaps*). Les clinoformes sont dits « à pentes faibles » (cpfa) ; ils atteignent (surtout dans leur partie sommitale) mais ne dépassent pas 1° (1,75 %) (Rabineau, Berné *et al.*, 1998). Dans le détail on peut distinguer certains clinoformes qui présentent une très forte amplitude et une forte continuité ; entre ceux-ci les clinoformes sont discontinus et d'amplitude nettement moindre. En aval des profils, les réflexions deviennent frustres (dans la partie nord) et/ou à « vagues migrantes »[25] ; dans la partie la plus profonde, à proximité immédiate des canyons, le faciès sismique présente des clinoformes obliques parallèles dont les pentes sont élevées et qui présentent de grandes ondulations (fig. 22-A et fig. III-19bis et Annexe B fig. 2-Profil 1049)[26].

• Comme pour D30, on peut diviser la surface D40 en trois zones (fig. III-21-B).

A) une zone très en amont (entre 140 et 170 ms de profondeurs) avec une pente régulière forte (0,75 %) (Annexe B fig. 1 profil 1061-62-47).

B) une zone à pente générale faible 0,15 - 0,25 %. Deux sous-zones peuvent être distinguées : B1 au nord où la surface est assez régulière et B2 dans la partie centrale et sud-ouest de la zone. Cette sous-zone B2 est une zone avec une rupture de pente convexe vers le large. Cette banquette ou ressaut topographique est arquée en plan (direction NE-SW puis N-S vers le nord) entre 205 - 210 et 220 ms mais limitée dans l'espace[27]. Un deuxième ressaut moins marqué est visible à environ 10 km au NE du premier. Entre les deux banquettes, on trouve une zone de replat. Dans la zone SW la banquette semble se situer vers 180 - 190 ms à la limite de la zone d'étude. A partir de 220 ms la zone B est faiblement pentue mais extrêmement rugueuse avec de nombreux creux et bosses de faible étendue (diamètre souvent inférieur à 1 km mais atteignant des profondeurs de 20 ms (16 m). Par ailleurs il existe des reliefs positifs et négatifs d'orientation oblique E-W

[23] On utilise le terme dépression en opposition au terme incision (identifiable par de nettes troncatures) que nous réservons au véritable creusement des flancs de canyons (subverticaux).

[24] Sous D30, il existe un système de canyon : paroi abrupte de canyon qui remonte beaucoup plus en amont que le système actuel (voir carte paléocanyons). L'unité U50 remplit partiellement ce système de canyon, mais pas entièrement comme le montre la topographie de la surface D30 (zone en dépression avec maintien de courant plus fort ?).

[25] C'est dans la zone en dépression qui marque le canyon non complètement rempli que se développe le faciès à vagues migrantes (elles commencent là où il y a une rupture de pente).

[26] On aurait pu individualiser des unités supplémentaires correspondants à ces changements de faciès, on ne l'a pas fait étant donné l'aspect localisé du faciès et la bonne continuité des surfaces sus et sous-jacentes).

[27] Ce ressaut n'existe pas dans la zone Nord.

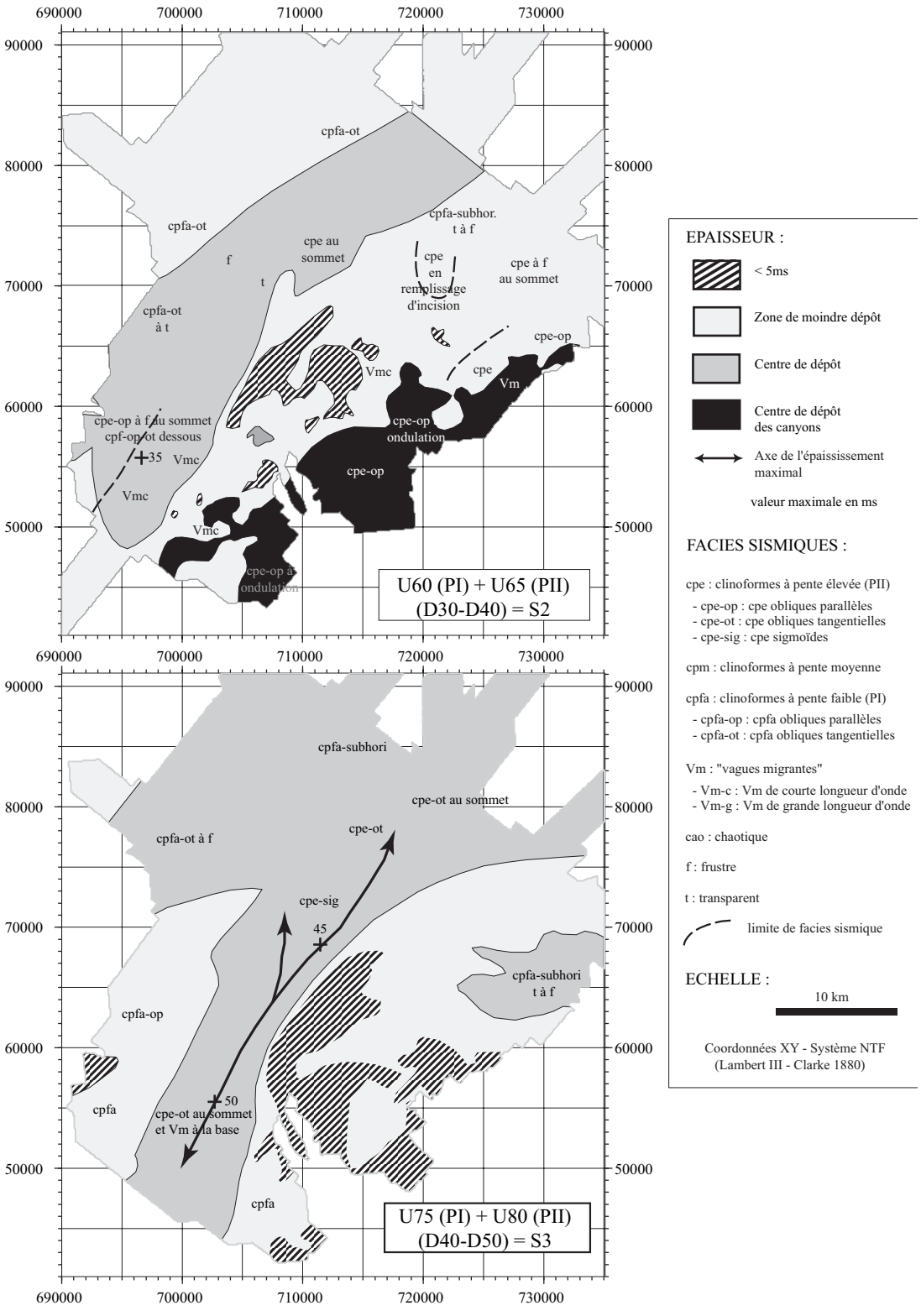


Figure III-22A
Carte isopaque temps double simplifiée et faciès sismiques des unités U60 + U65 (voir la carte originale en Annexe C).

Figure III-22B
Carte isopaque temps double simplifiée et faciès sismiques des unités U75 + U80.

(dans la même zone que ceux de D30 mais légèrement décalés).

C) une zone à partir de 230 - 240 ms, où l'on note une augmentation de la pente (> 0,4 %) avec des creusements convergents et s'accentuant vers l'aval (dépressions).

Un prisme PII : U65

• L'observation plus attentive des profils montre souvent une sous-unité intercalée entre U60 (cpfa) et D40, nommée U65 (PII). C'est une unité peu épaisse caractérisée par un faciès avec des clinoformes dits à « pente élevée » (cpe) de configuration oblique parallèle à oblique tangentielle. Localement les réflexions deviennent très discontinues, d'amplitude globalement plus faible mais variable localement (faciès frustre à semi-chaotique) (fig. III-20). La position de l'unité U65 est à la fois amont (zone B2 en amont du profil 1040 dans la partie centrale et SO) et très en aval (zone C) sur l'interfluve Aude-Hérault en particulier (figure Annexe B fig. 3-Profil 1036). La limite entre U60 et U65 est une surface globalement plane, légèrement pentue (au centre) à nettement pentue (au sud) ; elle présente localement une incision importante qui vient buter sur D30 dont le remplissage montre des cpe bien développés (fig. III-22-A) (au nord sur le profil P0052 par exemple). Dans la zone SW, le sommet de l'unité présente une forme lobée très nette, ce qui va dans le sens d'une topographie intrinsèque. La distinction entre U60 et U65 n'est pas toujours très nette (fig. III-23). U65 montre aussi une morphologie de type dunaire (fig. III-24). Étant donnée la faible épaisseur et la faible continuité de cette unité et la très forte continuité de la réflexion sus-jacente (D40) nous n'avons pas réalisé de carte individuelle pour cette unité. Le sommet de U65 est donc confondu (quand elle existe) avec D40. C'est donc U60-65 que l'on a cartographié[28]. On souligne que c'est l'existence de l'unité U65 qui forme le relief en banquette sur la plateforme. Par contre, l'existence de l'unité U65 dans la zone de l'interfluve ne crée pas de relief visible sur la carte isohypse de D40. L'allure de l'unité U65 dans la zone nord va dans le sens d'une topographie héritée et remaniée postérieurement à son dépôt.

• Au centre de la zone et au pied des ressauts, les deux surfaces D30 et D40 peuvent coïncider, souvent en opposition de phase d'ailleurs (c'est-à-dire qu'à un creux de l'une correspond une bosse de l'autre (fig. III-22-A). La surface D40 est une surface d'érosion nette (U60 présente des troncatures d'érosion) mais elle n'érode pas la surface D30[29].

Le deuxième couple PI/PII (S2) est constitué par les unités U60 et U65. Le prisme PII (U65) est présent dans la partie centrale de notre zone (mais peu épais et érodé), il est bien développé sur l'interfluve Aude-Hérault à la limite plate-forme—pente (légèrement en aval du prisme PII du couple précédent).

c. Troisième couple PI/PII : U75-78/U80 et la surface de discontinuité D50

Un prisme PI : U75-78

• La surface basale de cette unité correspond à la surface sommitale de l'unité U60-65 (c'est-à-dire D40) précédemment décrite ;

• La surface sommitale de l'unité U75-78 (fig. Annexe B fig. 2-Profil 1049) correspond à D50 dans sa partie en amont, à la base de l'unité U80 dans sa partie centrale, puis à D50 à nouveau dans sa partie en aval.

• L'unité U75-78 (PI) est formée de deux sous-unités. La sous-unité U75 est représentée par un faciès très net à clinoformes obliques tangentiels à faibles pentes (cpfa-ot) continus, de forte amplitude, en *downlaps* sur D40 (dans la partie la plus en amont).

La sous-unité U78 présente un faciès sismique à clinoformes légèrement plus pentus mais surtout beaucoup plus discontinus (faciès frustre intermédiaire entre U75 et U80). Nous n'avons pas différencié U75 et U78 pour la réalisation des cartes (d'où l'appellation U75-78), les faciès sismiques sont localisés sur la carte isopaque. Dans la zone nord, les faciès passent de clinoformes à pentes faibles oblique tangentiels cpfa-ot à transparent et/ou frustre subhorizontal. Les réflexions de l'unité U75-78 sont tronquées, surtout dans la partie centrale et sud-ouest, par la base de l'unité U80. Dans la zone sud-ouest l'unité présente un faciès sismique complexe et variable évoluant de (cpfa-ot) à frustre (f) et à vagues migrantes de courtes longueur d'onde (Vmc) puis de plus grande longueur d'onde et enfin un faciès à cpfa à transparent (fig. III-24 et fig. III-22-B).

• Le toit de l'unité U75-78 (PI) se situe entre 145 et 230 ms, on peut diviser la surface en trois domaines morphologiques (fig. III-25-A) :

A) une zone, la plus en amont, comprise entre 140 et 150 ms au nord et 170 - 180 ms au sud présente une pente générale faible (0,15-0,2 %) à vergence SE.

B) une zone plus centrale qui correspond à la base de l'unité U80 qui tronque les réflexions de

[28] Les petites dunes sans doute transgressives y sont aussi associées (Berné, Lericolais *et al.*, 1998a).
[29] L'allure de D30 est donc intrinsèque à la surface D30 (et non issue de l'érosion par D40).

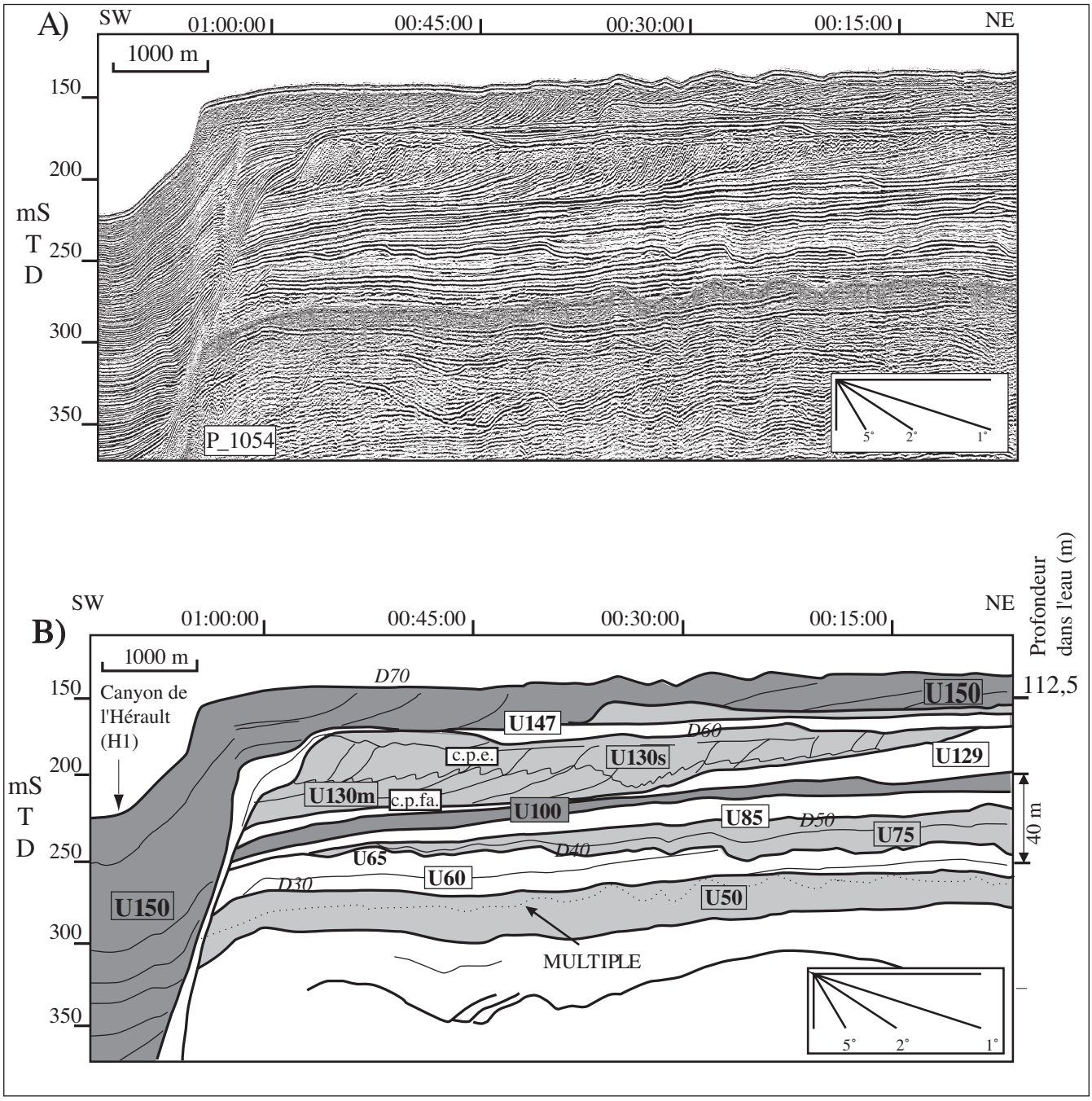


Figure III-23

Section du profil sismique P-1054 Sparker très haute résolution. (A) profil non interprété, (B) profil interprété, montrant des clinoformes sigmoïdaux et à pente élevée (*c.p.e.*) au sein de l'unité 130. On notera également dans l'unité 130, le passage de clinoformes et à pente élevée (*c.p.e.*), à des clinoformes et à pente faible (*c.p.fa.*).
(Les conversions temps-profondeur sont calculées en considérant une vitesse de 1 500 $m.s^{-1}$ dans l'eau et 1 600 $m.s^{-1}$ dans les sédiments).
(Modifié de Rabineau *et al.*, 1998) (voir position du profil en Annexe G).

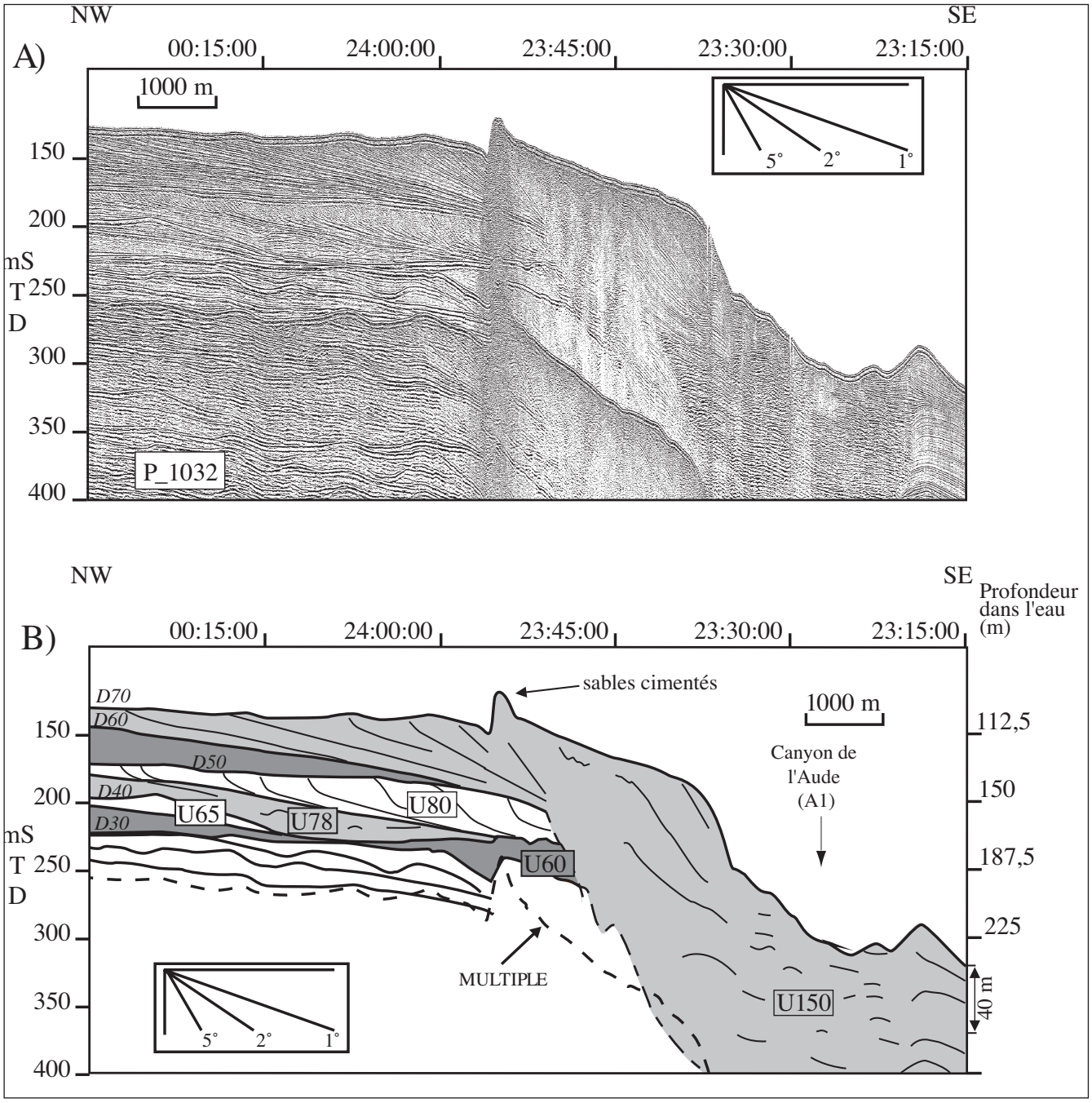


Figure III-24
Section du profil sismique P-1032 Sparker très haute résolution. (A) profil non interprété, (B) profil interprété, montrant la préservation de l'unité U65 et l'existence de sables cimentés préservés de l'érosion au sommet de l'unité 150. Noter le remplissage de la tête du canyon de l'Aude par cette unité. (Les conversions temps-profondeur sont calculées en considérant une vitesse de 1 500 $m.s^{-1}$ dans l'eau et 1 600 $m.s^{-1}$ dans les sédiments). (d'après Rabineau *et al.*, 1998) (voir position du profil en Annexe G).

l'unité U75-78 et qui s'étend entre 150 et 200 ms au nord et 180 - 230 ms au sud. Les isobathes sont orientées selon une direction NE-SW et s'infléchissent vers une direction N-S dans la partie sud. La pente moyenne est assez régulière mais variable géographiquement ; elle varie de 0,25 % dans la partie nord à 0,5 % dans la partie centrale, où elle atteint localement 2 % (entre 190 et 210 ms) et 0,7 % dans la partie sud. La profondeur du toit de l'unité s'accentuent donc du nord vers le sud (150 ms au nord à 180 ms au sud), de même pour sa pente. Localement, on observe de nettes ondulations sur les profils (creux et bosses) dans les zones E et NW (Annexe B fig. 2-Profil 1049).

C) une zone externe qui correspond à D50 à pendage plus faible 0,25 à 0,4 % avec une vergence sud dans la zone centrale-E-SE où l'unité U75-78 est très réduite voire absente (fig. III-26-A). Localement, dans cette zone, l'unité remplit les petites paléo-dépressions de D40 (la carte isobathe de D50 est plus lisse que celle de D40). Dans la zone sud et dans la zone nord, l'unité se prolonge en aval jusqu'aux canyons de l'Aude et de l'Hérault (respectivement) où elle devient épaisse (Annexe B fig. 5 profil P1019-3037). Dans ces zones plus profondes, le faciès sismique est complexe, variable et souvent hybride (*Cf.* fig. III-26A). Dans la zone nord, la surface devient particulièrement rugueuse (érosive) avec de nombreux creux et bosses.

Un prisme PII : U80

• La base de l'unité U80 correspond au flanc pentu du toit de l'unité U75 - 78 dont elle tronque les réflexions et que l'on a décrite ci-dessus (zone B). Le passage de l'unité U75 - 78 à l'unité U80 est abrupt (surtout dans la partie centrale) et souligné par une discontinuité érosive. La surface est par contre beaucoup moins pentue (0,15 - 0,25 %) et beaucoup plus régulière au nord de la zone.

• Le toit de l'unité U80 correspond à une réflexion bien individualisée sur les profils sismiques qui prolonge le toit de l'unité U75 - 78 et présente une rupture de pente très marquée surtout au centre de la zone atteignant 3 % qui correspond, globalement[30], aux *foresets* des clinoformes de l'unité (entre 160 et 210 ms).

• L'unité U80 présente un faciès sismique très net, facilement identifiable et corrélable avec des **clinoformes de type sigmoïdes à « pentes élevées »** dans la partie centrale de la zone (fig. III-27). Là, leurs parties sommitales, les *topsets*, sont préservés en *toplap* sous le toit de U80. Les foresets sont bien développés. Les *bottomsets* de la partie basale, d'extension latérale réduite, sont en *downlap* descendants[31] sur le toit de l'unité U75 - 78 (ou localement de la surface D40). Le calcul de la pente réelle dans la partie la plus raide des foresets donne des pendages atteignant 8° (la moyenne se situant plutôt autour de 4°), les pendages sont parallèles entre eux au sein de l'unité et sont orientés vers le SE (plus exactement N120°)[32] (*Cf.* carte pendages).

• L'unité U80 a des limites géographiques nettes ; elle est cependant présente sur tous les profils NWSE traversant la zone d'étude (fig. III-26-B). L'unité présente une orientation parallèle à la côte actuelle, légèrement arquée concave vers le large. Son extension (vers le nord et le sud) est grande et dépasse la zone d'étude. Par contre, sa largeur est relativement faible (7 km au centre à 14 km au nord). Son épaisseur atteint 50 ms (soit 40 m avec V = 1 600 m/s) au centre de la zone d'étude et décroît vers le nord et le sud. Sa forme générale externe est celle d'un « coin » ou d'un « prisme ».

La surface D50

Le toit de l'unité U75 - U78, le toit de l'unité U80 et la surface en aval de l'unité U80 représentent une même surface continue que l'on a nommée (D50). Cette surface présente un fort gradient surtout au centre de la zone (c'est celui du front de l'unité U80) entre 160 et 210 ms qui sépare deux domaines (fig. III-25-B) :

A) Au NW, la pente est faible, les isobathes ont une direction générale NE-SW entre 135 - 160 ms ; au centre une direction ENE-WSW apparaît.

B) Au NE, une zone à pente globalement régulière et plus forte mais localement rugueuse avec des bosses et creux (zone est) et formant une sorte d'éperon au sud-est.

Au sud du canyon de l'Aude, la pente est forte et régulière. Cette zone est identique à la zone C de l'unité U75 - 78. On notera que, dans la zone au NE du canyon de l'Aude, la surface D50 coïncide avec la surface d'érosion D40 (sommet de l'unité U60) (fig. III-22-B). Par contre, dans la partie nord-est, le toit de l'unité U80 se prolonge en une surface d'érosion très nette et bien distincte de D40. Elle correspond au toit de l'unité U75 - 78.

[30] Pas tout à fait en réalité puisqu'on distingue une mini-sous-unité qui moule le pied des foresets à l'extrémité de l'unité et atténue donc la pente de D50 par rapport à celle des foresets (fig. 3 - Rabineau, 1998).
[31] C'est-à-dire que la profondeur du *downlap* augmente progressivement au cours de la progradation.
[32] Mesures réalisées par L. Beaudoin sur steréonet (Beaudoin, 1995).

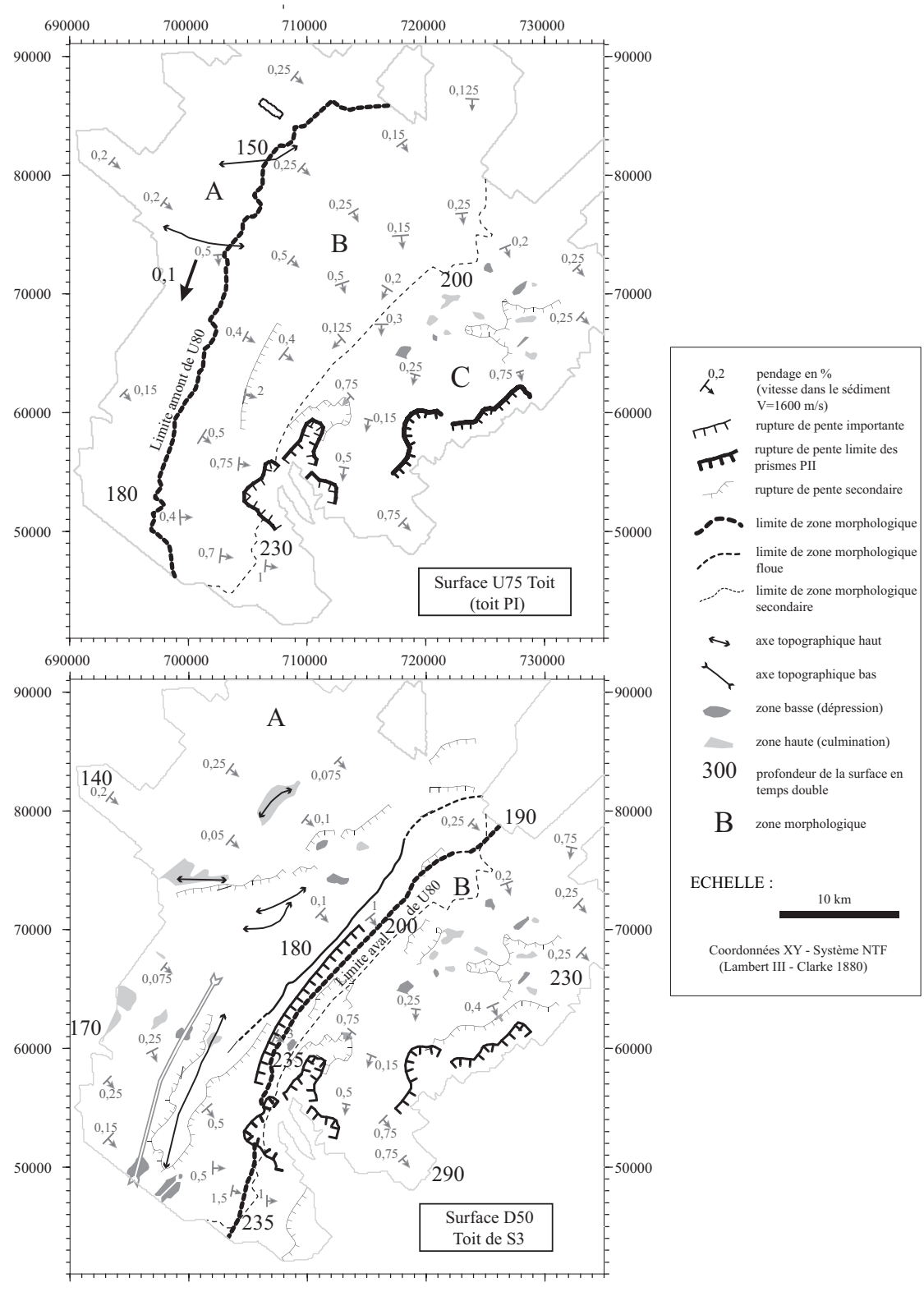


Figure III-25A
Interprétation de la carte isohypse temps double : principaux traits morphologiques de la surface U75 Toit (voir la carte isohypse originale en Annexe C).

Figure III-25B
Interprétation de la carte isohypse temps double : principaux traits morphologiques de la surface D50 (voir la carte isohypse originale en Annexe C).

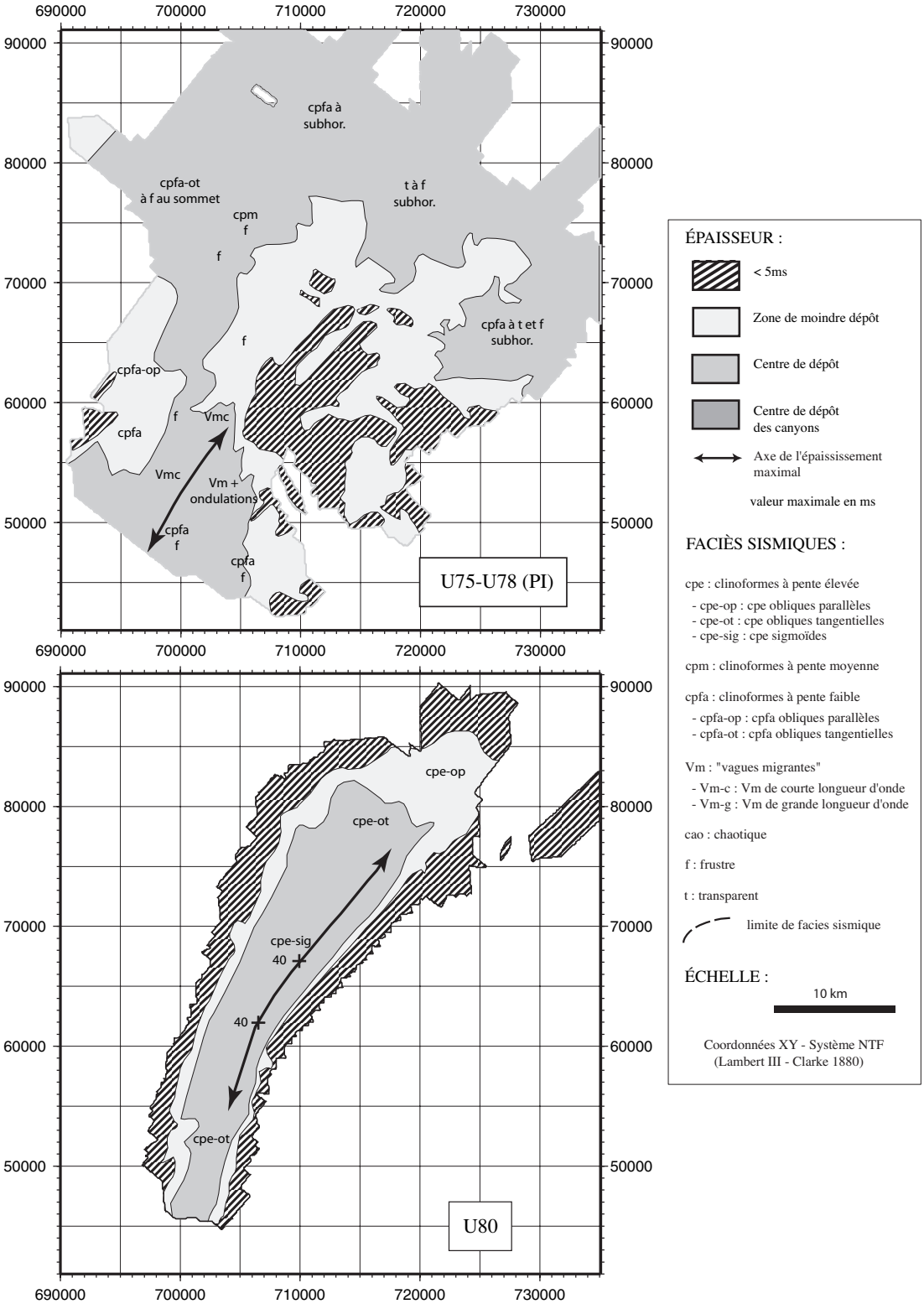


Figure III-26A
Carte isopaque temps double simplifiée et faciès sismiques des unités U75 + U78 (voir la carte isohypse originale en Annexe C).

Figure III-26B
Carte isopaque temps double simplifiée et faciès sismiques de l'unité U80 (voir la carte isopaque originale en Annexe C).

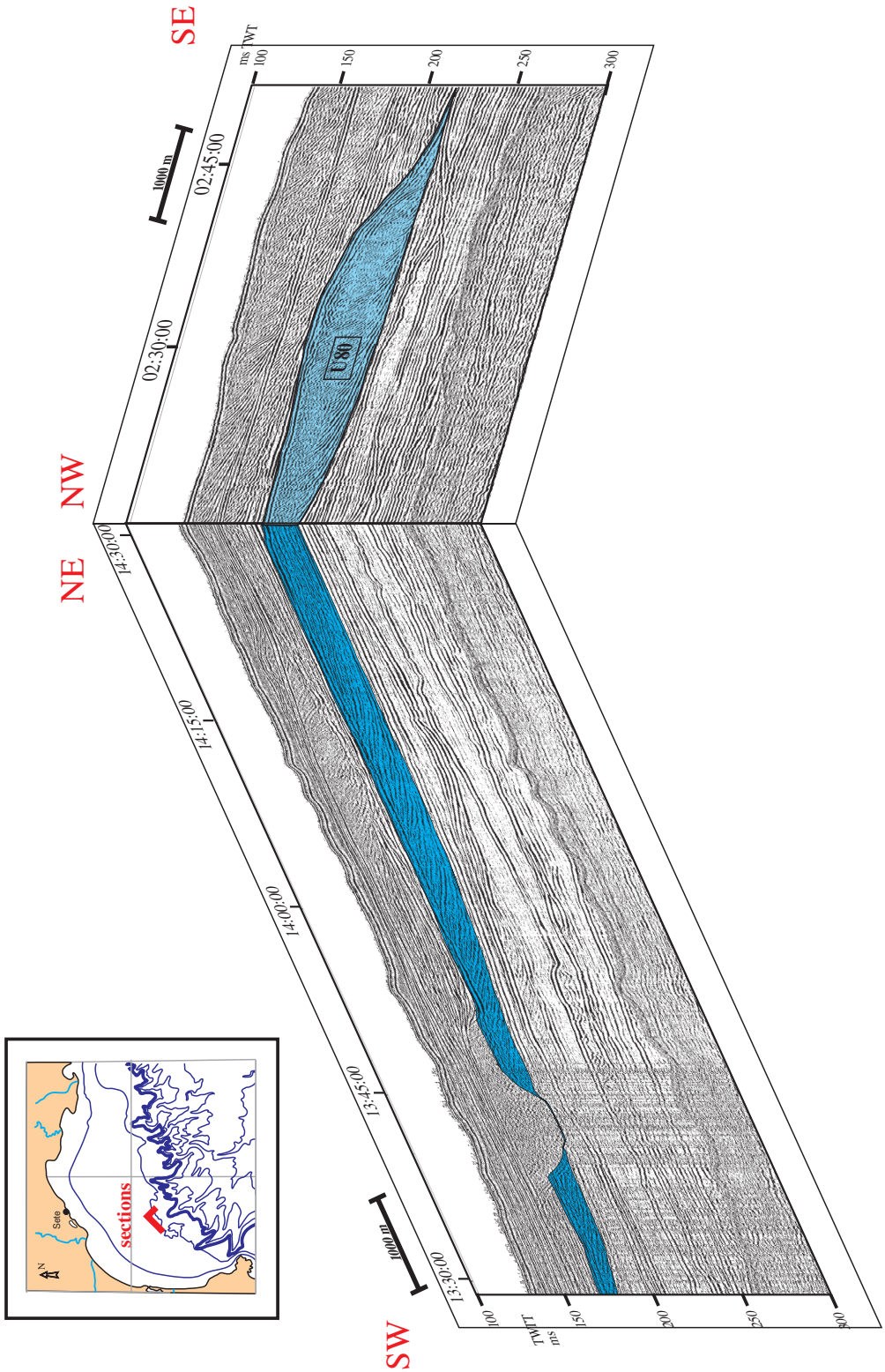


Figure III-27
Sections perpendiculaires P-1042. Sparker très haute résolution montrant l'architecture de l'unité U80 (voir position des profils en Annexe G).

Le troisième couple PI/PII (S3) est constitué par les unités U75 - 78 (PI) et U80 (PII). Le prisme PII (U80) est présent et particulièrement épais (jusqu'à 40 m) et bien préservé, dans la partie centrale de notre zone (nettement en retrait des prismes PII des couples précédents). La surface D50 présente néanmoins des figures d'érosion en aval de ce prisme PII.

d. Un paquet d'unités : plusieurs prismes PI et PII

Un prisme PI : U85

• La base de l'unité U85 correspond à la surface D50 précédemment décrite.

• Le toit de l'unité U85 correspond, dans la partie en aval de la zone, à la base de l'unité U100. La surface se termine en biseau sur D50 au niveau de la rupture de pente ; dans la zone nord par contre, on peut suivre cette surface dans la partie en amont.

• De manière générale l'unité U85 montre des **clinoformes obliques parallèles avec de faibles pentes** (< 1°) en *downlap* sur D50 (fig. III-23), le faciès peut aussi être frustre et plus ou moins transparent. Plus localement, et dans la partie inférieure de l'unité, U85 présente un faciès en remplissage parallèle et biseaux (*onlaps*) sur les flancs des dépressions de D50 et/ou de D40 (fig. Annexe B fig. 2-Profil 1049).

• L'allure du toit de l'unité U85 conserve de grandes similarités avec la surface D50 (fig. III-28-A). L'existence du fort gradient persiste dans la zone centrale, surtout à proximité du canyon de l'Aude.

Hormis cette morphologie héritée, les pentes sont assez régulières, les isobathes ont une orientation NE-SW en amont et évoluent vers le large à une orientation E-W légèrement arquée, on peut y définir deux domaines principaux :

A) un domaine au nord, où les pentes générales sont faibles et régulières (0,125 à 0,2 % à vergence SE à S (sous zone A1), la sous-zone A2 correspond à des pentes qui s'accentuent (0,25 à 0,5 %) et de vergence SW à SE.

B) un domaine où les pentes sont nettement plus fortes (> 0,5 % et atteignent 2 % (surtout dans la zone sud).

• L'unité s'épaissit très nettement vers le nord (fig. III-29-A et fig. III-30). De plus, dans cette zone, on suit l'unité de l'amont à l'aval. Dans la partie centrale, l'épaisseur de l'unité U85 diminue **progressivement** du NE au SW ainsi que vers l'aval, jusqu'à disparaître aux abords des canyons de l'Aude et de l'Hérault. L'unité se biseaute aussi vers l'ouest en *onlap* sur U80, sans toutefois combler la totalité du relief hérité de D50. Au nord par contre, U85 comble totalement la paléotopographie de l'unité U80. Dans la zone B, les épaisseurs sont très faibles, les gouttières convergentes vers l'aval et à flancs.

pentus (> 1 ou 2 %) visibles sont équivalentes à celles de D50 mais légèrement décalées en aval (comblement partiel des dépressions).

Un prisme PI : U90

• La base de l'unité U90 correspond à la surface D50 précédemment décrite.

• Le toit de l'unité U90 correspond à une surface d'érosion confondue avec D60 dans la partie amont et correspondant à la base de l'unité U95 vers le large.

• L'unité U90 est représentée par un faciès net à **clinoformes à pentes faibles** obliques tangentiels, continus, de forte amplitude et de haute fréquence (comparable à celui de U75 ou dans une moindre mesure à U60) (Annexe B fig. 2-Profil 1049).

• L'unité U90 n'existe que dans la partie amont et nord-ouest de la zone d'étude sur une largeur de 15 à 20 km (fig. III-28-B). Elle présente une forme allongée, linéaire et orientée NE-SW. La surface sommitale est très faiblement pentue dans la partie la plus en amont (0,1 à 0,125 %) avec une légère accentuation atteignant 0,25 % dans la zone centrale puis un aplanissement à l'extrémité en aval. Entre 140 et 175 ms dans la partie ouest, on note une pente atteignant 0,7 %. Globalement la vergence de la surface est E-SE.

• L'épaisseur est importante au centre (> 20 ms) sur une bande étroite (d'environ 10 km de large), rectiligne et orientée NE-SW (fig. III-29-B). L'épaisseur décroît rapidement vers l'aval, où l'unité U95 prend le relais (la base de U95 tronque les réflexions de U90).

Un prisme PII : U95

• La base de l'unité U95 correspond au toit de l'unité U90 précédemment décrite.

• Le toit de l'unité U95 est une surface d'érosion qui se confond vers l'amont avec le toit de l'unité U90 (et constitue la surface D60 *proparte*)

• L'unité U95 montre des **clinoformes à pentes élevées** (cpe) globalement obliques parallèles et/ou frustres (*hummocky*) voire chaotiques en particulier sous forme de « petites auges » surtout dans la partie la plus distale de l'unité (sur le profil 1045 et ceux vers le nord) (fig. III-30 et fig. III-20).

• L'unité U95 est restreinte à la partie amont et nord-ouest de la zone d'étude (fig. III-31-A). Elle présente une forme allongée, linéaire et orientée NE-SW. Le sommet présente une pente faible (≈ 0,1 %) qui s'accentue sur le bord NE avec une rupture de pente (> 0,5 %) puis une pente plus faible

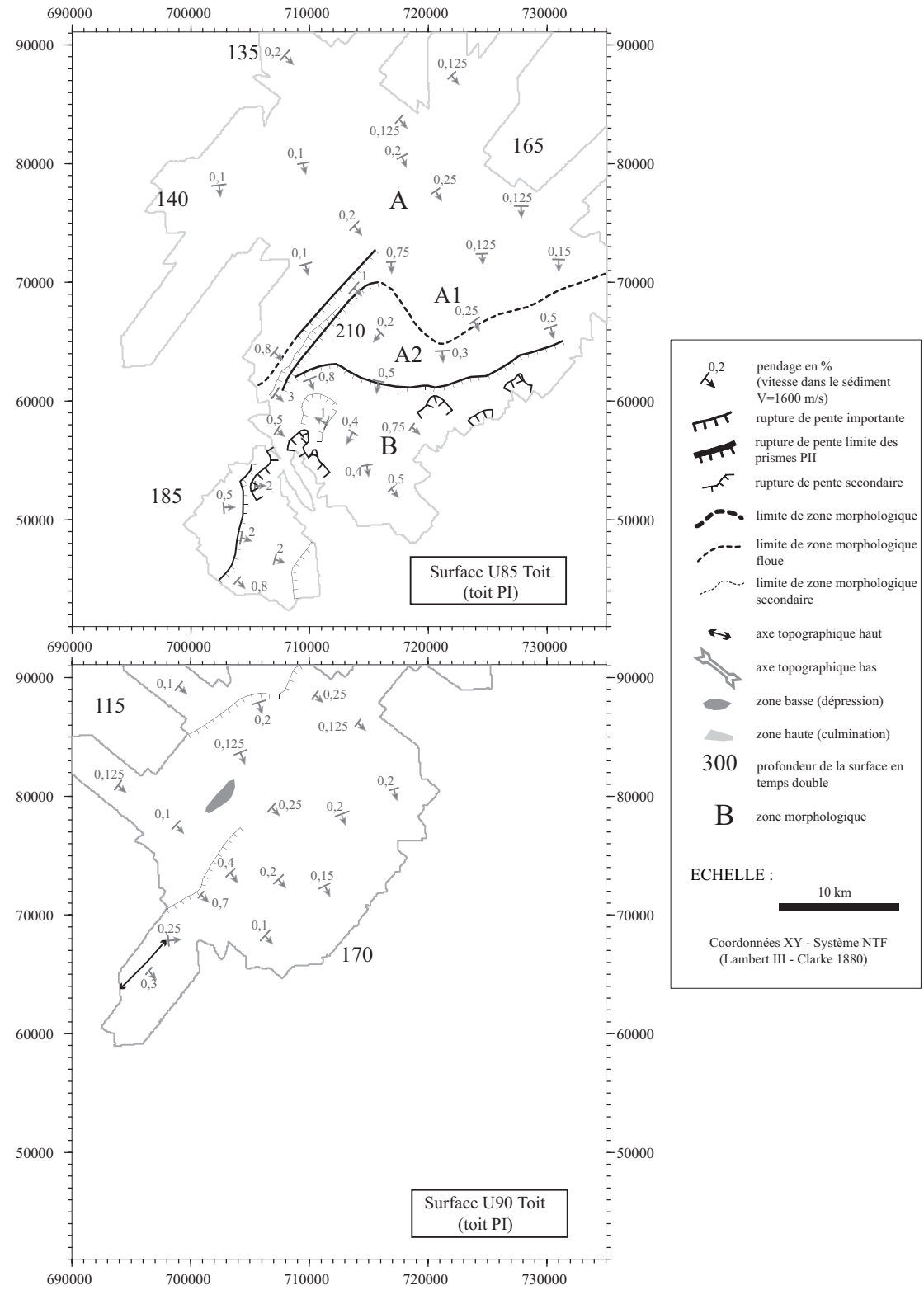


Figure III-28A
Interprétation de la carte isohypse temps double : principaux traits morphologiques de la surface U85 Toit (voir isopaque original en Annexe C).

Figure III-28B
Interprétation de la carte isohypse temps double : principaux traits morphologiques de la surface U90 Toit (voir isopaque original en Annexe C).

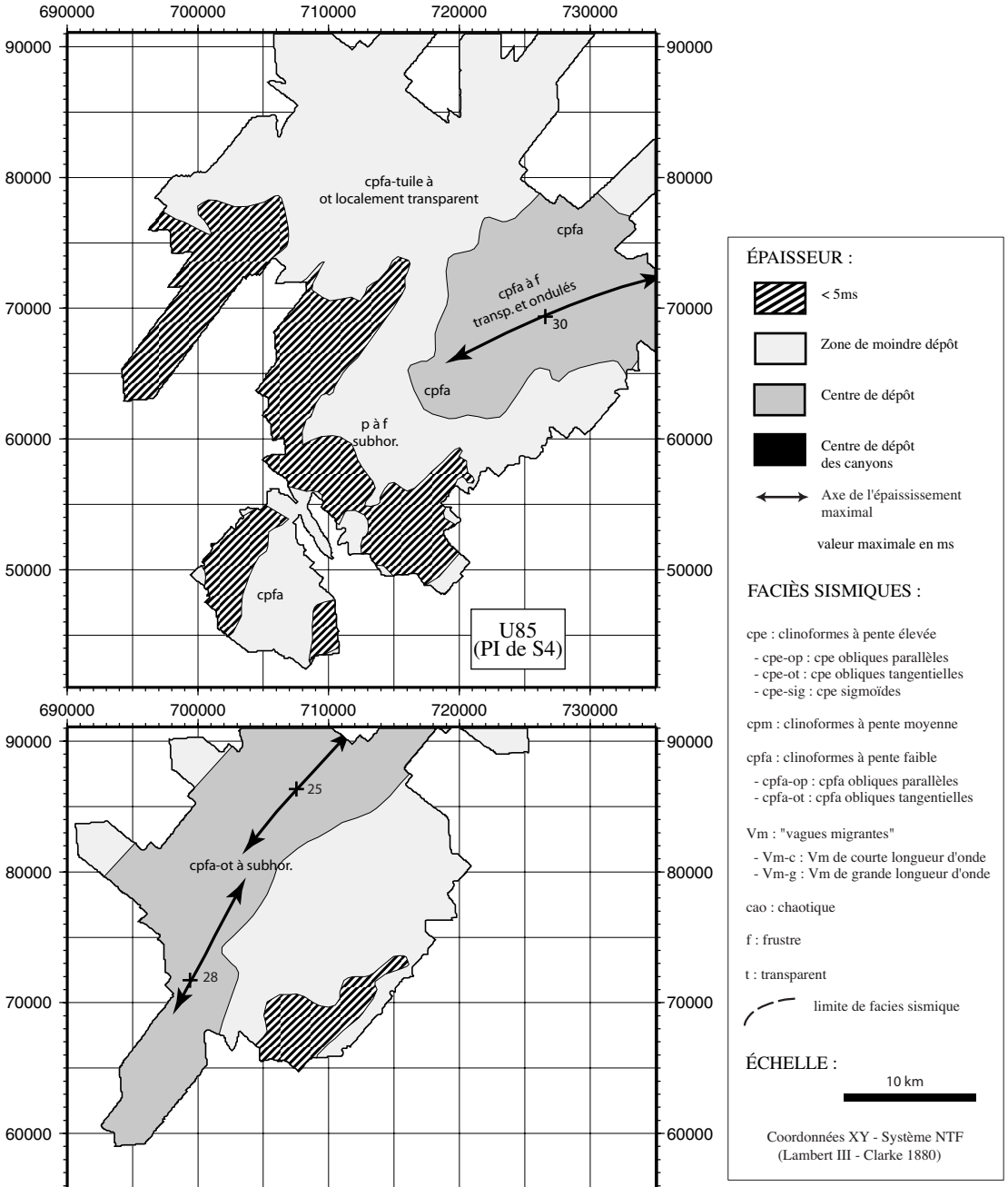


Figure III-29A Carte isopaque temps double simplifiée et faciès sismiques de l'unités U85 (voir isopaque original en Annexe C).

Figure III-29B Carte isopaque temps double simplifiée et faciès sismiques de l'unités U90 (voir isopaque original en Annexe C).

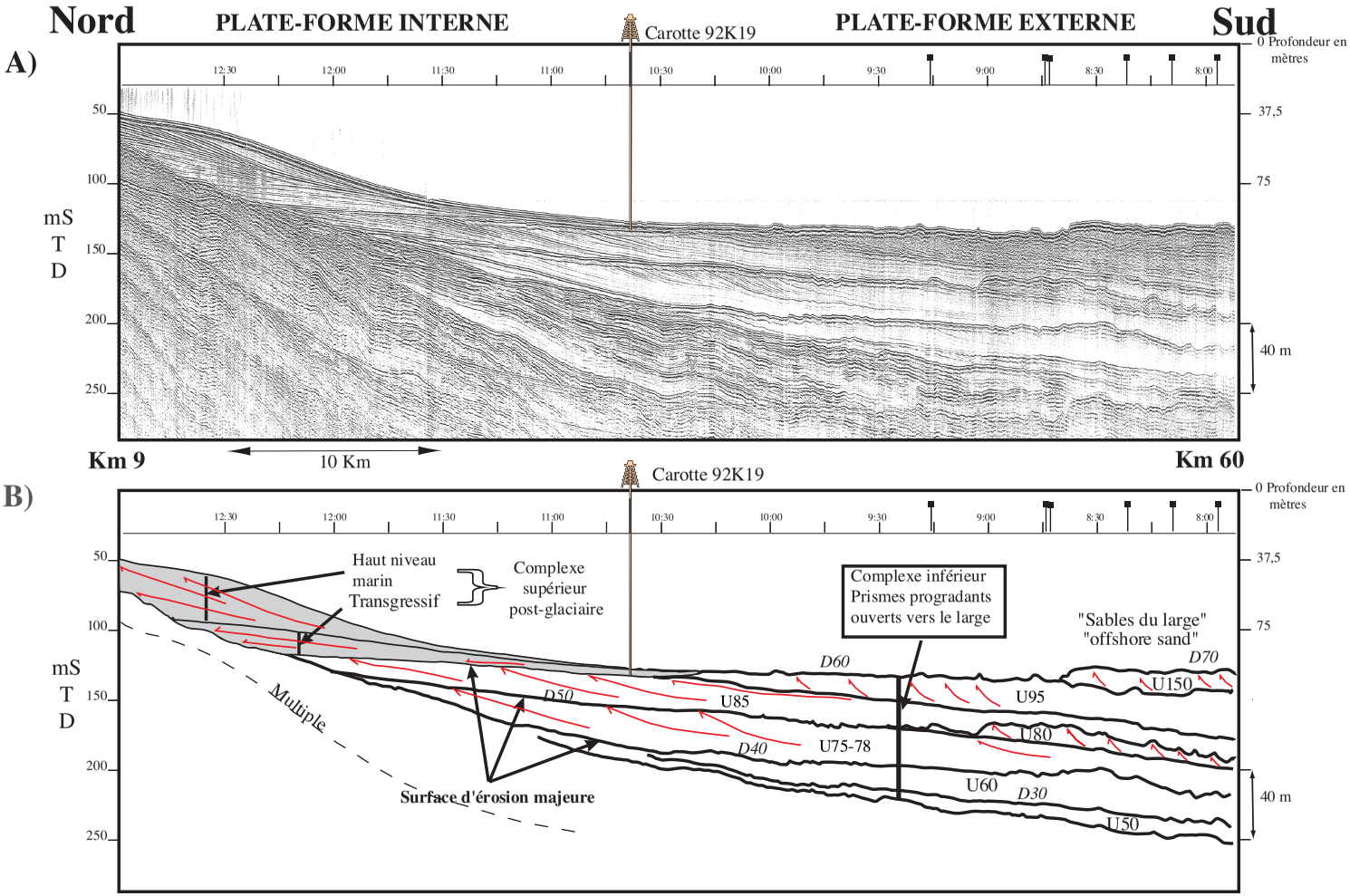


Figure III-30

Profil sismique Sparker P_1103 très haute résolution. A) Profil non interprété, B) Profil interprété. Ce profil est situé presque exactement sur le méridien E3° 50', il couvre la plate-forme interne, moyenne et externe. Sa partie nord se trouve à moins de 9 km de la côte à hauteur de Sète. Noter la différenciation entre le complexe inférieur des prismes ouverts vers le large se biseautant vers 90 m, ainsi que le complexe supérieur sur la plate-forme interne avec son cortège transgressif et de haut niveau marin. (Les conversions temps-profondeur sont calculées en considérant une vitesse de 1 600 $m.s^{-1}$ dans les sédiments). (voir position du profil en Annexe G).

(0,25 %). L'accumulation est maximale au centre de la bande et atteint 10 ms et suit la même direction NE (fig. III-32-A).

Un prisme « à vagues » : U100

• La base de l'unité U100 correspond au toit de l'unité U85 et/ou de U80 et/ou de U95.

• Le toit de l'unité U100 correspond à la base des unités U110 et/ou U129-130.

• L'unité U100 est caractérisée par un faciès très particulier de « vagues migrantes » (Annexe B fig. 2-Profil 1049 et fig. III-41). Ces « vagues » présentent un flanc amont peu pentu avec des réflecteurs parallèles et un flanc aval plus raide dont les réflecteurs sont tronqués; l'amplitude entre les creux et la crête est de l'ordre du mètre ; leur longueur d'onde est d'environ 1 200 - 2 000 m (Rabineau, Berné *et al.*, 1998) la longueur d'onde augmente vers les zones plus profondes alors que l'amplitude des « vagues » diminue. Sur les profils septentrionaux, les « vagues » sont difficilement distinguables, le faciès semble plutôt à clinoformes à pentes faibles (cpfa) ou frustre[33] ; de plus, l'unité se prolonge en l'amont de l'unité U80 avec un faciès frustre qui semble venir s'intercaler entre U95 et U110 (fig. Annexe profil 4056)[34].

• La topographie du toit de l'unité U100 met en évidence deux zones principales (fig. III-31-B) :

A) un zone septentrionale où les isobathes sont orientées, dans la partie la plus amont, NE-SW avec une surface dont la pente est de l'ordre de 0,25 % environ avec une vergence SE ; vers l'aval, les isobathes s'orientent progressivement vers une direction E-W avec une pente équivalente (0,25 %) et une vergence S-SE.

B) une zone méridionale où les pentes s'accentuent légèrement (elles sont supérieures à 0,5 %). L'éperon (l'interfluve) compris entre les canyons de l'Aude et de l'Hérault s'est élargi (par rapport à la surface basale de l'unité U100) (comblement de la dépression), les isobathes de cet interfluve ont une forme nettement concave vers le nord.

• L'unité atteint environ 30 ms d'épaisseur (25 m) dans la zone centrale où elle comble la paléotopographie NE-SW héritée de D50 et non comblée par U85 (fig. III-32). Aux abords du canyon de l'Aude, les pentes du toit de l'unité restent très fortes. Dans la zone centrale U100 se biseaute sur U80 en onlaps ; elle n'existe pas dans la partie amont et SW de la zone.

Un prisme PII : U110

• La base de l'unité U110 se confond en grande partie avec le toit de l'unité U100.

• Le toit de l'unité U110 correspond à la limite supérieure des clinoformes de l'unité. La surface présente une rupture de pente nette correspondant à ses *foresets* terminaux.

• L'unité U110 présente un faciès sismique très net, facilement identifiable et corrélable avec des clinoformes à pentes élevés (*cpe*) de type obliques tangentiels à obliques parallèles (Annexe B fig. 2-Profil 1049 et fig. III-20). La partie basale des clinoformes, les *toesets*[35] et les *bottomsets* sont en *downlap* légèrement descendants sur le toit de l'unité U100 ou D50 ; leur topsets sont très limités dans la partie amont du prisme mais ils se développent dans sa partie externe du prisme surtout dans la zone orientale.

• L'unité est restreinte à la partie NE de la zone (fig. III-33). Le dépôt s'oriente globalement linéairement selon une direction NE-SW ; il forme dans sa partie distale un petit lobe E-W et NE-SW[36]. Son épaisseur atteint 30 ms. Le toit de l'unité est faiblement pentu dans la zone nord (0,1 - 0,15 %) avec une vergence S à SE dans la partie la plus orientale. Une rupture de pente très nette (atteignant 4 %) apparaît dans la zone la plus sud (surtout au niveau du lobe anguleux).

Le calcul de la pente réelle de la partie la plus raide des clinoformes donne des pendages atteignant 5° (la moyenne se situant plutôt autour de 3°)[37]. Deux directions privilégiées apparaissent : une direction N120° d'une part, répandue sur la majeure partie de la zone, et une direction N175° d'autre part, dans la zone sud la plus sud (fig. III-34). Ce changement de direction de progradation des clinoformes correspond au lobe anguleux visible sur les isobathes du toit de l'unité.

Un prisme PI : U129

• La base de l'unité U129 correspond au toit de l'unité U110 et/ou de l'unité U100.

• Le toit de l'unité U129 correspond à la base de l'unité U130 quand elle existe et/ou à la base de l'unité U145 et/ou à la base de l'unité U147[38].

[33] On notera cependant que la qualité et la résolution des profils est moindre dans cette zone.
[34] Cette prolongation amont de U100 pourraît correspondre aussi au faciès à petites auges décrit dans la partie extrême de l'unité U95.
[35] Les toesets représentent la zone intermédiaire entre *foresets* et *bottomsets* où le clinoforme devient concave.
[36] On notera que l'unité se poursuit vers le nord-est en dehors de la zone d'étude.
[37] Mesures L. Beaudoin sur steréonet.
[38] On notera que lorsque l'unité U129 est surmontée directement par U147 la limite entre les deux est difficile à positionner car les réflexions sont globalement parallèles.

Figure III-31A
Interprétation de la carte isohypse temps double : principaux traits morphologiques de la surface U95 Toit (voir isopaque original en Annexe C).

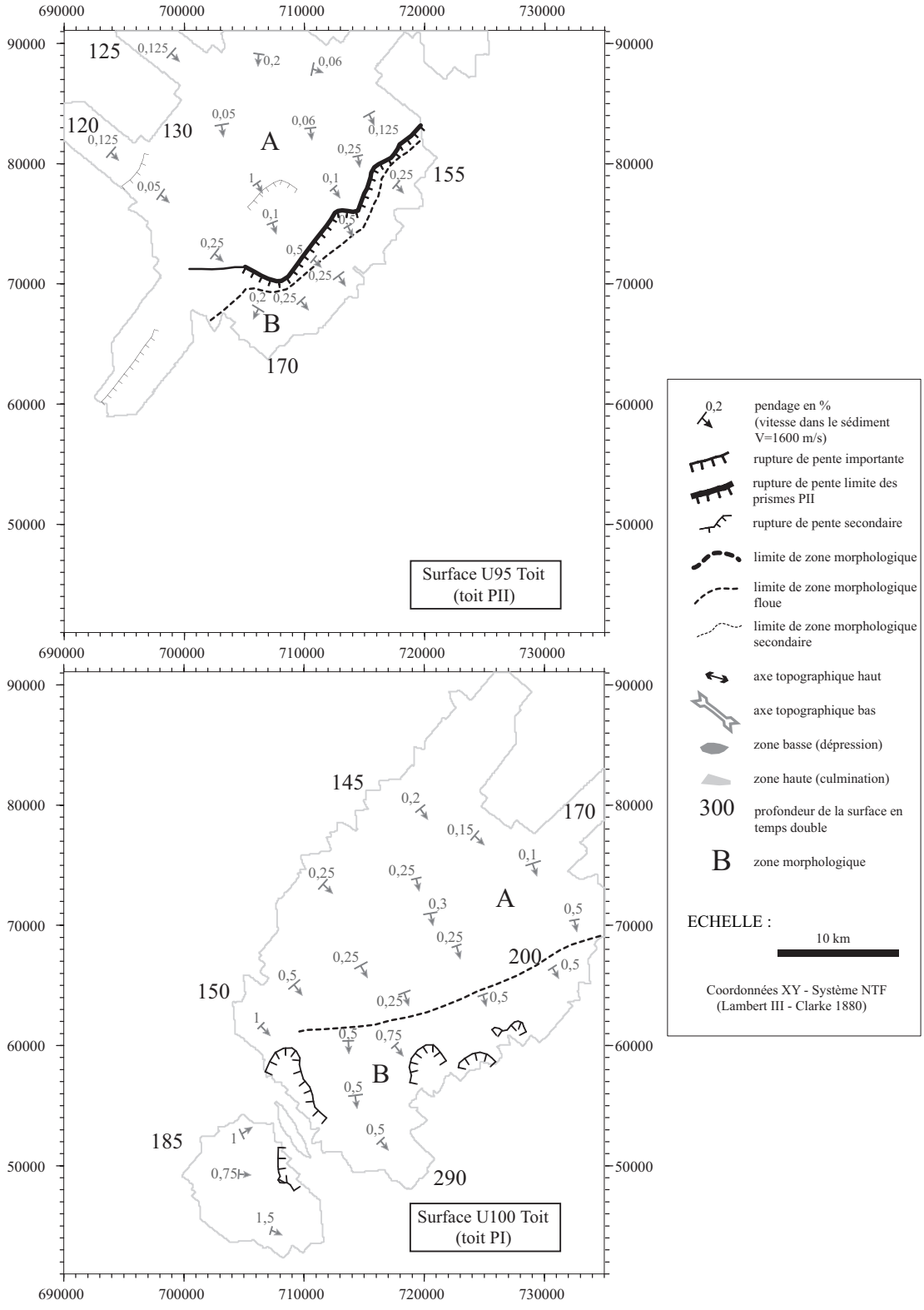


Figure III-31B
Interprétation de la carte isohypse temps double : principaux traits morphologiques de la surface U100 Toit (voir isopaque original en Annexe C).

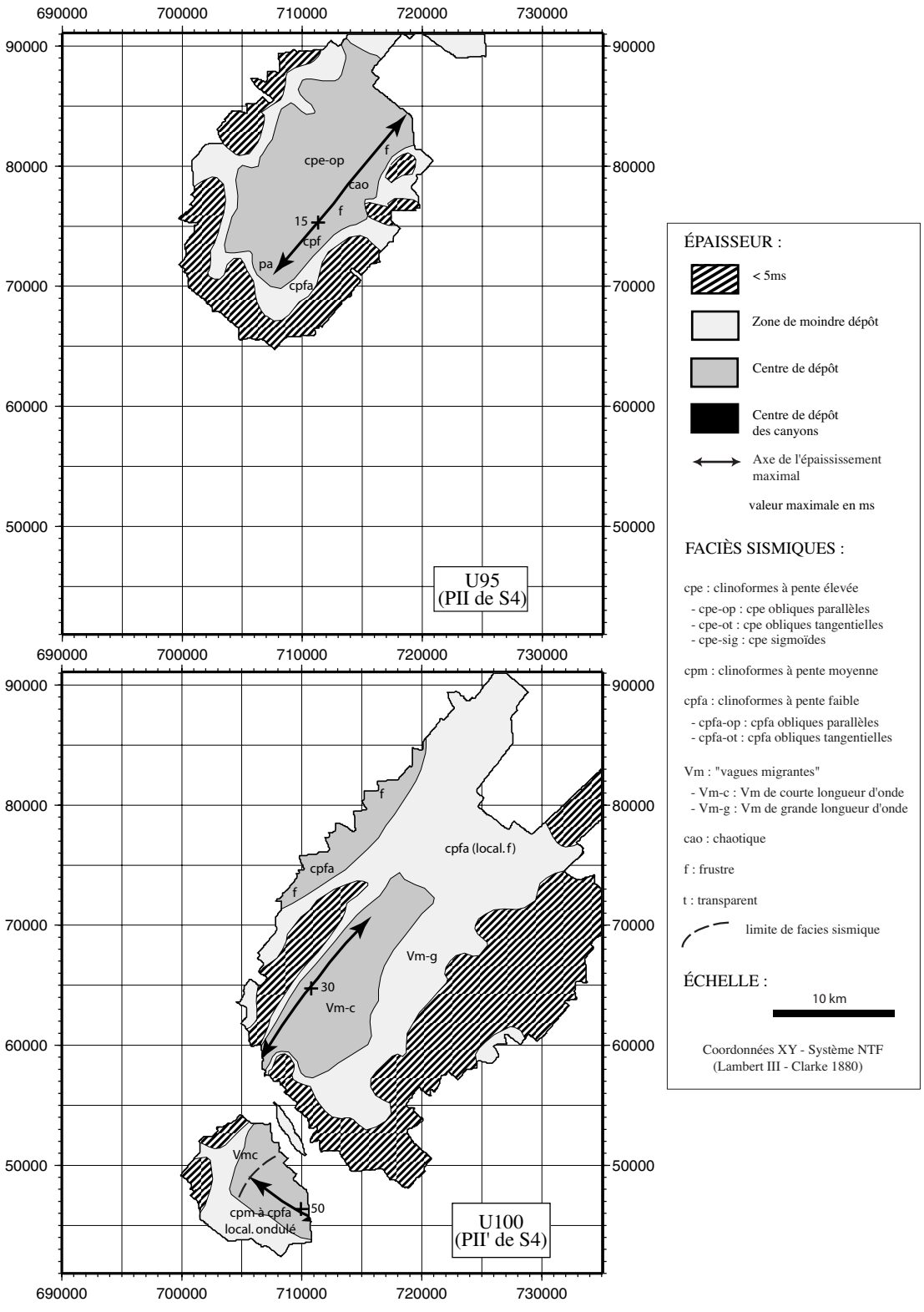


Figure III-32A Carte isopaque temps double simplifiée et faciès sismiques de l'unité U95 (voir isopaque originale en Annexe C).

Figure III-32B Carte isopaque temps double simplifiée et faciès sismiques de l'unité U100 (voir isopaque originale en Annexe C).

Figure III-33
Interprétation de la carte isohypse temps double : principaux traits morphologiques de la surface U100 Toit (voir isopaque originale en Annexe C).

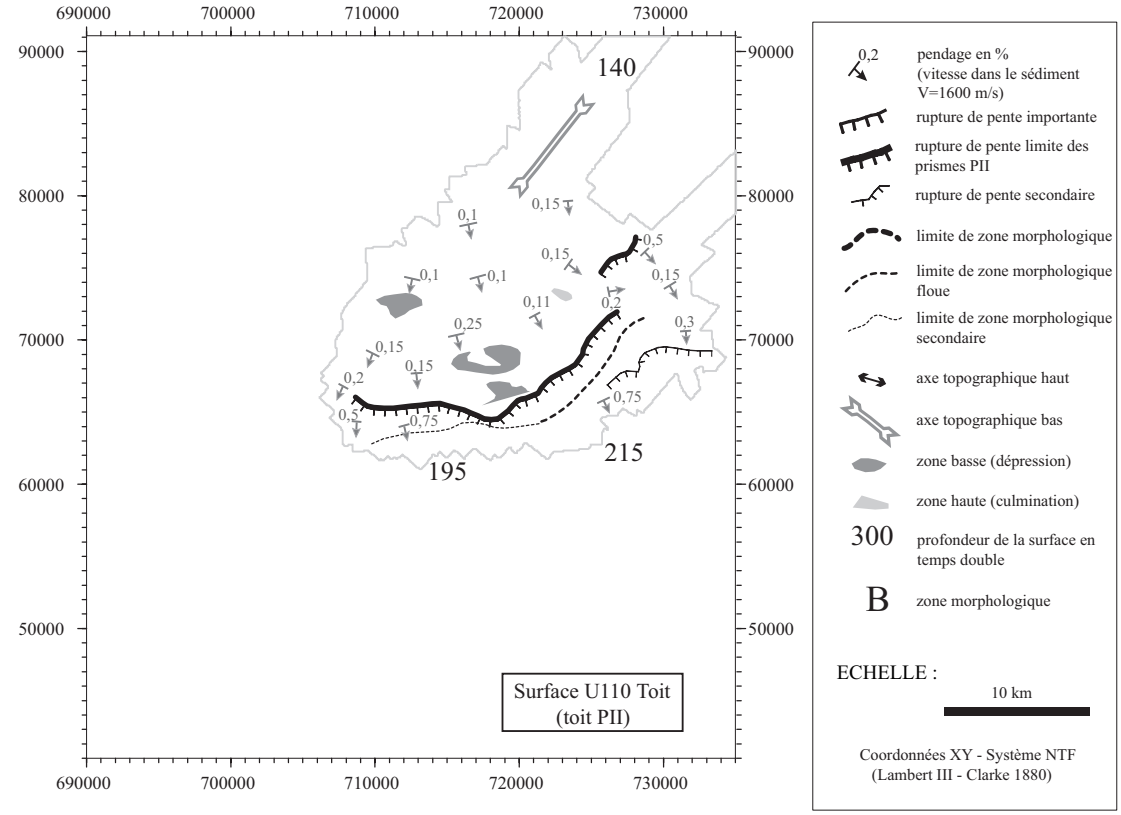
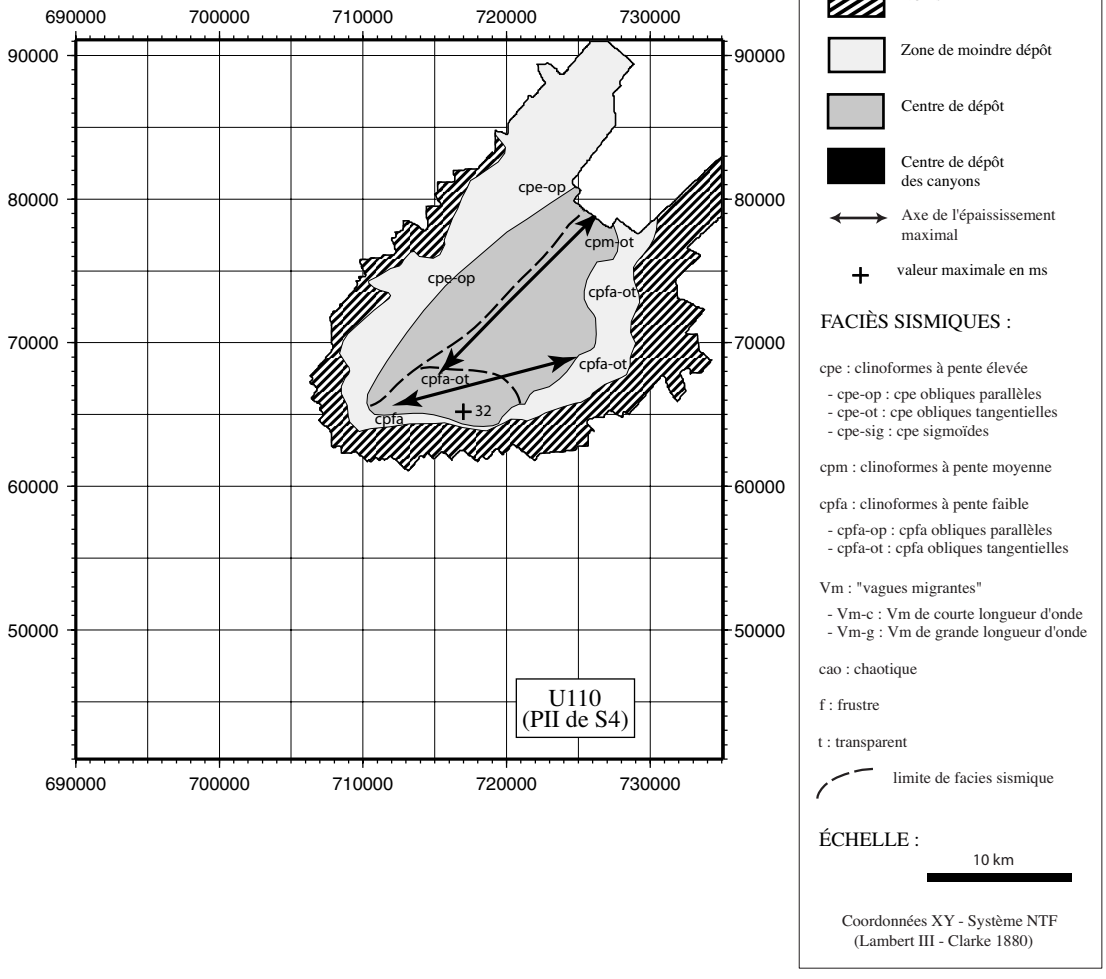


Figure III-34
Carte isopaque temps double simplifiée et faciès sismiques de l'unité U110 (voir isopaqe originale en Annexe C).



• L'unité U129 présente des clinoformes faiblement inclinés (*cpfa*) obliques tangentiels à obliques parallèles (fig. III-23). Cette unité passe abruptement à l'unité U130 vers l'aval.

• L'unité U129 est restreinte à la partie la plus profonde de la zone d'étude.

Un prisme PII : U130

• La base de l'unité correspond au toit de l'unité U129 (*proparte*).

• Le toit de l'unité U130 correspond à une réflexion bien individualisée sur les profils sismiques. La surface présente une rupture de pente très marquée avec des pentes atteignant 7 % qui correspond aux *foresets* des clinoformes de l'unité.

• L'unité U130 présente un faciès sismique facilement identifiable et corrélable avec des clinoformes à « pentes élevées » de type obliques tangentiels à sigmoïdes (fig. III-23). La partie sommitale des clinoformes, les *topsets*, est en partie préservée en *toplap* sous le toit de l'unité U130. Les *foresets* sont bien développés et atteignent 30 m. La partie basale, les *toesets*, est très réduite dans la partie la plus amont du prisme et en *downlap* descendant[39] sur le toit de l'unité U129.

• L'unité U130 est restreinte à l'extrémité orientale de la zone d'étude (fig. III-35). Le calcul de la pente réelle dans la partie la plus pentue des foresets donne des pendages atteignant 7° (la moyenne se situant autour de 5,5°) par contre les directions de progradation sont très variables et oscillent entre N145° - N190° et N60° - N290°.

Un prisme PII : U140

• La surface basale de l'unité U140 est une surface de forte incision atteignant 60 ms au total (soit ≈ 48 m avec V = 1 600 m/s), la zone d'érosion maximale est rectiligne et orientée nettement NW-SE. L'incision débute à 140 ms de profondeur dans la partie NW, elle atteint 190 ms puis elle remonte jusqu'à 155 ms de profondeur ; l'extrémité SE (en aval) se situe donc à une position plus basse que l'incision en amont. La surface basale érode les unités précédentes jusqu'à U78 (fig. III-36).

• L'unité U140 est caractérisée par un remplissage complexe. Son faciès sismique est représenté par des clinoformes à **pentes élevées** (*c.p.e*) **sigmoïdes** (remplissage progradant) (fig. III-36), localement le faciès peut apparaître comme frustre à chaotique. De plus, la partie basale de l'incision est représentée par un faciès à réflexions subhorizontales en remplissage de la topographie d'incision (biseaux sur les flancs).

• La surface sommitale de l'unité U140 est « bombée » (fig. III-37). Le remplissage de l'incision conduit à une inversion de relief et à la formation d'une marche orientée NE-SW de 10 ms de hauteur limitant (globalement) l'unité vers l'est. La limite nord montre aussi une marche orientée E-W mais moins abrupte. Le reste de la surface montre une pente faible de l'ordre de 0,15 % à vergence sud.

• L'unité U140 a une extension très limitée dans l'espace (9 x 20 km) (Rabineau, Berné *et al.*, 1998). Son épaisseur maximale est de 60 ms (≈ 48 m). Le calcul de la pente réelle de la partie la plus pentue des *foresets* donne des pendages atteignant 5,5° les directions de progradation sont très variables et oscillent entre N330° et N90° (vergence NW à NE).

Un prisme PII : U145

• La base de l'unité U145 correspond au toit de l'unité U129 et/ou U130 (*proparte*).

• Le toit de l'unité U145 correspond à la base de l'unité U147.

• L'unité U145 est une petite unité présentant un faciès sismique avec des clinoformes obliques parallèles à pentes fortes (*c.p.e*) ou un faciès sismique semi-chaotique à chaotique ou frustre (fig. III-39). L'unité est peu épaisse, discontinue et caractérisée par des morphologies « dunaires ». Étant donnée sa faible extension, sa faible épaisseur et surtout sa faible continuité, nous n'avons pas cartographié cette unité.

Cette série d'unités montre une succession de prismes PI et PII. On notera que les unités prises individuellement sont restreintes dans l'espace, elles n'ont pas la même importance ni la même signification qu'un couple PI/PII existant sur l'ensemble de la plate-forme. Les prismes PII se succèdent et s'emboitent horizontalement dans l'espace, leur rupture de pente se situe à des profondeurs descendantes d'un prisme à l'autre.

e. Le dernier couple PI/PII : U147 et U150 et la surface de discontinuité D70

Un prisme PI : U147

• La base de l'unité U147 correspond au toit de l'unité U129 et/ou U130 et /ou U147.

• Le toit de l'unité U147 correspond à la base de l'unité U150.

• L'unité U147 est caractérisée par un faciès sismique à clinoformes faiblement pentus obliques tangentiels (fig. III-39 et Annexe B fig. 4-Profil 4056).

[39] C'est-à-dire que la profondeur du *downlap* augmente progressivement au cours de la progradation.

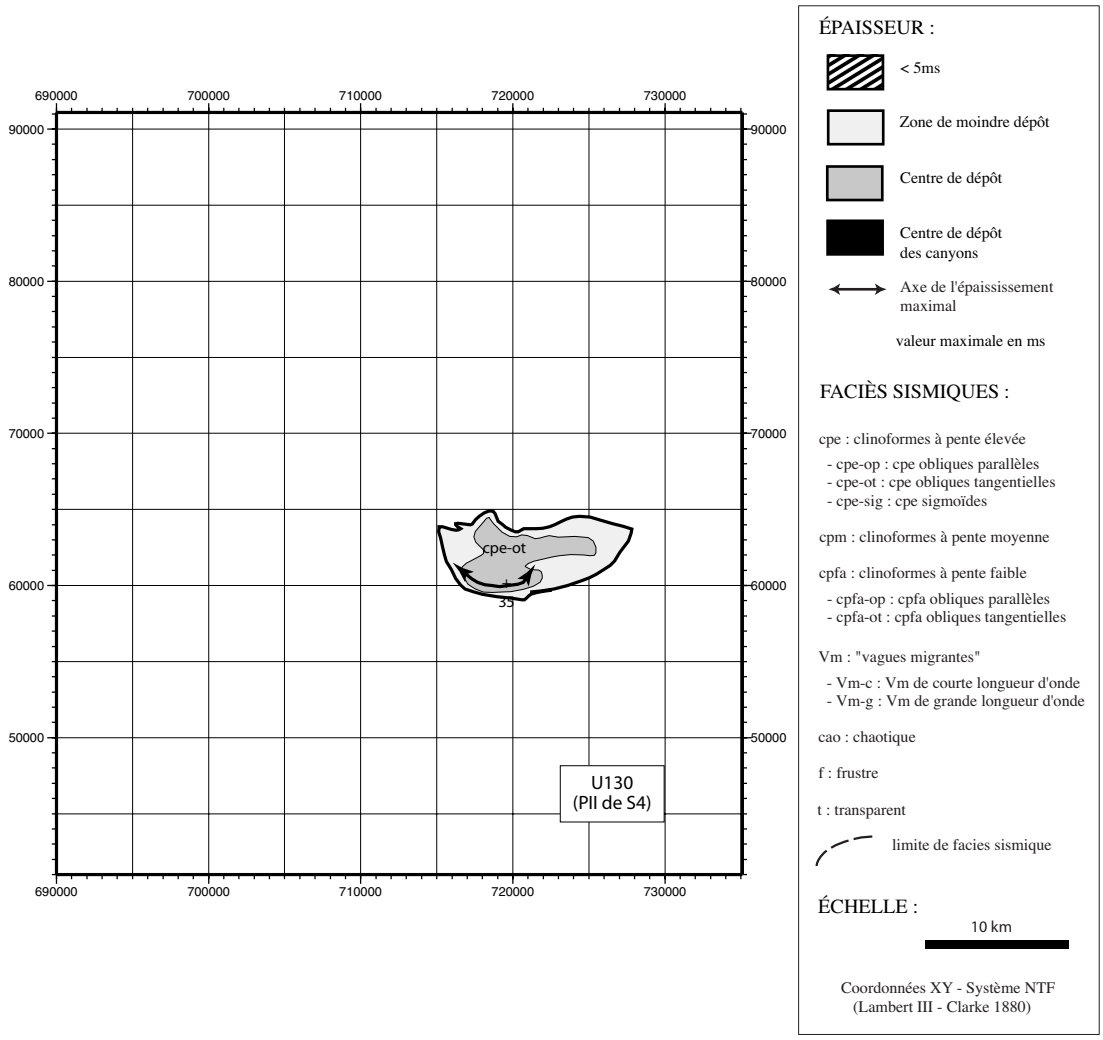


Figure III-35
Carte isopaque temps double simplifiée et faciès sismiques de l'unité U130 (voir carte originale en Annexe C).

• Le toit de l'unité U147 montre deux domaines principaux (fig. III-40-A) :

A) un domaine de pentes faibles caractérisant la partie la plus amont et nord de l'unité. Les pentes sont de l'ordre de 0,1 % dans la partie la plus septentrionale avec une direction S-SE. Ces pentes s'accentuent légèrement et atteignent à 0,2 - 0,3 % avec une orientation SW à SE définissant une forme lobée convexe de la surface.

B) un domaine de pentes fortes, toujours supérieures à 0,5 %, atteignant 1 % dans la zone centrale où l'on distingue de plus deux ruptures de pentes très nettes. Vers l'aval, une autre rupture de pente très nette et très forte caractérise les flancs très pentus d'incisions majeures (canyons de l'Aude, de l'Hérault avec ses têtes H1,H2, H3[40]).

• L'unité U147 se distingue aisément dans la partie septentrionale de la zone d'étude ; l'unité s'épaissit vers le nord et vers l'est. Sur l'interfluve de l'Aude et de l'Hérault, l'unité est difficile à différencier de l'unité U150 sus-jacente et de l'unité U129 (sous-jacente) quand les trois unités présentent des réflexions concordantes et sub-parallèles.

• Dans la partie ouest de la zone, l'unité est réduite à quelques mètres d'épaisseur, elle peut, en fait, être prolongée en amont (au delà de ce qui a été cartographié) où elle affleure de manière plus ou moins discontinue.

Un prisme PII : U150

• La base de l'unité U150 correspond au toit de l'unité U147 qui a été décrite ci-dessus.

• Le toit de l'unité U150 affleure dans la partie la plus distale du fond marin actuel (*Cf.* fig. III-44).

• L'unité U150 présente deux faciès sismiques bien distincts, facilement identifiables et corrélables qui déterminent deux sous-unités U150 s et U150 m. Le premier faciès présente des clinoformes à « pentes élevées » (*c.p.e*) (Annexe B fig. 2-Profil 1049) et correspond à une sous-unité que l'on

[40] Voir description morphologique au sous-chapitre B.

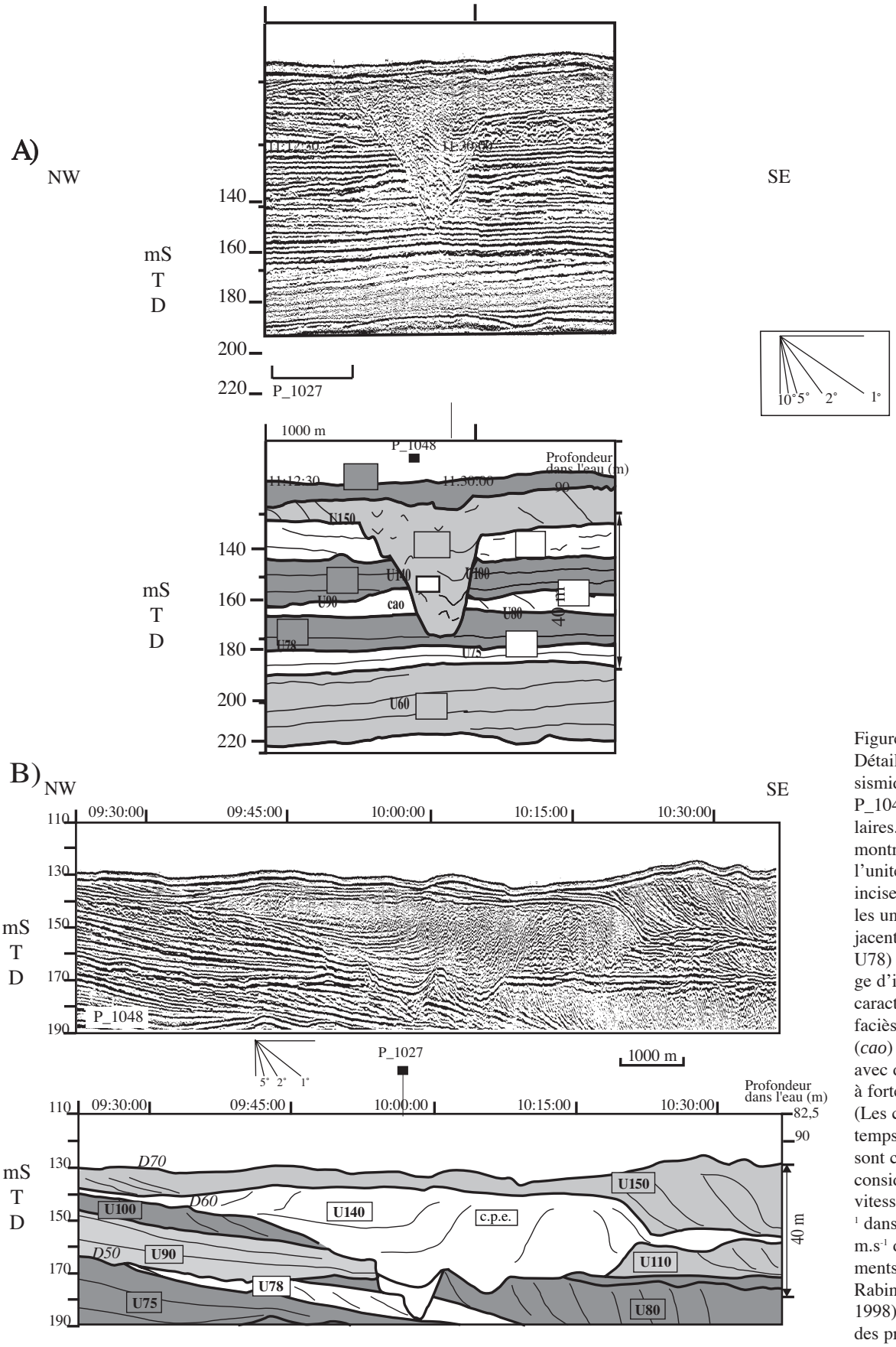


Figure III-36
Détail des profils sismiques P_1027 et P_1048 perpendiculaires. Ces profils montrent l'allure de l'unité U140 qui incise profondément les unités sous-jacentes (jusqu'à U78) ; Le remplissage d'incision est caractérisé par un faciès chaotique (*cao*) à progradants avec des clinoformes à forte pente (*c.p.e.*). (Les conversions temps-profondeur sont calculées en considérant une vitesse de 1 500 $m.s^{-1}$ dans l'eau et 1 600 $m.s^{-1}$ dans les sédiments). (D'après Rabineau *et al.*, 1998) Voir position des profils en Annexe G.

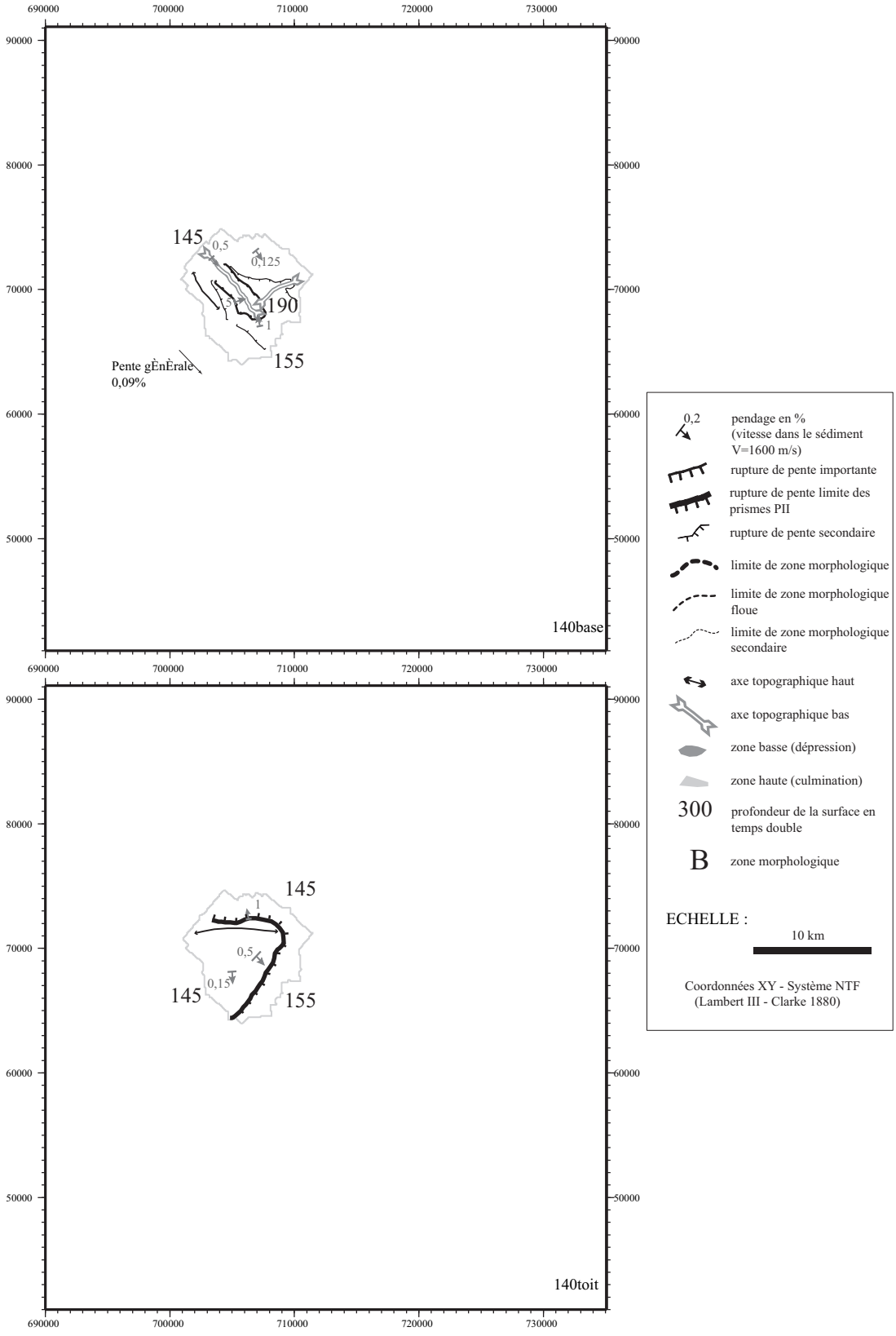


Figure III-37A Interprétation de la carte isohypse temps double : principaux traits morphologiques de la surface U140 Base (Voir carte original en Annexe C).

Figure III-37B Interprétation de la carte isohypse temps double : principaux traits morphologiques de la surface U140 Toit (Voir carte original en Annexe C).

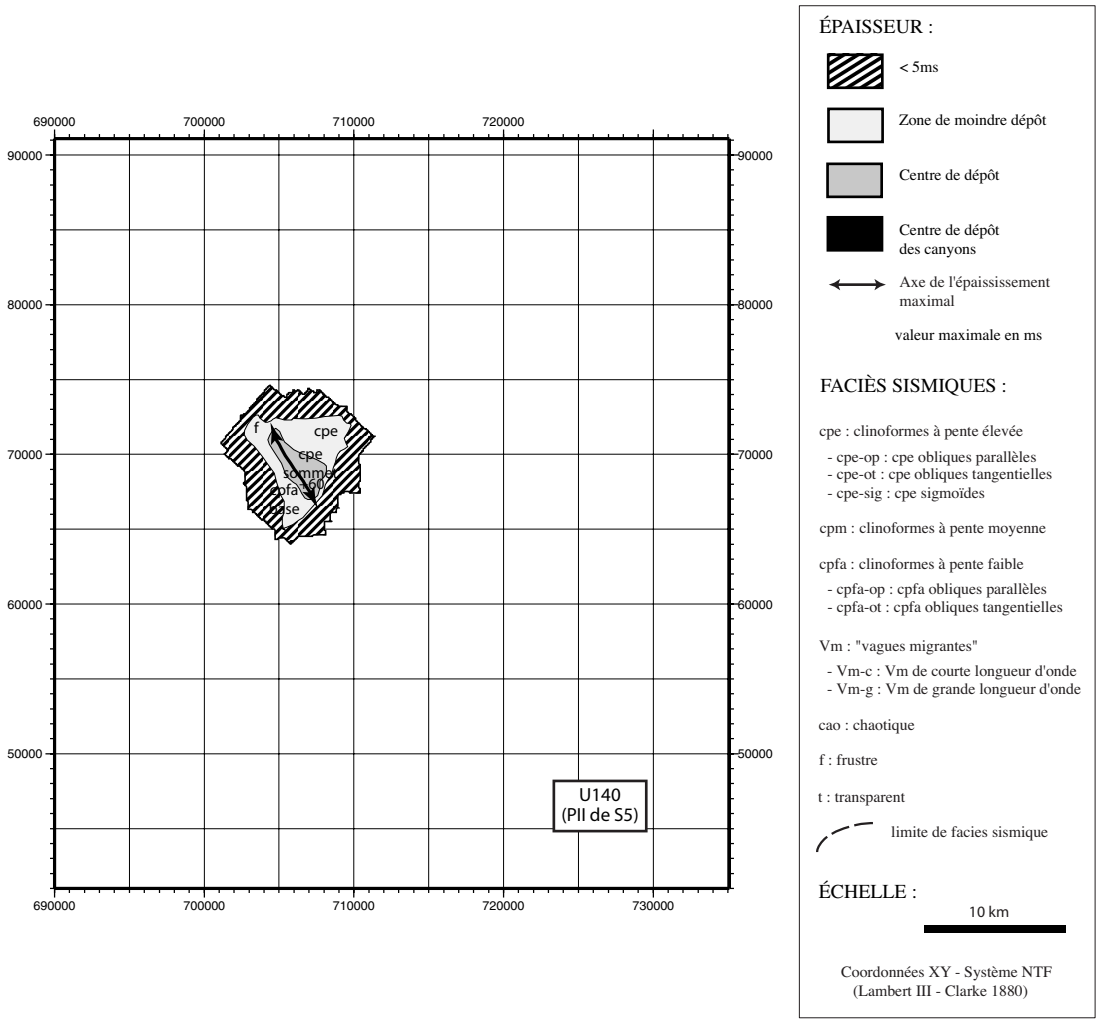


Figure III-38
Carte isopaque temps double simplifiée et faciès sismiques de l'unité U140 (voir carte original en Annexe C).

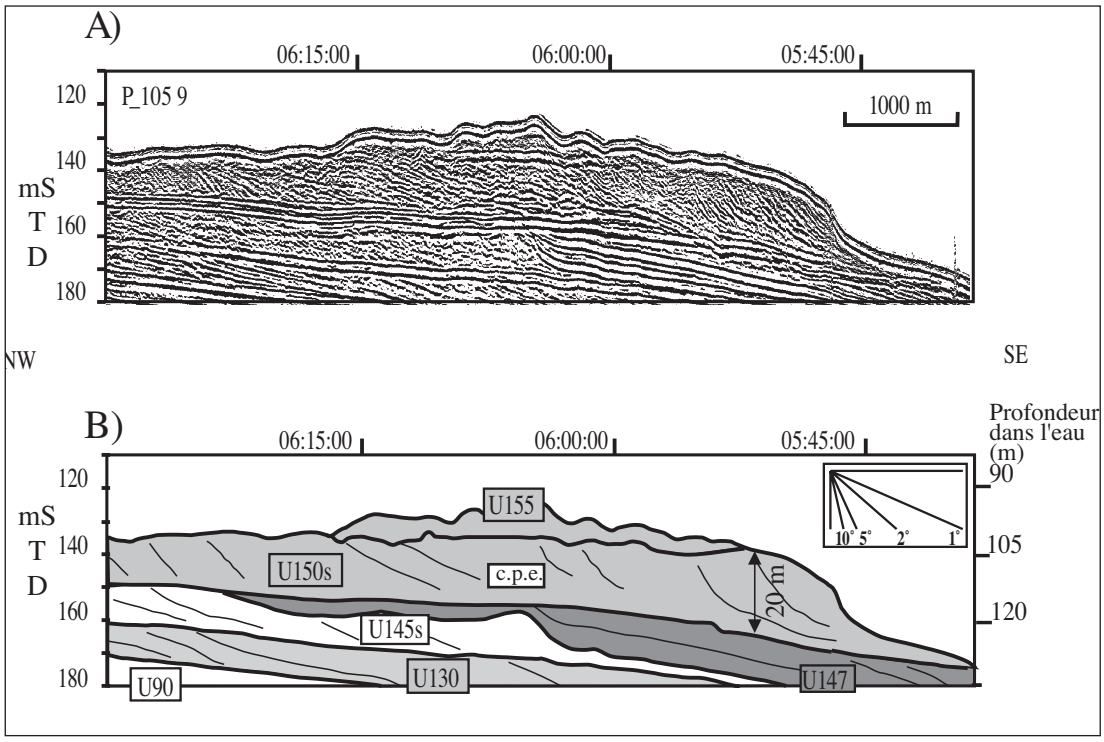


Figure III-39
Section du profil sismique P_1059 Sparker très haute résolution.
A) Profil non interprété, B) Profil interprété, montrant les unités les plus superficielles : U150s à clinoformes à pente élevée (*c.p.e.*) et U155 qui montre une morphologie dunaire. (Les conversions temps-profondeur sont calculées en considérant une vitesse de 1 500 $m.s^{-1}$ dans l'eau et 1 600 $m.s^{-1}$ dans les sédiments). (Rabineau *et al.*, 1998), voir position du profil en Annexe G.

Figure III-40A
Interprétation de la carte isohypse temps double : principaux traits morphologiques de la surface U147 Toit (voir carte en Annexe C).

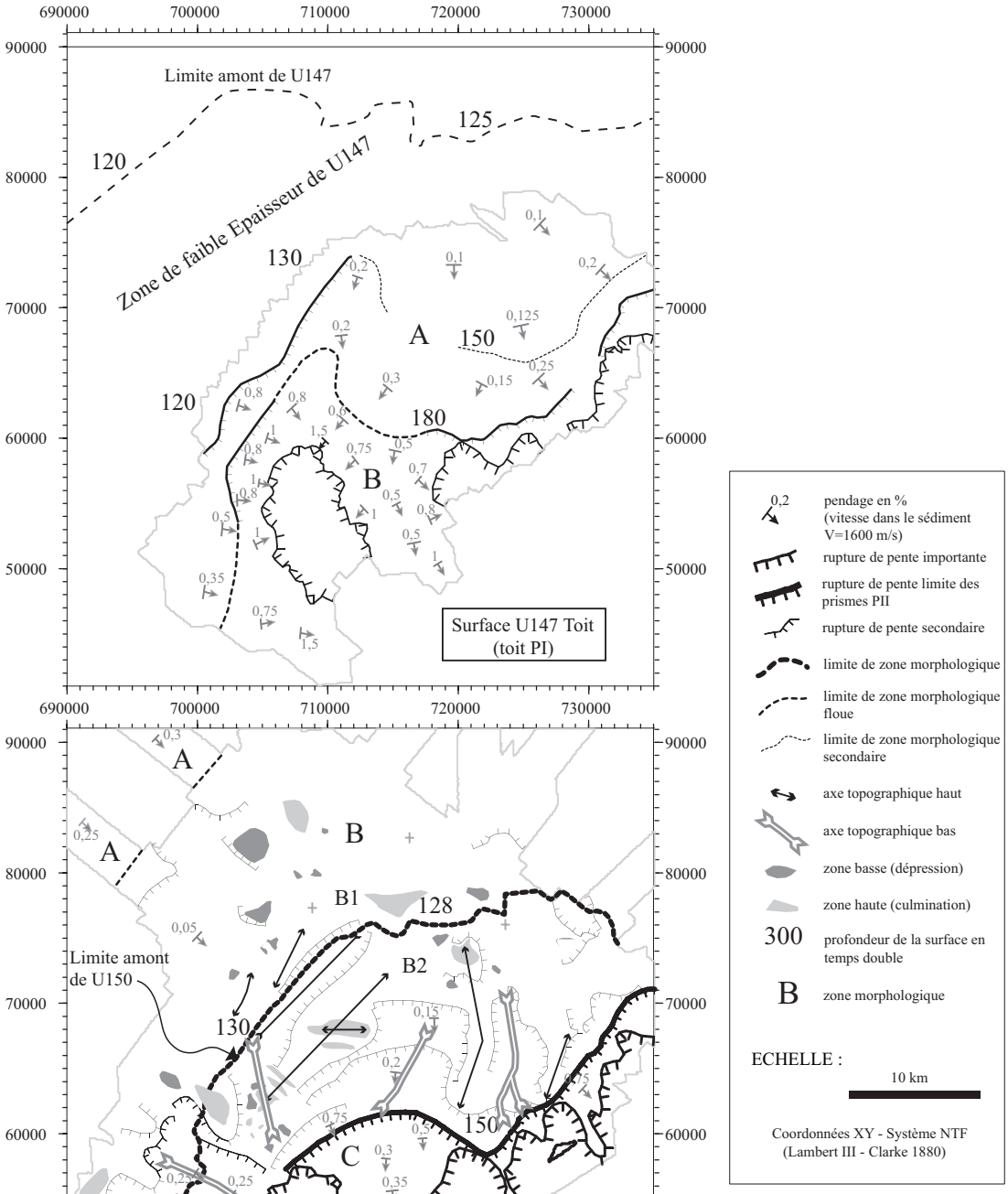


Figure III-40B
Interprétation de la carte isohypse temps double : principaux traits morphologiques de la surface au fond (voir carte en Annexe C).

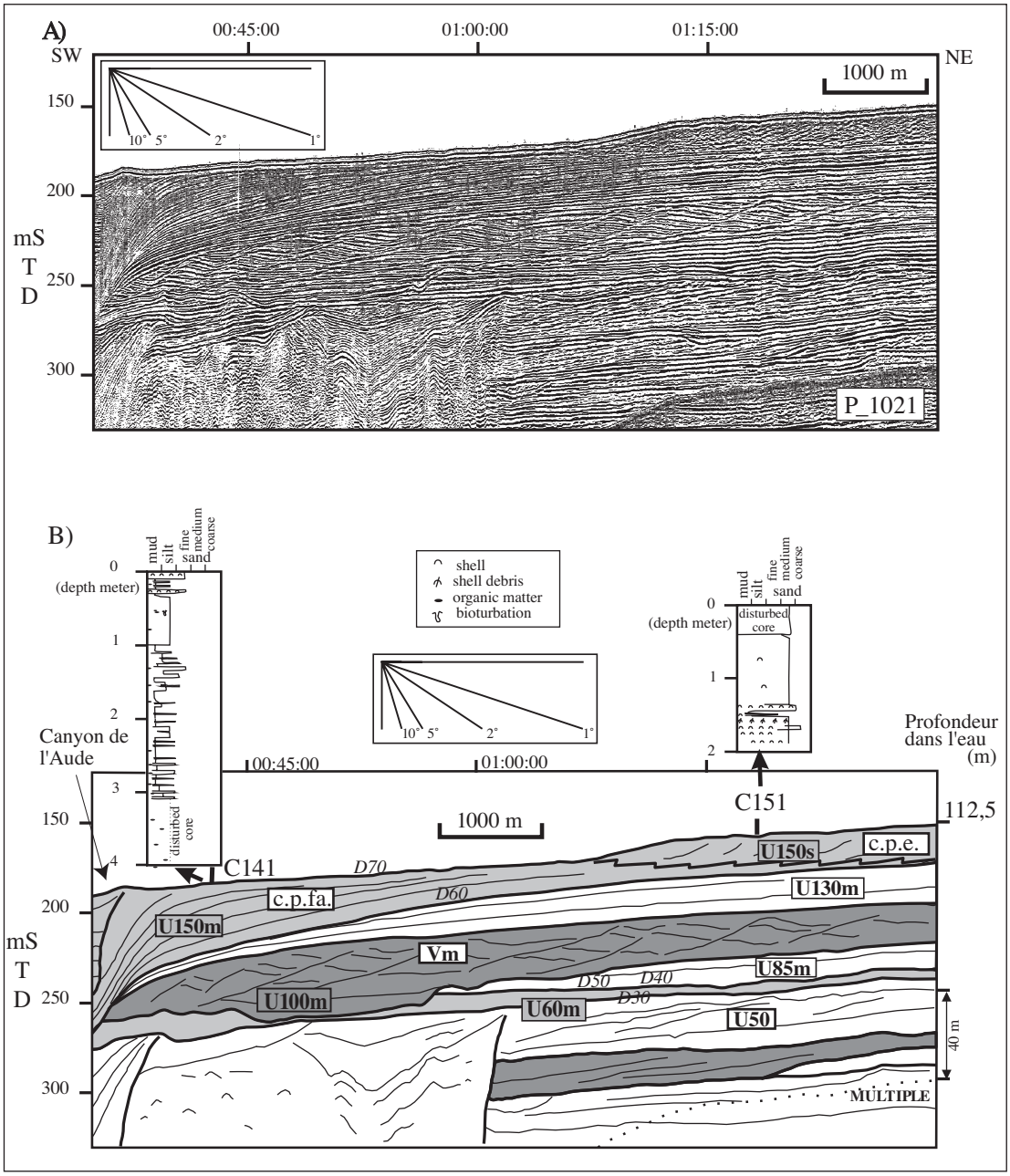


Figure III-41

Section du profil sismique P-1021 Sparker très haute résolution, A) Profil non interprété, B) Profil interprété, montrant des clinoformes à pente élevée (unité U150s - *c.p.e.*) et à pente faible (unité U150 m - *c.p.fa.*). Les carottes de surface ont permis de déterminer la nature lithologique des unités U150 s et U150 m (respectivement sable et silt). L'unité U100 m présente un faciès sismique particulier dit « à vagues migrantes » (Vm). On notera également la présence d'une tête de canyon fossile en dessous de l'unité U60. (Les conversions temps-profondeur sont calculées en considérant une vitesse de 1 500 $m.s^{-1}$ dans l'eau et 1 600 $m.s^{-1}$ dans les sédiments). (Rabineau *et al.*, 1998), voir position du profil en Annexe C.

nomme U150s. Dans le détail les clinoformes peuvent être de type sigmoïdes, obliques tangentiels ou obliques parallèles et délimitent d'autres sous-unités au sein de U150s (U150s-1, U150s-2, U150s-3). Le calcul de la pente réelle de la partie la plus raide des clinoformes donne des pendages atteignant 8° (la moyenne se situant plutôt autour de 3°) dans une direction moyenne voisine de N148° avec une vergence SE. D'une manière générale, ces pendages sont parallèles entre eux. Les pendages s'accentuent de l'amont à l'aval et s'orientent progressivement selon une direction N-S. Par ailleurs, au voisinage du canyon de l'Hérault (H1) une petite sous unité (U150s-3) peut être distinguée grâce à l'augmentation et au changement de direction des pendages et à leur orientation divergente. La partie basale des clinoformes, (les *toesets*) est en *downlap* légèrement descendant sur le toit de U147, U140 et/ou U130 et U110 ; leur extension en aval est réduite dans la partie initiale du prisme mais ils se développent fortement vers le rebord de la plate-forme et forment une sous-unité que l'on nomme U150m et qui est constituée de clinoformes à pentes faibles, véritables *bottomsets* de U150 (fig. III-41). Les réflexions sont concordantes ou en *toplaps* très faiblement inclinés contre la surface supérieure qui correspond au fond marin.

• Le toit de l'unité U150 présente une morphologie assez complexe qui décrit une partie de la morphologie du fond marin. Trois domaines A-B-C ont été définis à partir de la carte bathymétrique (*Cf.* paragraphe A de ce chapitre). On retrouve ces mêmes domaines à partir de la carte profondeur-temps réalisée à partir de notre pointé sismique (fig. III-40-B) :

A) un domaine à la limite NW de notre zone d'étude, compris entre 90 et 120 ms, où les pentes sont moyennes, de l'ordre de 0,25 - 0,3 %.

B) un domaine s'étendant sur la majeure partie de la zone entre 120 et 150 ms avec des pentes très faibles (0,025 - 0,05 %). La limite externe du domaine correspond à une rupture de pente très nette (banquette).

C) un domaine à partir de 150 ms de profondeur avec des pentes plus fortes : 0,35 à 0,75 %.

Le toit de U150 crée la morphologie de la partie externe de la zone B (que nous appellerons B2) et de la zone C. La zone B2 est caractérisée par des pentes très faibles (0,025 %) au NE, les pentes s'accentuent dans la partie centrale de la zone d'étude et atteignent 0,15 - 0,2 % avec une vergence variant de SW à SE caractérisant la **forme en creux lobée** et **concave** des isobathes.

Dans la partie SW de la zone d'étude, on distingue aussi une zone en dépression, concave vers l'amont (vers l'ouest). La limite externe du domaine B2 correspond à une rupture de pente très nette (banquette) qui marque la limite du faciès à clinoformes à pentes élevées (*c.p.e*). Dans le détail, le sommet de l'unité U150 est **rugueux** avec des reliefs positifs et négatifs d'orientation et d'extension variable NE-SW, E-W à NW-SE. Ces structures sont liées, en partie, à l'existence d'une petite unité (U155), discontinue, au sommet de U150, que l'on a pas individualisée lors de la cartographie mais qui est représentée sur l'écorché de surface (*Cf.* ci-dessous).

La zone C correspond aux pentes plus fortes, supérieures en général à 0,4 % et atteignent 1 %. La limite amont de ce domaine correspond à la rupture de pente des clinoformes à pentes élevées (*c.p.e.*), une autre rupture de pente très nette et très forte caractérise les flancs pentus d'incisions majeures (canyons de l'Aude, de l'Hérault H1, H2, H3). On notera que leur localisation est décalée vers l'aval par rapport au toit de l'unité U147 et traduit le remplissage partiel des canyons (en particulier de l'Aude). On notera aussi l'existence d'une zone particulière notée C1 qui représente une dépression à l'ouest du canyon de l'Aude.

• L'épaisseur de l'unité U150 sur le plateau est d'environ 30 ms dans la zone de dépocentre (fig. III-42) ; dans la tête du canyon de l'Aude, elle peut atteindre 100 ms (dans cette zone le faciès devient plus chaotique) (fig. III-43). Notons qu'à partir du ressaut topographique, les pendages des réflexions augmentent. L'unité U150m (mais aussi les unités inférieures) s'épaississent considérablement, en faisceaux ouverts vers l'aval. Ce nappage des sédiments fins se poursuit vers le bas de la pente jusqu'à environ 675 m de profondeur, point à partir duquel les sédiments sont déformés et marquent des terrasses observables sur la bathymétrie jusqu'à la fin du profil P1036, soit au moins jusqu'à 2 000 m de profondeur.

• L'unité prograde sur 15 à 25 km, son extension latérale atteint 40 km.

• Au sommet de l'unité 150, on observe des formes ondulées à clinoformes fortement pentus (*c.p.e.*) c'est la sous-unité U155 équivalente à un « petit prisme PII », que l'on appelle PIII. La surface basale de cette sous-unité base est franche et soulignée par une réflexion assez plane (fig. III-39). Nous n'avons pas réalisé de carte individuelle pour U155 du fait de sa faible épaisseur et de sa grande discontinuité. Le toit de l'unité U155 est donc confondu avec le toit de l'unité U150.

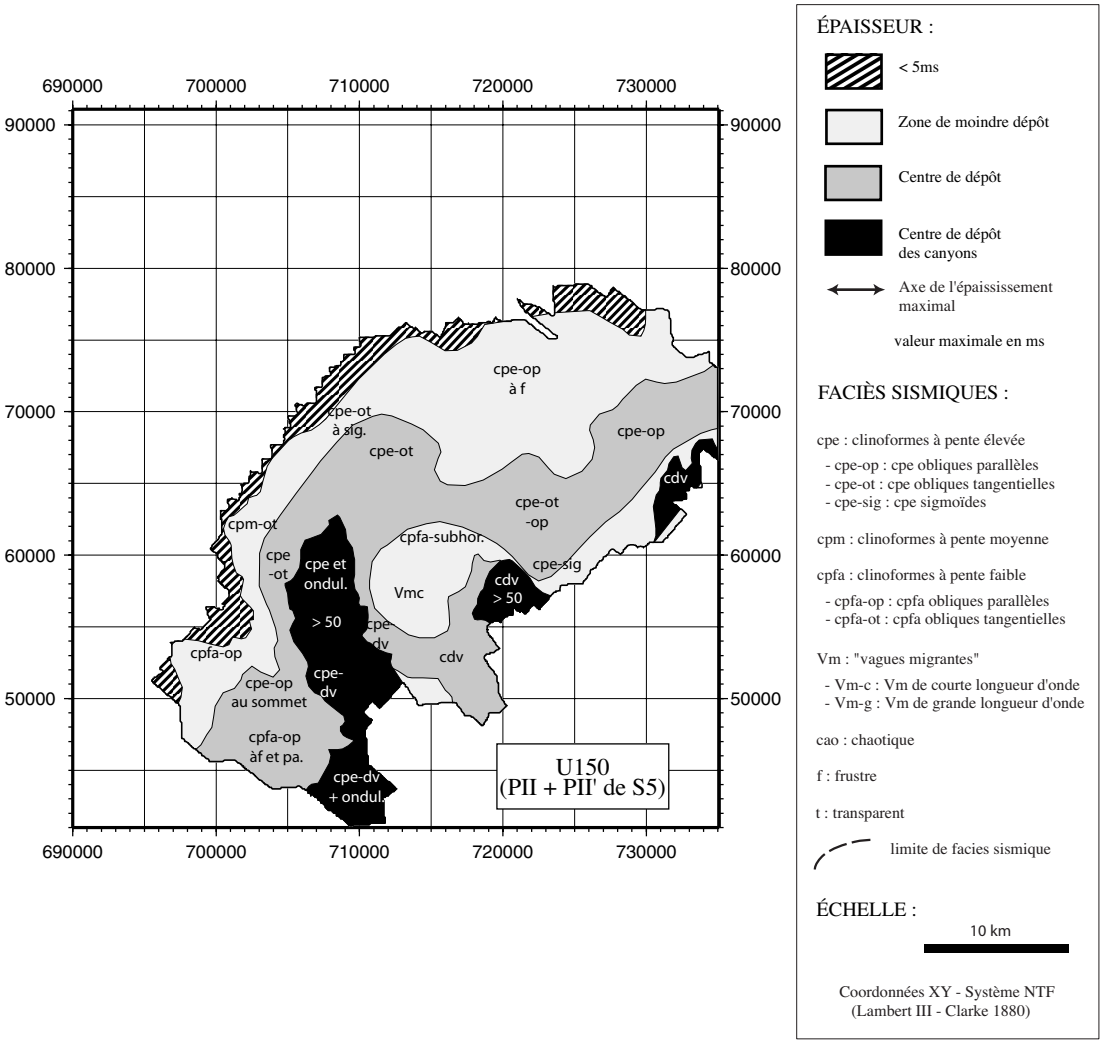


Figure III-42 Carte isopaque temps double simplifiée et faciès sismiques de l'unité U150 (voir carte originale en Annexe C).

Le dernier (cinquième) couple PI/PII (S5) est constitué par les unités U147 (PI) et U150s (PII). Le prisme PI est réduit en épaisseur et en extension vers l'amont. Le prisme PII (U150s) est présent, épais (jusqu'à 25 m) et bien préservé sur l'ensemble de la plate-forme externe dans la partie avale de la zone (à une distance équivalente du prisme PII (U130) précédent. La surface sommitale D70 présente de nombreuses figures d'érosion que l'on interprétera au chapitre V.

3. Écorché de surface : les unités et les sous-unités qui affleurent

Étant donné l'organisation générale des dépôts (en prisme ouvert vers le large et se biseautant vers l'amont) et les phénomènes d'érosion, différentes unités « affleurent » (à l'échelle de la sismique) sur le fond marin. Le dépouillement des profils sismiques, la reconnaissance et la corrélation des unités nous a permis de réaliser un écorché de surface (fig. III-44).

Les unités et sous-unités principales affleurantes sont : U155, U150s (1 et 2 et 3), U150m, U147, U90 et U95 (dans notre zone) auxquels il faut ajouter les unités qui apparaissent dans la partie très amont (à l'extrémité nord-ouest de notre zone), au-dessus de l'isobathe 90 m.

Synthèse

Les caractéristiques des différentes unités sismiques, leur position et leur importance relative ne peuvent être appréhendées que par une analyse en 3 dimensions des géométries (sur les profils verticaux, sur les cartes isohypses et isopaques, sur les cartes de faciès). Les profils 2D seuls sont insuffisants, de même que les cartes seules.

Les unités sismiques reconnues s'organisent en deux types de prismes PI (clinoformes à pentes faibles < 1°) et PII (clinoformes à pentes élevées de 3 à 7°). Ces deux types de prismes s'organisent selon un motif horizontal représenté par un couple PI/PII où les deux prismes se succèdent de l'amont (PI) vers l'aval (PII). Chaque couple PI/PII est surmonté par une surface de discontinuité majeure.

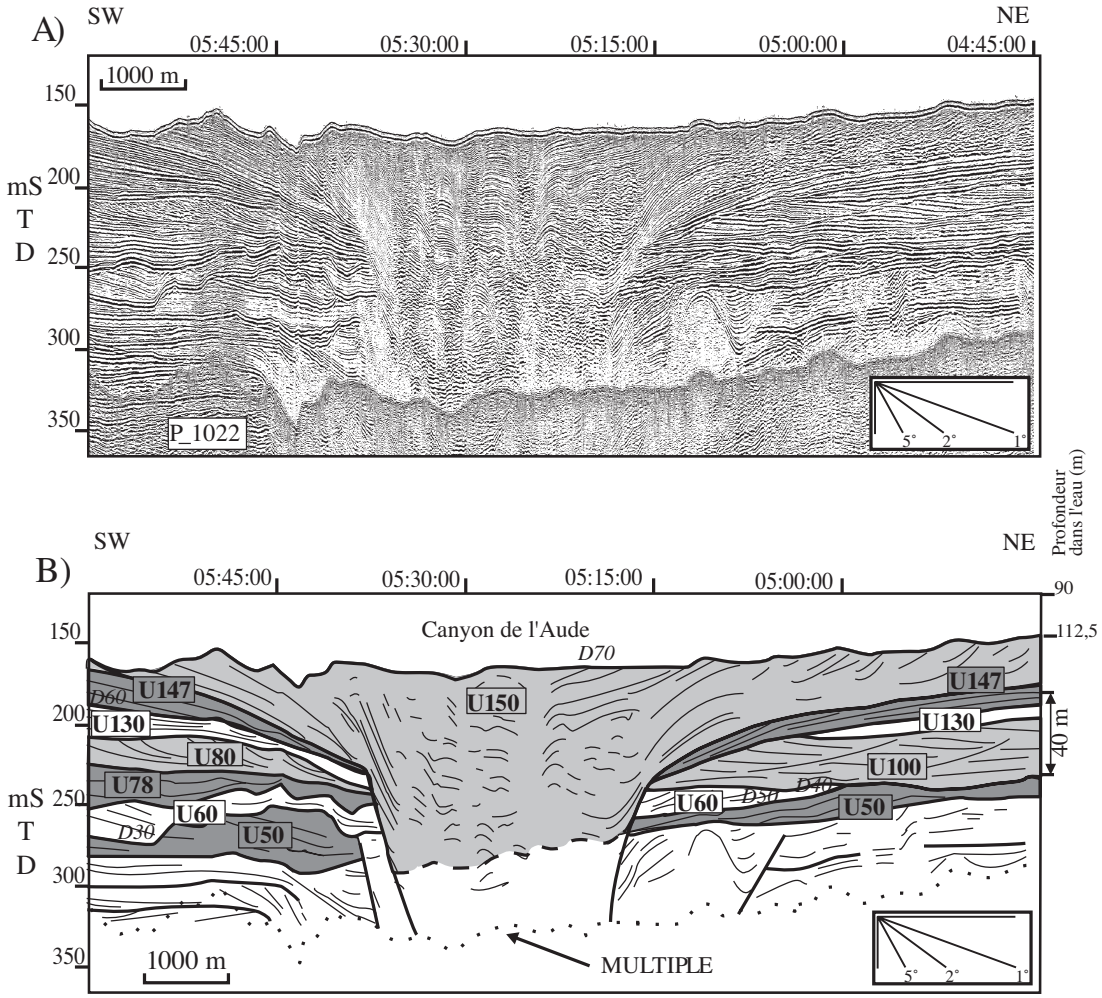


Figure III-43
Section du profil sismique P-1022 Sparker très haute résolution, A) Profil non interprété, B) Profil interprété, localisé au Nord de la tête du canyon de l'Aude montrant le canyon qui incise un grand nombre de dépôts antérieurs, et qui est ensuite comblé par l'unité U150. On remarquera également, la présence d'anciennes têtes de canyons sous les unités U50 et U147. (Les conversions temps-profondeur sont calculées en considérant une vitesse de 1 500 $m.s^{-1}$ dans l'eau et 1 600 $m.s^{-1}$ dans les sédiments). (Rabineau *et al.*, 1998) (Voir position du profil en Annexe G).

Les surfaces de discontinuités majeures montrent des figures d'érosion à la fois en amont et en aval des prismes PII. En trois dimensions, ces figures montrent deux orientations différentes : les structures orientées globalement NE-SW sur la plate-forme et, à l'aval, les structures en forme de dépressions orientées NW-SE dans le sens de la pente. Les structures NE-SW correspondent soit à la limite extrême des prismes PII, soit à des reliquats de prismes plus ou moins érodés ou à des structures de dépôts et d'érosion de plus petites tailles. On notera, par contre, que tous les prismes PII ne donnent pas lieu à une structure topographique nette. Les structures NE-SW correspondent à des incisions ou à des dépressions à mettre en relation avec la proximité des canyons.

Le motif PI/PII est récurrent, il se répète verticalement. Cinq couples principaux ont été mis en évidence. Les deux premiers couples (S1 et S2) montrent une forte érosion, les prismes PII sont développés très en aval de la zone, ils ne sont bien préservés que sur l'interfluve Aude-Hérault. Globalement les trois derniers couples PI/PII sont mieux préservés. Le troisième couple (S3) est le plus épais, surtout son prisme PII. C'est le prisme PII qui est développé le plus en amont sur la plate-forme et le mieux préservé. Le quatrième couple (S4) présente une organisation particulière, plus compliquée, où de nombreuses unités sismiques individuelles ont été décrites. Plusieurs prismes PII se succèdent horizontalement dans l'espace, on les a considérés comme des sous-unités du motif principal. La position extrême du prisme PII de cette série (S4) est située en bordure de la plate-forme. Le cinquième et dernier couple PI/PII (S5) est classique, la position de PII est équivalente à celle du prisme PII précédent, en bordure de la plate-forme.

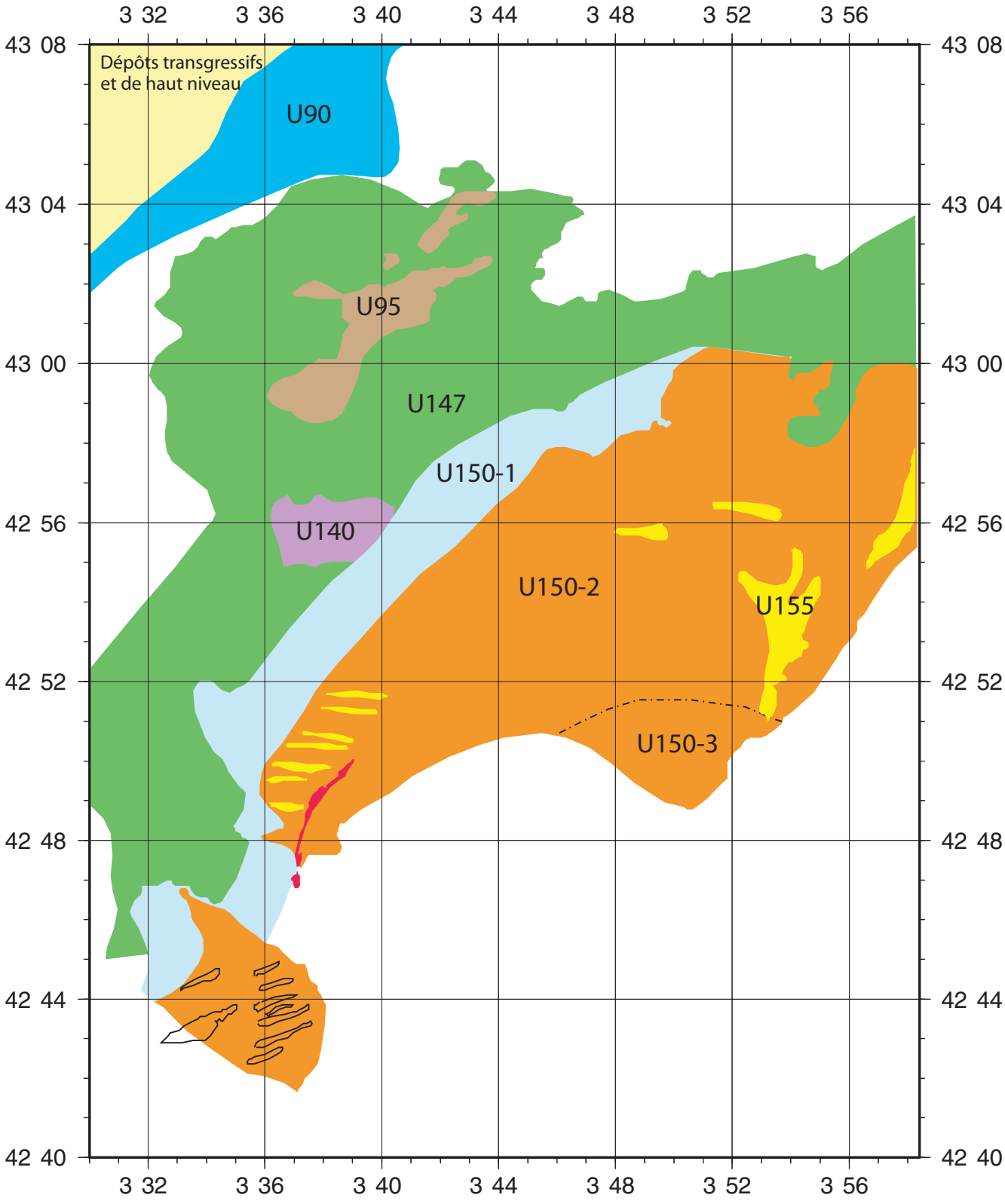


Figure III-44
Ecorché du fond. Unités et sous-unités affleurantes : U147 (en vert) ; U150s-1 (en bleu clair) ; U150s-2 et U150s-3 (en orange) ; U155 (en jaune) et unités sub-affleurantes U90 (en bleu foncé) ; U95 (en marron) ; U140 (en violet).

Chapitre IV

Les sédiments superficiels, corrélations aux courbes eustatiques et aux données sismiques

INTRODUCTION

Plusieurs séries de carottages ont été réalisées lors des campagnes Pnoc et Ecocot (1992, 1993, 1994) et lors de la campagne Calmar (1997). Le prélèvement et l'analyse des données de carottages fournissent des informations essentielles à la compréhension et à l'interprétation des corps sédimentaires. Ils donnent un accès à la nature des dépôts, à leur lithologie, leur contenu minéralogique, faunistique, palynologique…

A- LES PRÉLÈVEMENTS : LOCALISATION, MÉTHODES D'ÉTUDE

1. Localisation des carottes

Au total, nous avons utilisé 21 carottes pour cette thèse :

- 4 carottes anciennes (campagne Pnoc) archivées à l'Ifremer ;
- 3 carottes anciennes (campagne Ecocot) archivées à l'Ifremer ;
- 2 carottes anciennes (campagne Ecocot) archivées à Perpignan (J.-C. Aloïsi) ;
- 12 carottes récentes (campagnes Calmar97) archivées à Ifremer.

Le tableau IV-1 résume les caractéristiques générales des carottes prélevées et utilisées directement dans cette étude (localisation, profondeur, unité prélevée, profil sismique correspondant). La figure IV-1 montre leur position en plan.

L'implantation des carottes (en particulier celles de la mission Calmar) a été déterminée, à partir de notre connaissance des profils sismiques, selon quatre objectifs principaux :

(1) compléter l'échantillonnage pour les corrélations lithosismiques : relation entre les faciès sismiques et les faciès lithologiques (voir chapitre V) ;

(2) obtenir une description et une interprétation détaillée du dernier prisme U150 (détermination des lithologies, des environnements de dépôt, des processus et de la période de mise en place de l'unité…) (*Cf.* chapitre V) ;

(3) atteindre les unités plus anciennes affleurantes (ou sub-affleurantes) ;

(4) prélever à nouveau des sites clefs déjà étudiés en essayant d'obtenir des carottes plus longues.

La coupe verticale synthétique orientée de la côte vers le bassin montre l'organisation des unités sismiques affleurantes et la position des carottes par rapport à ces unités (fig. IV-2).

2. Séquence d'exploitation des carottes

Deux types de carottiers ont été utilisés aux cours des différentes campagnes : le carottier Kullenberg (carottier gravitaire à piston) : il est efficace en milieu meuble, de faible granulométrie, c'est-à-dire dans des argiles ou des silts. La longueur maximale obtenue par ces carottiers sur les navires de l'Ifremer est d'environ 10 - 15 m. Un vibrocarottier récemment acquis par l'Ifremer permettant de réaliser des carottages dans le sable a aussi été utilisé lors de la mission Calmar. La longueur maximale théorique des carottes est de 5 m (longueur du tube) ; dans la pratique la carotte la plus longue obtenue pendant la mission ne mesurait que 2,35 m. Une drague à roche a aussi été utilisée.

Les exposants (*π#ß) figurants derrière le nom des carottes permettent de repérer les carottes localisées au même endroit.

sable-150	silt-150	147	amont ancien

Carottes anciennes (archivées à l'IFREMER)

N.B : projection (probable) : Mercator
ellipsoïde (probable) : WGS84

Nom	Long (cm)	Unité	Latitude	Longitude	Sonde (m)	Profil	heure	Profil	heure
93C3b	229	150s(2)-155	N42 53,500	E3 43,540	~98	1046	02:53	0039	03:24
93C4	240	150s(2)-155	N42 52,800	E3 43,685	~103	1047	06:26:30	1022	04:20
93C7	195	150s(1)	N42 55,260	E3 39,300	~99	1047	07:24	1012	05:39
93C9b	196	150s(1)	N42 55,320	E3 40,525	~96	1046	02:15	1042	14:31:30
94klu142	337	150m	N42 48,798	E3 45,550	126	1051	19:33	-3039	06:17
94klu151	188	150s(2)	N42 50,641	E3 43,228	111	0032	22:25	1021	01:19
94klu141b	422	150m	N42 48,605	E3 40,925	132	1004	10:07	1021	00:42

Carottes anciennes (archivées à PERPIGNAN)

N.B : projection (probable) : Mercator
ellipsoïde (probable) : WGS84

Nom	Long (cm)	Unité	Latitude	Longitude	Sonde (m)	Profil	heure	Profil	heure
93C12 *	455	150m	N42 49,486	E3 43,429	~126	1017	15:04:00	1035	06:24:00
92K19 π	295	85-90	N43 12	E3 50	~92	1103	10:39	/	/

Carottes récentes acquises pendant la mission CALMAR (Nov97)

N.B : projection Mercator
ellipsoïde : WGS-84

Nom	Long (cm)	Unité	Latitude	Longitude	Sonde (m)	Profil	heure	Profil	heure
CLKS08 *	686	150m	N42 49,494	E3 43,379	130	1017	15:04	1035	06:24
CLKS09 #	250	150s-m	N42 51,826	E3 55,618	124	1059	05:42:30	1058	05:29:20
CLKS11	704	150m	N42 44,990	E3 46,960	157	1036	08:13:40	/	/
CLKS12	636	150m	N42 41,390	E3 50,260	301	1036	09:15:50	/	/
CLKS18 ß	180	147	N42 57,564	E3 35,572	95	1047	08:13:00	1060	09:11:30
CLKS21 π	100	85-90	N43 12,008	E3 49,824	94	1103	10:39	/	/
CLVK13 #	80		N42 51,832	E3 55,591	123	1059	05:42:30	1058	05:29:20
CLVK14	40	155	N42 52,601	E3 54,305	97	1059	06:00:20	/	/
CLVK15	50	155	N42 52,600	E3 54,309	97	1059	06:00:20	/	/
CLVK16	43	150s-m	N42 54,628	E3 40,344	96	1047	07:09:30	1003	08:07:00
CLVK17	75	155-140	N42 56,044	E3 39,977	100	1045	23:26:20	1012	05:28:20
CLVK20 ß	235	147	N42 57,552	E3 35,565	95	1047	08:13:00	1060 4026	09:11:30

Tableau IV-1
Position des carottes.

Les carottes ont suivis la chaîne de traitement suivante (Loubrieu, Berné *et al.*, 1998) :

• Positionnement de la carotte

- positionnement sur un extrait de profil sondeur de sédiment 2.5 kHz et/ou sur un profil sismique (sparker).

• Travaux à bord : découpage et mesures géotechniques

- découpage en tronçons d'un mètre ;
- passage au banc multi-paramètres GEOTEK (mesures de densité, porosité, vitesse sonique, susceptibilité magnétique…) ;
- description d'un frottis tous les mètres (aux extrémités du tronçon).

• Travaux à terre : ouverture et analyses

- ouverture de toutes les carottes ;
- archivage d'une moitié de chaque carotte ;
- prise de photos : vue d'ensemble, tous les 30 cm, tous les 15 cm, vues rapprochées ;
- descriptions sédimentologiques par tronçon de 1 mètre (population(s) granulométrique(s), granoclassement, contenu organogène, litages, structures sédimentaires…) ;
- établissement d'un log lithologique synthétique réalisé avec le logiciel Corel Draw et/ou Applecore ;
- descriptions de « frottis » à la loupe binoculaire (nature des minéraux, des groupes biologiques, taille des particules et leur degré d'érosion…) ;
- prélèvement de « plaquettes » (pour Radioscopie X) et de « U channels » (pour mesures paléomagnétiques fines) ;

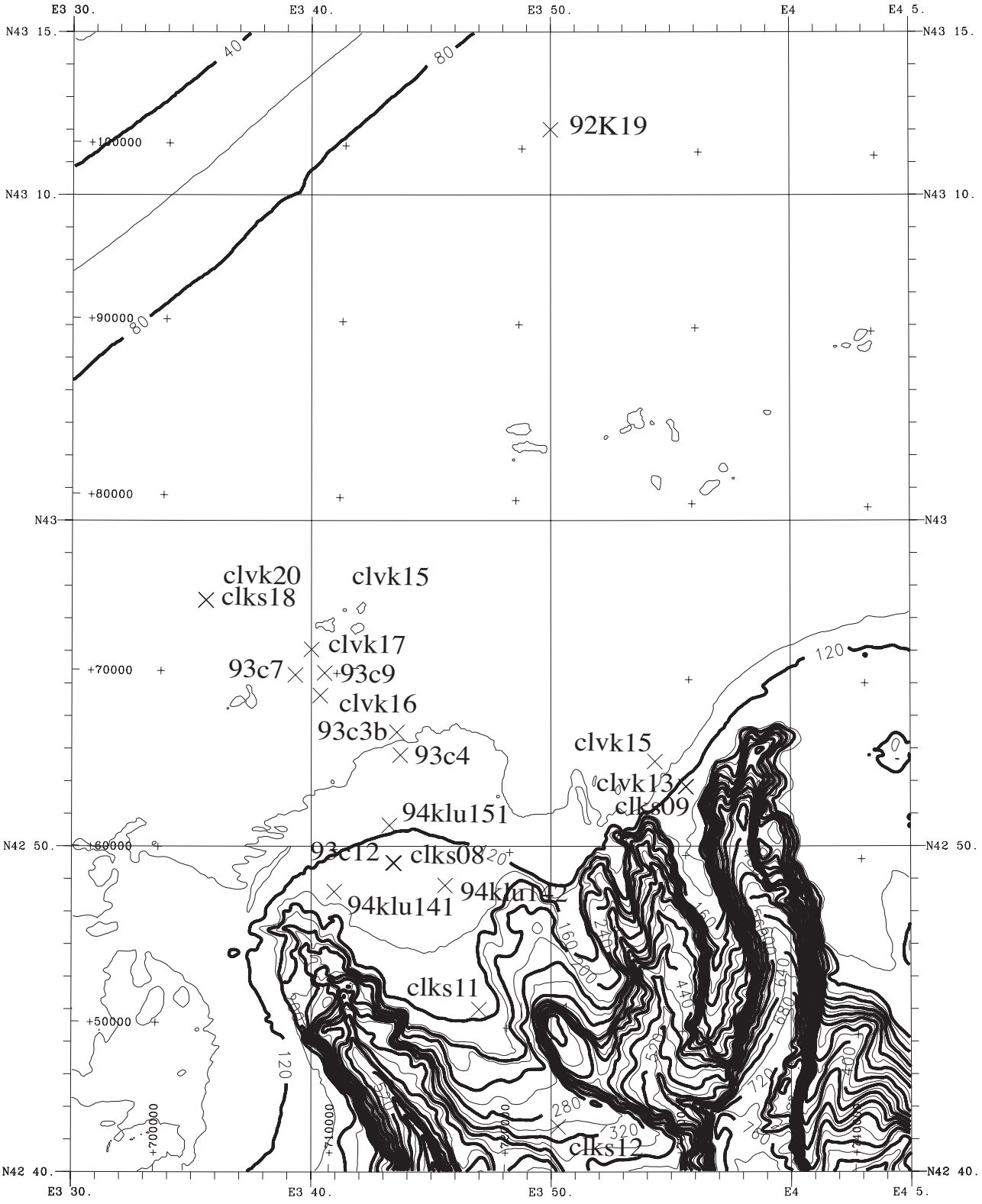


Figure IV-1
Localisation des carottes.

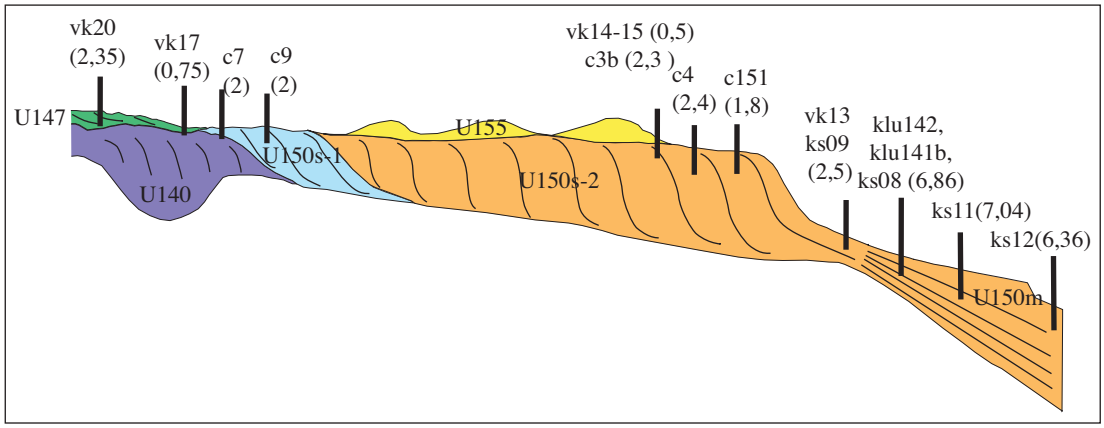
- prélèvement d'échantillons (biomarqueurs, pollens, argiles…) ;
- prélèvement, tri de matériel pour datation (coquilles, ostracodes…) ;
- mesures granulométriques ;
- mesures calcimétriques.

3. Bilan des travaux réalisés

L'exploitation des carottes a été réalisée en partie à bord (mission Calmar97) puis à l'Ifremer selon la séquence de traitement présentée ci-dessus (ouverture, mesures physiques, photos, colonnes lithologiques manuelles et informatiques, frottis, granulométrie, calcimétrie...). Outre le personnel Ifremer et l'équipe embarquée, deux étudiants nous ont aidés à réaliser des travaux sur les carottes récentes et plus particulièrement à leur mise en forme graphique au cours de leur stage de Maîtrise : Sylvie Honoré (Université de Bordeaux, 1998) et Grégoire Maillet (Université de Lyon, 1999). Des analyses particulières ont été réalisées dans plusieurs laboratoires associés (analyse palynologique à Lyon, J.-P. Suc ; analyse des argiles à Lille, H. Chamley ; analyse magnétique au Cerege, N. Thouveny et E. Moreno ; datations C14 à Gif/Yvette, F. Guichard et à Lyon ; analyse de la diagenèse associée à la « Pierre de Sète » à Lyon, P. Bernier ; analyse micropaléontologique au BRGM, C. Bourdillon et analyse des Ostracodes à Bordeaux, J.-P. Peypouquet). Ces analyses fines apportent des informations supplémentaires sur les environnements de dépôts, sur les conditions climatiques lors du dépôt et sur les datations des derniers événements comme nous le verrons au sous-chapitre C.

Le tableau IV-2 synthétise les travaux réalisés sur ces différentes carottes.

Figure IV-2
Positionnement des carottes sur un schéma synthétique amont-aval.
La longueur des carottes est indiquée en métre entre parenthèses.
Les carottes est projetée sur ce profil : klu142, klu141b, KS08, par exemple, ne sont pas localisées au même point mais échantillonnent la même unité.



Nom	Long (cm)	Mesures physiques	Ouverte	Photos	Log manuel	Log info	obs bino ("frottis")	granulo	argiles	Prélèvement Palyno	Uchannel
93C3b	229		oui	oui	oui	oui		oui			
93C4	240		oui		oui	oui					
93C7	195		oui		oui	oui					
93C9	196		oui	oui	oui	oui	175-188	oui			
94klu142	337	oui	oui	oui	oui	oui		oui			
94klu151	188	oui	oui	oui	oui	oui		oui			
94klu141	422	oui	oui	oui	oui	oui		oui			
93C12	455		oui		oui		390-400			oui	
92K19	295		oui		oui		280-290			oui	
CLKS08 (//93C12)	686	oui	oui	oui	oui	oui	Top-Bas-chaque section (10)	oui /10cm 5-545 545-686?	oui /10cm 5-545 (Lille)	oui /10cm 445-514	oui
CLKS09	250	oui	oui	oui	oui	oui	Top-base				
CLKS11	704	oui	oui	oui	oui	oui	Top- 600- Base	oui /10cm 5-695 (Lille)	oui /10cm (Lille)	oui /10cm	oui
CLKS12	636	oui	oui	oui	oui	oui	545	en cours ? (Lille)			
CLKS18	180	oui	oui	oui	oui	oui	Top				
CLKS21 (//92K1)	100	oui	oui	oui	oui	oui	Top	en cours ? (Lille)			
CLVK13	80		oui	oui	oui	oui		oui			
CLVK14	40		oui	oui	oui	oui	Top				
CLVK15	50		oui	oui	oui	oui	Top				
CLVK16	43		oui	oui	oui	oui	Top-Base				
CLVK17	75		oui	oui	oui	oui	Top				
CLVK20	235	oui	oui	oui	oui	oui	25,75,105, 142,172,200,217,235	oui		/10cm 2,5-230	

Tableau IV-2a
Travaux réalisés et en cours sur les carottes.

Nom	Long (cm)	Foram	Malaco	Bio marqeur	Prélèvement (chbfroide)	C14 (nombre)	Calci	Teneur eau	Cohésion	Niveau gris	RX
93C3b	229										
93C4	240										
93C7	195										
93C9	196	175-188	175-188			oui (1)					
94klu142	337										
94klu151	188										
94klu141	422										
93C12	455	390-400	390-400			oui (3)					
92K19	295	280-290	280-290			oui (5)					
CLKS08	686	**(Venec)** : 25, 315-7, 474-7 ?	**(Barcel.):** 10, 198, 285	**(Barcel.)** 3,5,10,15, 25,35...		(// 93C12)	oui	oui	oui		oui
CLKS09	250				**Pvt**: 200-237						
CLKS11	704	**(Suc)**: 10-3, 25-28, 182-4, 216-9, 236-9, 610-2, 699-700	**(Barcel.)**: 4-7,8,207,325, 436-37,529-533	**(Barcel.)** 5,15,25..		oui (2)	oui	oui	oui		
CLKS12	636				434 (tube)						
CLKS18	180										
CLKS21	100				33 (coq)	(//92K19)	oui	oui			
CLVK13	80										
CLVK14	40										
CLVK15	50										
CLVK16	43										
CLVK17	75										
CLVK20	235	**(Suc)**: /10cm (cfpollen)	**(Suc)**40,60,71,68 74,76			oui (2)					

Tableau IV-2b
Travaux réalisés et en cours sur les carottes.

B - DESCRIPTION DES CAROTTES

Globalement, nous avons distingué quatre grandes familles de carottes[1] :

- Les carottes sableuses
- Les carottes sablo-silto-argileuses
- Les carottes silto-argileuses
- Les carottes argilo-silteuses

Les carottes sont présentées sur les profils de sismique réflexion THR (sparker) acquis durant les campagnes successives. Certains points de carottage ont également été positionnés sur des extraits de profil 2,5 ou 3,5 kHz. Les colonnes lithologiques individuelles de toutes les carottes ont été réalisées et sont rassemblées en annexe. Une carotte représentative de chaque famille est présentée (93C9b, CLVK20 CLKS08 et CLKS11) de manière plus détaillée. **Deux types de planches synthétiques rassemblent l'essentiel des informations sur ces carottes clefs.. Ces planches synthétiques sont rassemblées en Annexe E.** Il s'agit d'une part des planches associant les photos, les radioscopie RX, les colonnes lithologiques, les mesures granulométriques et les descriptions effectuées (à l'oeil nu ou à la loupe binoculaire) et d'autre part les planches associant les mesures physiques, les mesures de calcimétrie, les teneurs en eau, les mesures de granulométrie et la colonne lithologique.

1. Carottes sableuses - unités U150s(1)-150s(2)-155-140?

Les carottes sableuses disponibles sont 93C3b, 93C4, 93C7, 93C9b, 94klu151, CLKS09, CLVK13, CLVK14, CLVK15, CLVK16. Il s'agit de carottes courtes, la longueur maximale atteinte est de 2,5 m (CLKS09) (tableau IV-1). Ces carottes échantillonnent d'une manière générale « les sables du large » du plateau externe. Dans le détail, c'est la partie superficielle des unités U150s (U150s-1 et U150s-2), de U155 qui a été échantillonnée (fig. IV-3, tableau IV-1 et chap. III).

La carotte 93C9b (long. = 2 m) et CLVK16 (long. = 0,43 m) réalisées à 96 m de profondeur, provient du sommet du prisme progradant dans sa partie la plus amont U150-1. Les carottes 93C3b (long. = 2,29 m), 93C4 (long. = 2,4 m) et klu151 (long. = 1,88 m) CLVK14 (long. = 0.4 m) et CLVK15 (long. = 0,5 m) proviennent de la bordure de plate-forme à une profondeur de 97 m à 111 m ; elles sont localisées au sommet du prisme progradant principal U150s-2. CLVK14 et CLVK15 sont

[1] On rappelle les limites de classes lithologiques (Wentworth) :
Argiles < 3,9 μm < Silts < 63 μm < Sable très fin < 125 μm < Sable fin < 250 μm < Sable moyen < 500 μm < Sable grossier < 1 mm. Au delà du mm les granulométries se mesurent par tamisage ou directement. 1 mm < Sable très grossiers < 2 mm < Granules ou gravillons < 4 mm < Cailloux, galets…

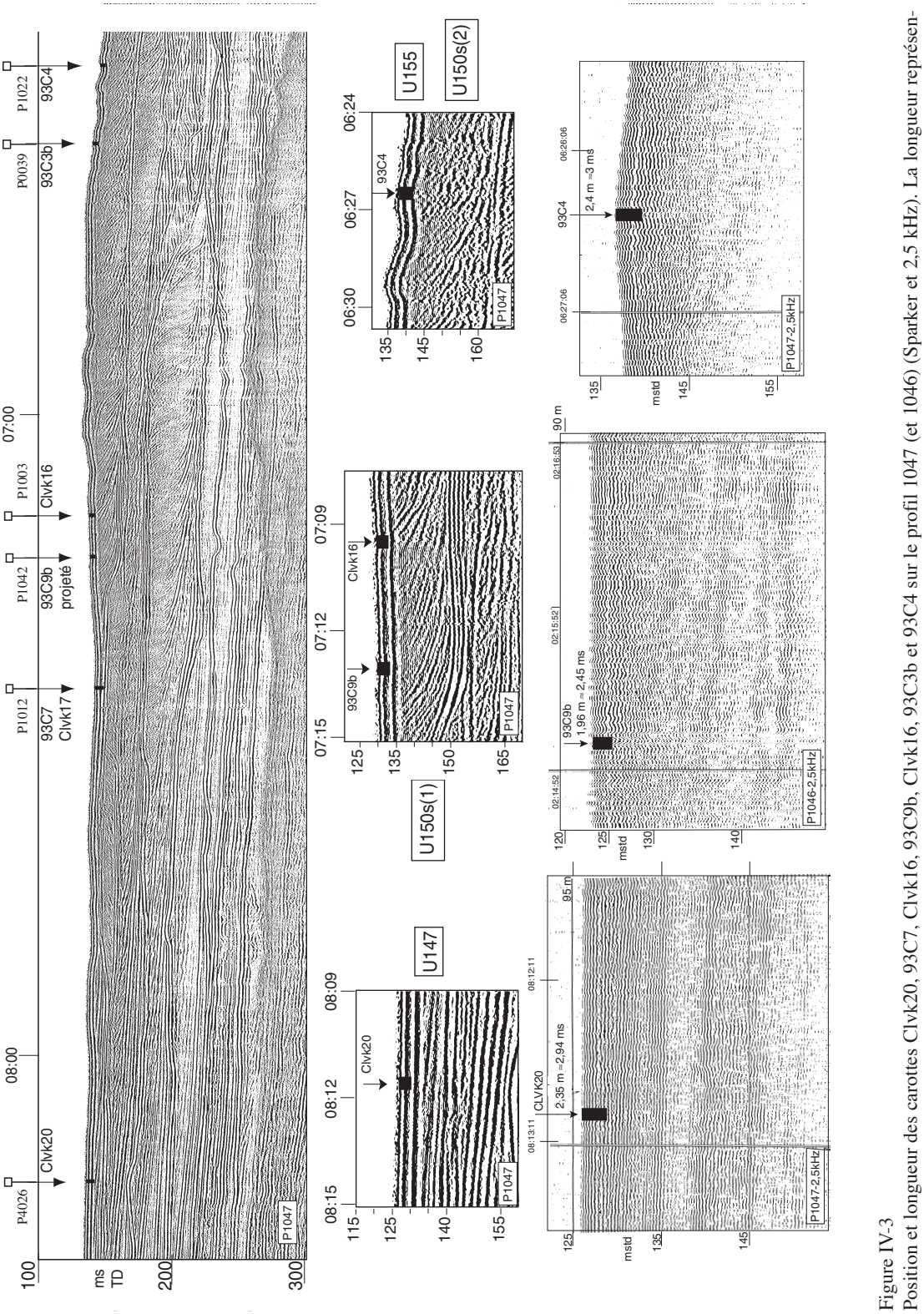


Figure IV-3
Position et longueur des carottes Clvk20, 93C7, Clvk16, 93C9b, Clvk16, 93C3b et 93C4 sur le profil 1047 (et 1046) (Sparker et 2,5 kHz). La longueur représentée correspond à la longueur réelle en considérant une vitesse dans les sédiments de 1 600 m/s.

situées au pied des « dunes » (U155) surmontant le prisme progradant principal U150-2. La carotte CLKS09 (long. = 2,5 m) et CLVK13 (long. = 0,8 m) proviennent de la bordure de plate-forme au pied de l'unité U150s (au pied du talus progradant) à 124 m de profondeur (fig. IV-2). On se trouve à la limite entre les foresets (U150s) et les bottomsets (U150m) de l'unité.

La couleur générale des carottes sableuses correspond à la norme Munsell 5Y4/2 (c'est-à-dire gris-olive) à 2,5Y4/2 (c'est-à-dire gris-beige foncé). Les histogrammes granulométriques présentent des formes en général monomodales comprises entre 100 et 400 μm, de médiane ≈ 200 - 250 μm. D'après la classification de Wentworth, il s'agit de sables fins à moyens très bien classés et très homogènes surtout dans le premier mètre des carottes (fig. IV-4).

Les histogrammes montrent une forme très leptokurtique[2], l'écart-type de la distribution est très faible (S0 ≈ 2, Qdphi ≈ 0,3[3]). La fraction argileuse et silteuse est réduite à moins de 10 %. L'observation des frottis montre de manière très généralisée des grains de quartz roux et limpides, très émoussés, des grains de glauconie, des débris de coquilles. On notera sur les colonnes lithologiques l'existence de niveaux à galets et graviers bien roulés (93C3b, 93C4) ainsi que de quelques niveaux avec silts et argiles (CLVK13, CLVK17, 93C4). La fraction organogène de ces sables est importante et se présente sous forme de bioclastes (débris de coquilles de tailles variables, millimétrique à centimétrique) ou plus rarement d'organismes entiers, on a donc des sables bioclastiques.

Les groupes les plus fréquents sont les bivalves, les gastéropodes, les bryozoaires, quelques rares foraminifères (benthiques) et ostracodes. On notera l'existence de niveaux particulièrement riches en débris coquilliers (93C7, 93C9, 94Klu151). La teneur en carbonates est importante ; elle peut atteindre 50 % (Aloïsi, 1986, El Hmaidi, 1993) et est en rapport avec la quantité de composants organogènes à tests calcaires mais aussi à la nature des terrains des bassins versants (*Cf.* chapitre II). Le sommet des carottes montre parfois un sable avec de nombreux et gros débris de coquilles et l'apparition d'une fraction silteuse ou argileuse (CLKS09 par exemple, le sable est dit « envasé »).

Aucune structure sédimentaire n'est observée au sein de ces carottes sableuses, mais la granulométrie implique une certaine énergie du milieu de dépôt avec un courant de transport de l'ordre de 25 - 30 cm/s (*Cf.* chapitre. II fig. II-28).

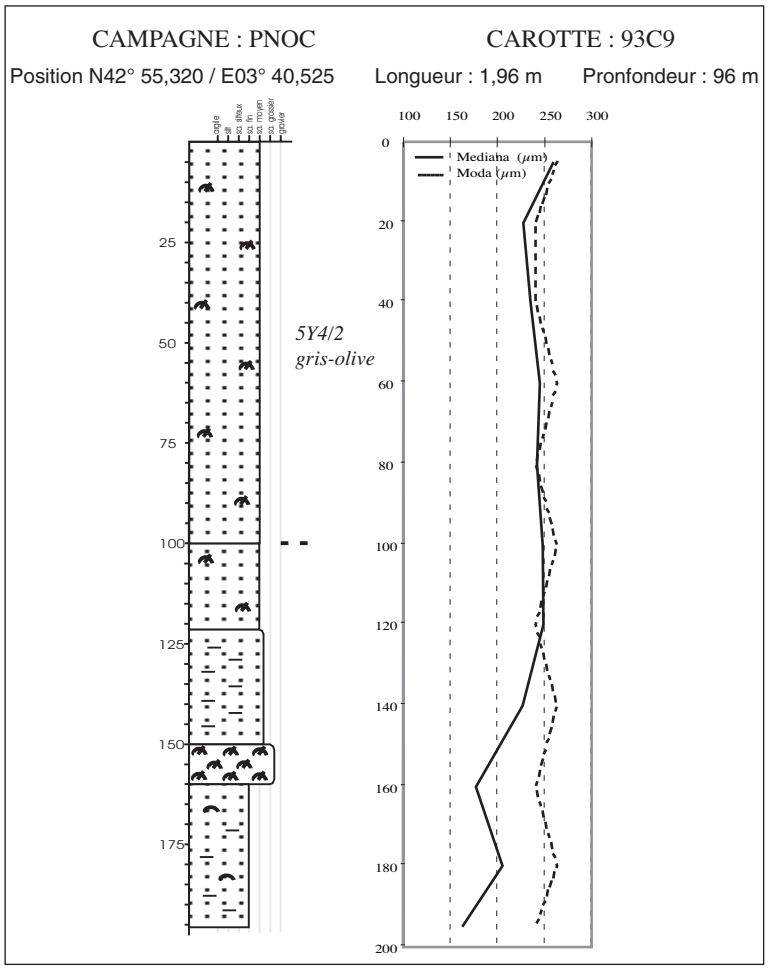


Figure IV-4
Colonne lithologique de la Carotte 93C9 (profondeur d'eau 96 m) montrant un faciès de sable fin à moyen gris-olive riche en débris coquillers. Noter le niveau très coquiller vers 150 cm.

2. Carottes sablo-silto-argileuses-unité U147

Les carottes sablo-silto-argileuses CLKS18 (long. = 1,8 m) et CLVK20 (long. = 2,35 m) ont été prélevées au même point sur la plate-forme externe, à 95 m de profondeur ; elles échantillonnent l'unité à faible pendage U147 en amont de l'unité U150s[-1] des « sables du large » (fig. IV-3). Leur densité varie entre 1,5 et 2,0 (fig. IV-5).

Ces carottes sont caractérisées par la variabilité verticale des faciès avec une succession de niveaux argilo-silteux/sableux/argilo-silteux qui déterminent des séquences granoclassées (fig. IV-5 et planche synthétique en Annexe E). La couleur des carottes

[2] C'est-à-dire avec une dispersion très faible autour du pic central.
[3] Qdphi est l'indice de Krumbein = (q25 - q75)/2 (q étant exprimé en unité Phi ; Qdphi = log10 S0, S0 étant l'indice de Trask S0 = (q25/q75)^0,5 (q étant exprimé en mm).

correspond à une alternance de 2,5Y 4/1 (gris foncé), 2,5Y4/2 (beige-gris foncé) et de 2,5Y5/2 (beige-gris) au sommet.

Les niveaux silto-argileux montrent la présence de tubes de vers (serpulidés) parfois très nombreux formant un niveau aggloméré. Des bioturbations sont aussi fréquentes dans les niveaux plus silto-argileux. La phase minérale est surtout représentée par des micas (noirs) et des quartz présentant des formes anguleuses. Le niveau 172 - 175 cm de la carotte CLVK20 dont on a observé plus particulièrement la fraction supérieure à 125 μm montre de nombreux ostracodes (que l'on a triés en vue d'une datation C14 et pour caractériser le milieu de dépôt (*Cf.* sous chapitre C), des lamellibranches (petites coquilles parfois entières), des bryozoaires, des foraminifères (benthiques et planctoniques), des spicules d'oursins, des ptéropodes (?), du bois (?) et des agrégats.

Les niveaux de sables présentent un faciès comparable à celui décrit précédemment avec de nombreux bioclastes (millimétriques à centimétriques) et quelques plus rares bivalves, gastéropodes et bryozoaires entiers. Le passage vertical des silts-argileux aux fins lits sableux est souvent à contact basal franc avec des galets de vase (*mud clasts rip-up*).

Le milieu de dépôt est donc calme à la base et au sommet de la carottes. La présence des petits lits sableux peut être interprétée soit comme des dépôts de tempête (remaniement des sables environnants et redistribution vers le large), soit comme des dépôts de crues liées à un delta. Le niveau sableux d'environ un mètre implique une énergie du milieu de dépôt plus forte.

3. Carottes silto-argileuses-Unité U150m

Les carottes silto-argileuses (94klu141b, 94klu142, CLKS08, 93C12) échantillonnent l'unité immédiatement en aval des « sables du large » (U150m) en bordure de plate-forme vers 130 m de profondeur (fig. IV-6). La carotte CLKS08 en particulier (long. = 7 m) a été réalisée sur le point de carottage de la carotte 93C12 (4,52 m de longueur).

Ces carottes présentent une granulométrie fine composée globalement d'environ ≈ 70 % de silts, 20 % d'argiles (la médiane se situe à ≈ 10 μm). Localement on observe jusqu'à 10 % de sables fins à très fins concentrés sous forme de lits centimétriques à pluricentimétriques de même que des passées d'argiles. L'espacement des lits varie verticalement mais est de l'ordre de 10 - 20 cm dans la partie supérieure de la carotte, il atteint 1 m à la base de la carotte (fig. IV-7). Le pourcentage de grains < 40 μm est nettement inférieur à 90 % (l'environnement de dépôt est infralittoral).

La couleur générale de la carotte correspond au code 5Y4/1 (gris foncé) pour la partie supérieure et à 5Y5/1 (gris) pour la partie inférieure. La teneur en CaCO3 est de 30 % dans la partie inférieure de la carotte CLKS08 et de 35 % pour la partie supérieure. La phase minérale est dominée par les quartz, feldspaths à forme toujours anguleuse, les micas noirs très fins et les éléments carbonatés. La phase organique est en général infra-millimétrique et assez pauvre sur l'ensemble de la carotte (essentiellement des débris végétaux, quelques foraminifères et ostracodes). 93C12 a fait l'objet d'une étude détaillée en palynologie (*Cf.* sous-chapitre C).

La description visuelle et surtout les radioscopies RX réalisées à Bordeaux par O. Weber et présentées sur les planches en Annexe E mettent en évidence l'alternance de lits d'argiles, de silts et de sables formant un litage lenticulaire à ondulé millimétrique à centimétrique (fig. IV-7 et planches en Annexe E). Les lits sableux montrent une base franche, irrégulière et érosive, ils sont constitués de sables fins à très fins atteignant 55 % du matériel alors que les argiles sont réduites à moins de 5 % du matériel (à 438 et 452 cm par exemple).

Le milieu de dépôt est donc calme, il est situé sous la limite d'action des vagues permanentes puisqu'il permet le dépôt de vases. La présence des lits sableux peut être interprétée soit comme des dépôts de tempête (remaniement des sables environnants et redistribution vers le large), soit comme des dépôts de crues liées à un delta.

La partie sommitale de la carotte (quinzaine de centimètres) met en évidence un faciès sablograveleux coquillier, mélange de vase et de sables de couleur 5Y5/3-5Y5/2 (olive-gris-olive) hétérogène et mal classé (S0 > 3,5) correspondant aux sables dits "du large" (quartz limpides, roux, émoussés ; phase organique diversifiée mais brisée). Ce faciès caractérise le remaniement des sables environnants dans un milieu permettant le dépôt des vases. L'échantillon tout à fait sommital montre plus de 90 % de matériel < 40 μm (96 % dont 40 % d'argiles) qui correspond aux dépôts circalittoraux actuels (*Cf.* chapitre II).

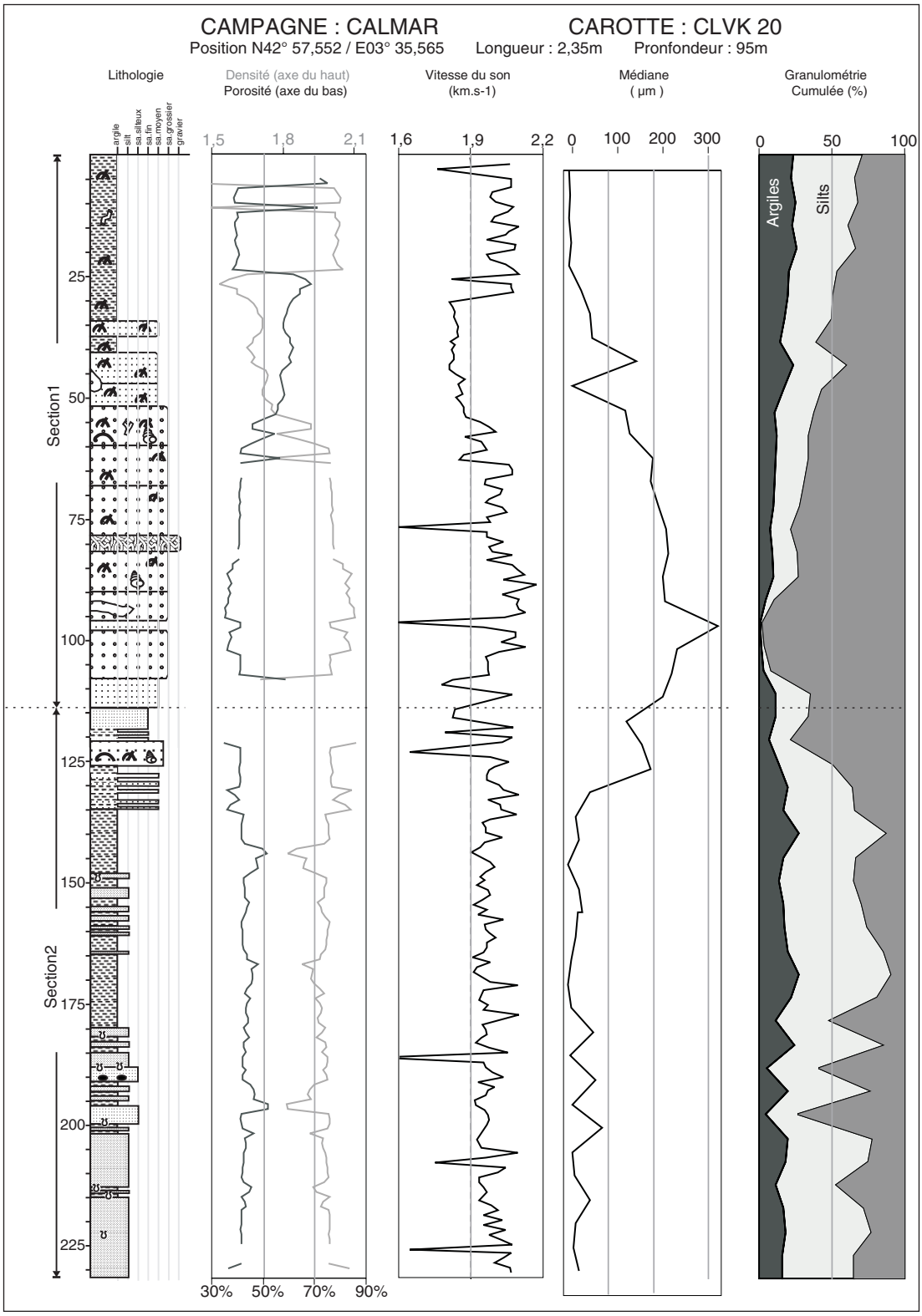


Figure IV-5
Colonne lithologique, mesures granulométriques et mesures physiques sur la carotte CLK20 montrant un faciès de sable fin moyen, de silt et d'argile (*Cf.* planche en annexe, photo, RX, description.. et texte pour plus de détails).

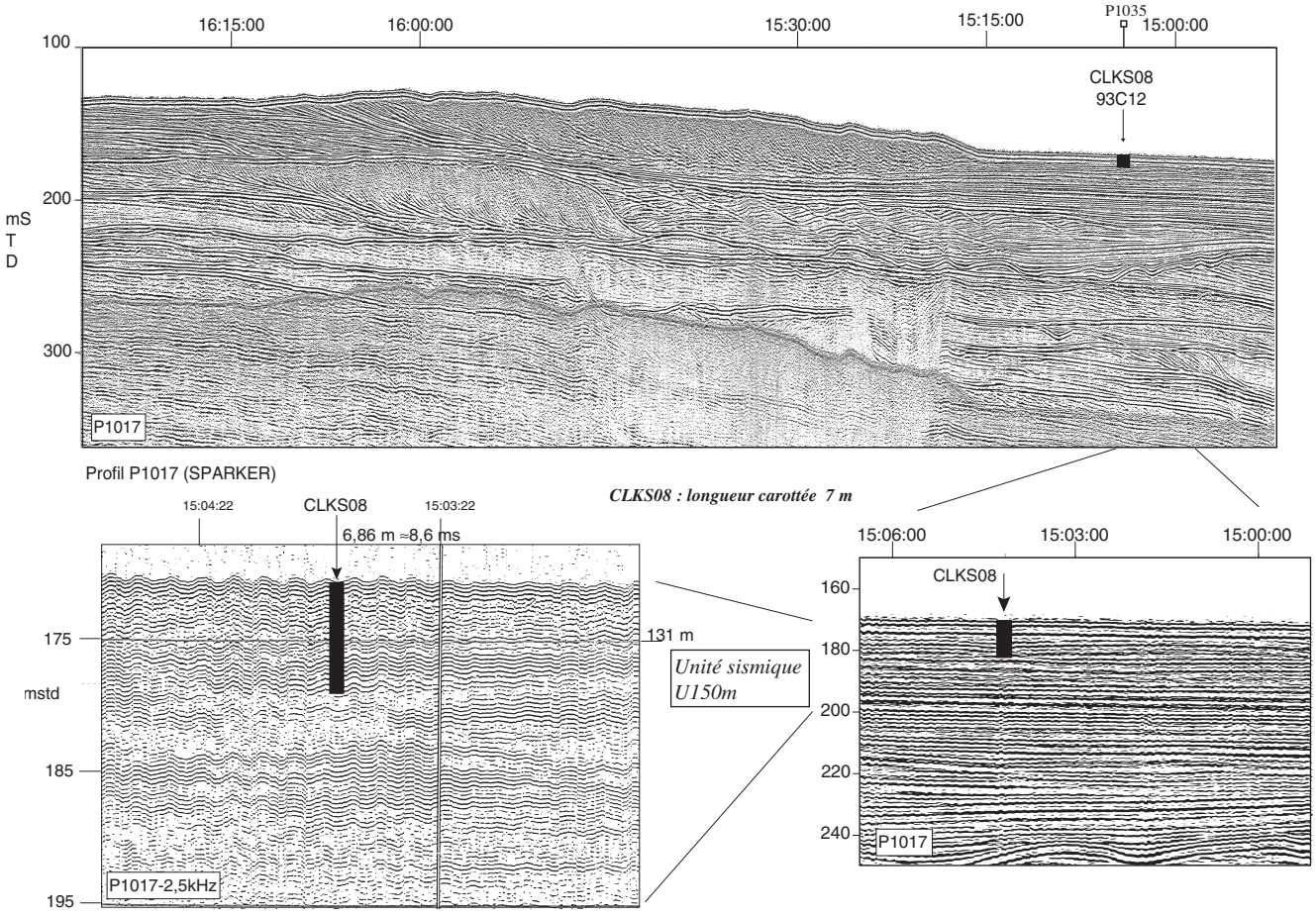


Figure IV-6
Position et longueur de la Carotte CLKS08 (93C12) sur le profil 1017 (Sparker et 2,5 kHz). La longueur représentée correspond à la longueur réelle en considérant une vitesse dans les sédiments de 1 600 m/s.

4. Carottes vaseuses argilo-silteuses- Unité U150m distale et U90 proximale

Les carottes argilo-silteuses (CLKS11, CLKS12, CLKS21, 92K19) peuvent être divisées en deux catégories liées à leur localisation.

• Les carottes distales :

Les carottes CLKS11 (long. = 7,2 m) et CLKS12 (long. = 6,36 m) sont situées en aval des carottes précédentes (silto-argileuses) sur l'interfluve Aude-Hérault à des profondeurs respectives de 157 et 300 m (haut de pente) dans des réflecteurs progradants correspondant aux *bottomsets* distaux de l'unité U150m (fig. IV-2 et IV-8). Les carottes échantillonnent donc la partie la plus distale de l'unité U150m (l'unité atteint environ 25 m d'épaisseur dans cette zone). La carotte CLKS12 se situe après un ressaut topographique observable sur la carte bathymétrique EM12 et sur le profil sismique P-1036a.

La description lithologique de CLKS11 (fig. IV-09 et planches en Annexe E) montre de haut en bas quelques centimètres de sables fins vaseux glauconieux pauvres en matière organique de couleur 5Y5/2 (gris-olive) passant à une vase à niveaux riches en bryozoaires, serpulidés et tâches noires, puis à une vase plus plastique et homogène. Sur CLKS12 la partie la plus sommitale est constituée de silt de couleur 5Y5/3 (olive), sur une dizaine de centimètres.

Les carottes CLKS11 et CLKS12 présentent une granulométrie très fine (médiane ≈ 6 μm), très monotone avec 40 - 45 % d'argiles et 55 - 60 % de silts sans variations verticales de faciès. La couleur de la vase est en générale grise (5Y4/1-2,5Y4/1 gris foncé) et présente un caractère « plastique »[4]. L'observation de frottis montre des quartz fins et anguleux, de nombreux micas et du CaCO3. A la base de la carotte, on note de la pyrite néoformée jaune, de la matière organique en voie de pyritisation (CLKS11 et 12) et de nombreux pollens dominés par les herbacées (analyse faites pour CLKS11 seulement) (Suc *et al., in* Loubrieu, Berné *et al.*,

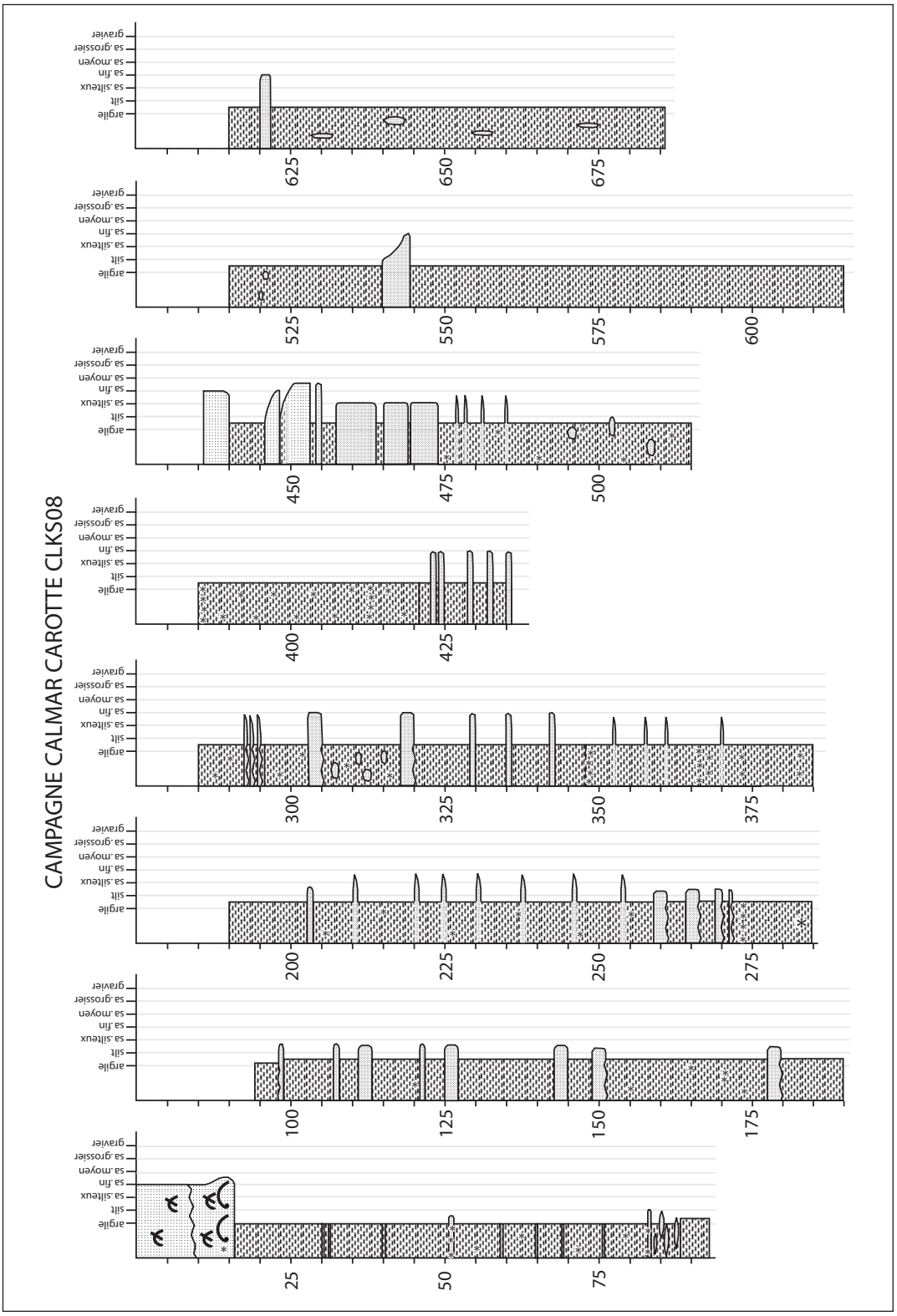


Figure IV-7
Colonne lithologique de la Carotte CLKS08 (93C12) (profondeur d'eau 130 m) montrant un faciès globalement argileux avec des alternances de silts et de sables sous forme de lits millimétriques. Les derniers 15 cm au sommet de la carotte sont constitués de sables fins. (cf. planches en annexe, photos, granulométrie, RX, mesures physiques.. et texte pour plus de détail).

1998). L'une des seules variations verticales visibles au sein des carottes (surtout pour CLKS11) est la densité des taches noires de matière organique et la quantité de tubes de vers (concentrés en lits) témoignant de l'intensité de la bioturbation. Les teneurs en CaCO3 sont centrées autour de 35 % avec des oscillations entre 30 et 44 %.

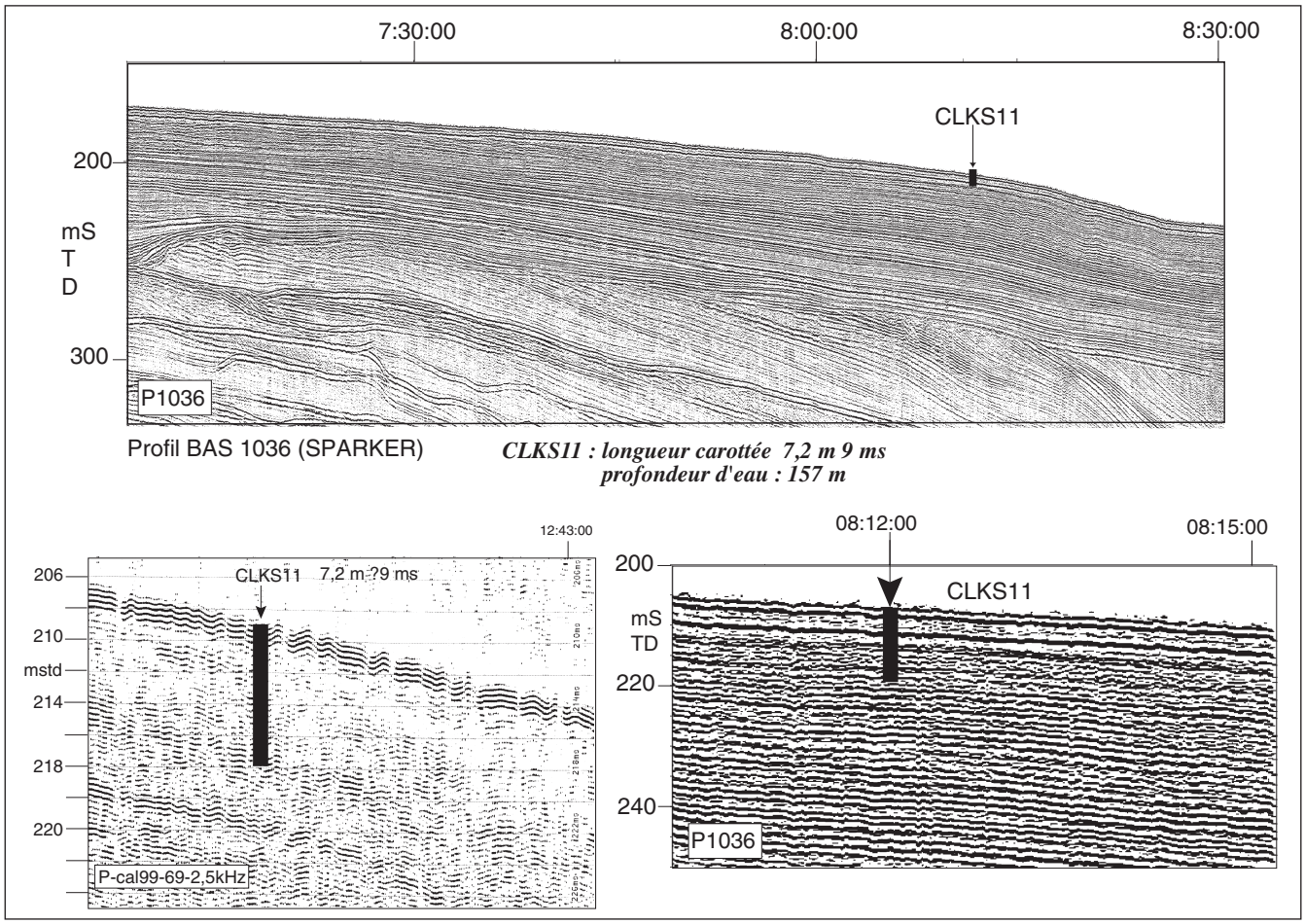
Le milieu de dépôt de ces carottes est calme.

• Les carottes proximales :

Les carottes CLKS21 (long. = 1 m) et 92K19 (long. = 2,95 m) sont localisées dans une partie beaucoup plus amont de la plate-forme à des profondeurs faibles d'environ 90 m. Les carottes sont localisées en amont des prismes U150 et U147 où l'unité U90 est sub-affleurente (fig. IV-10). La couche la plus superficielle (10 cm) est représentée par une argile de couleur 5Y 4/3 (beige-olive) avec une phase minérale importante (grains de quartz et feldspaths limpides, roux, assez grossiers et bien émoussés), de nombreux débris de coquilles, une microfaune abondante souvent glauconitisée (foraminifères). En dessous, les carottes présentent un faciès argilo-silteux de couleur 2,5Y 4/1 (gris foncé), les quartz et feldspaths y sont petits et peu nombreux, la microfaune est diversifiée (ostracodes, foraminifères, formes souvent pyritisées) (fig. IV-11). Le sommet de la vase grise montre des poches plus grossières riches en débris coquillers (la teneur en $CaCO^3$ atteint 55 %). L'échantillon tout à fait basal de CLKS21 correspond à une vase plastique pauvre en minéraux mais assez riches en débris coquilliers avec une microfaune importante et diversifiée. La carotte 92K19 a été étudiée d'un point de vue palynologique (Acherki, 1997) (*Cf.* sous-chapitre C).

Le milieu de dépôt de ces carottes est un milieu calme.

Figure IV-8
Position et longueur de la carotte CLKS11 sur le profil P-1036 (Sparker) et cal99-69 (2,5 kHz). La longueur représentée correspond à la longueur réelle en considérant une vitesse dans les sédiments de 1 600 m/s.



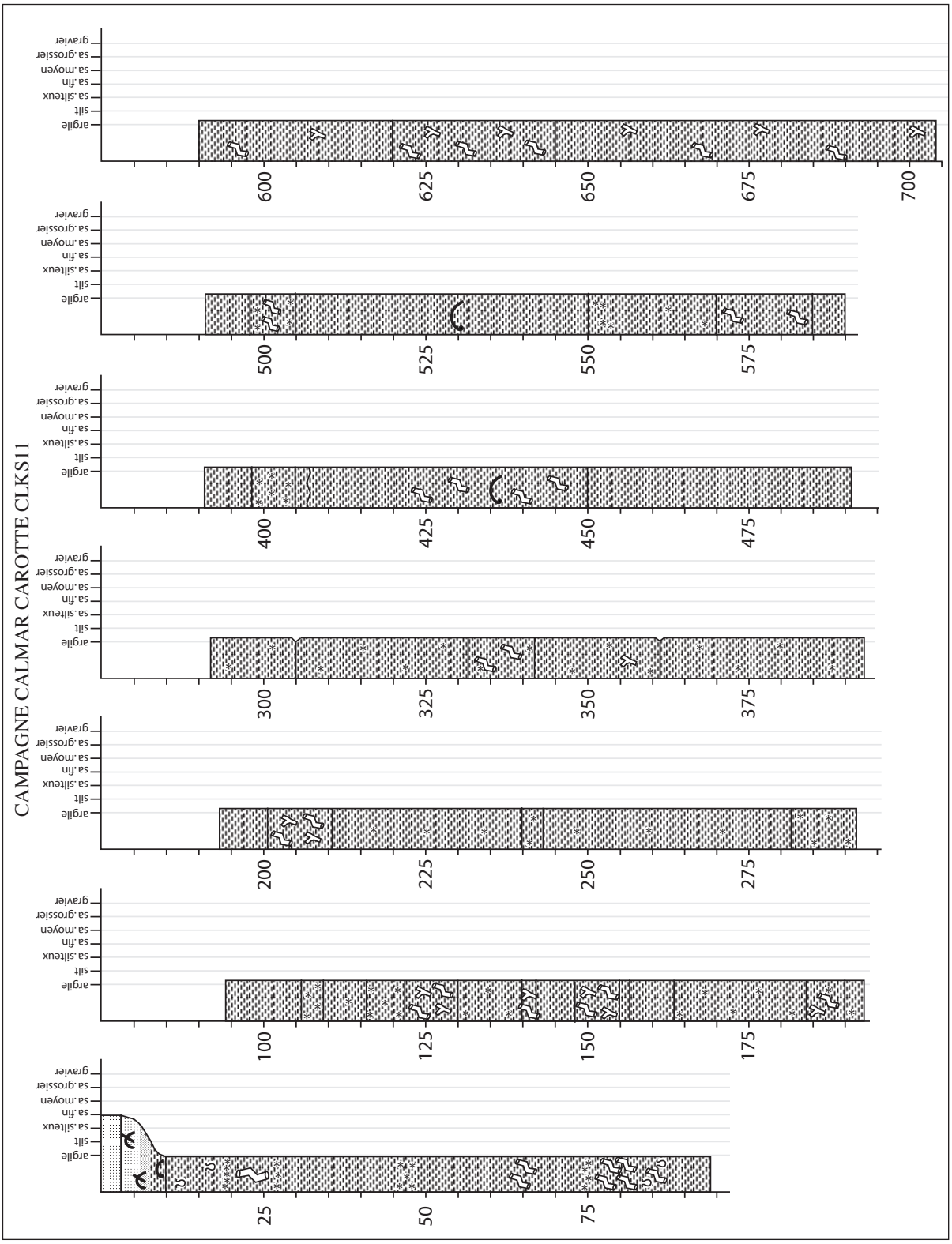


Figure IV-9
Colonne lithologique de la Carotte CLKS11 (profondeur d'eau 157 m) montrant un faciès argileux monotone sur 7 m hormis les dix derniers centimètres au sommet de la carotte qui sont constitués de sable fin. (*Cf.* planches en annexe, photos, granulométrie, RX, mesures physiques.. et texte pour plus de détail).

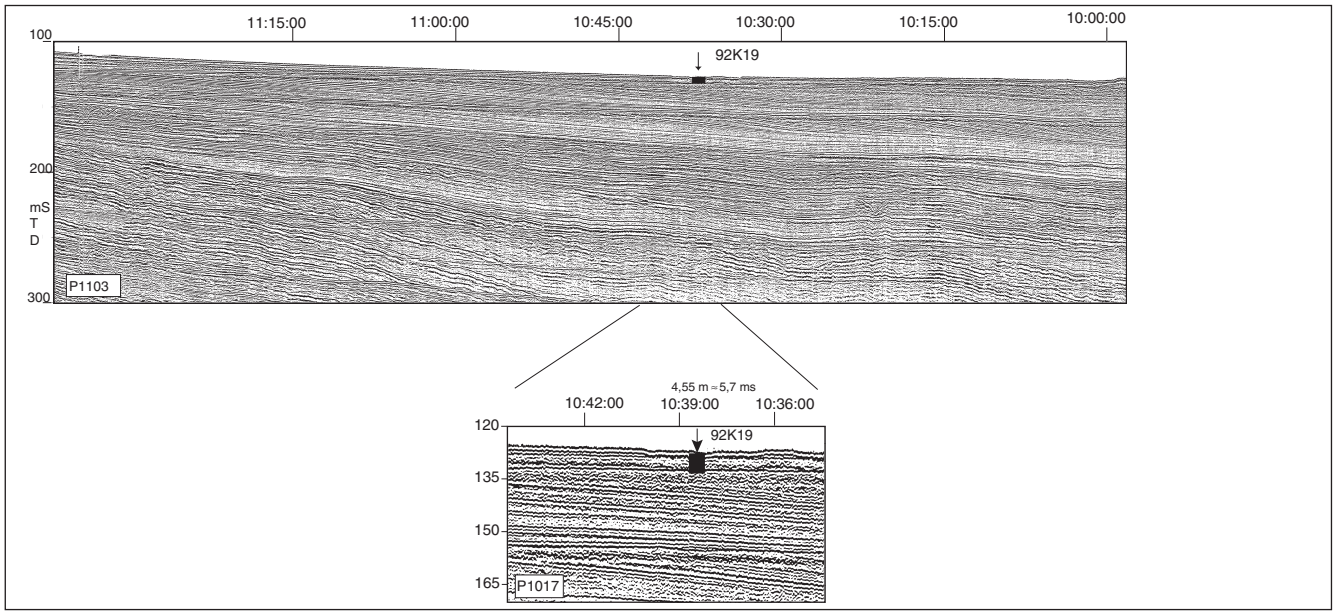


Figure IV-10
Position et longueur de la Carotte 92K19 (Clvk21) sur le profil 1103 (Sparker). La longueur représentée correspond à la longueur réelle en considérant une vitesse dans les sédiments de 1 600 m/s.

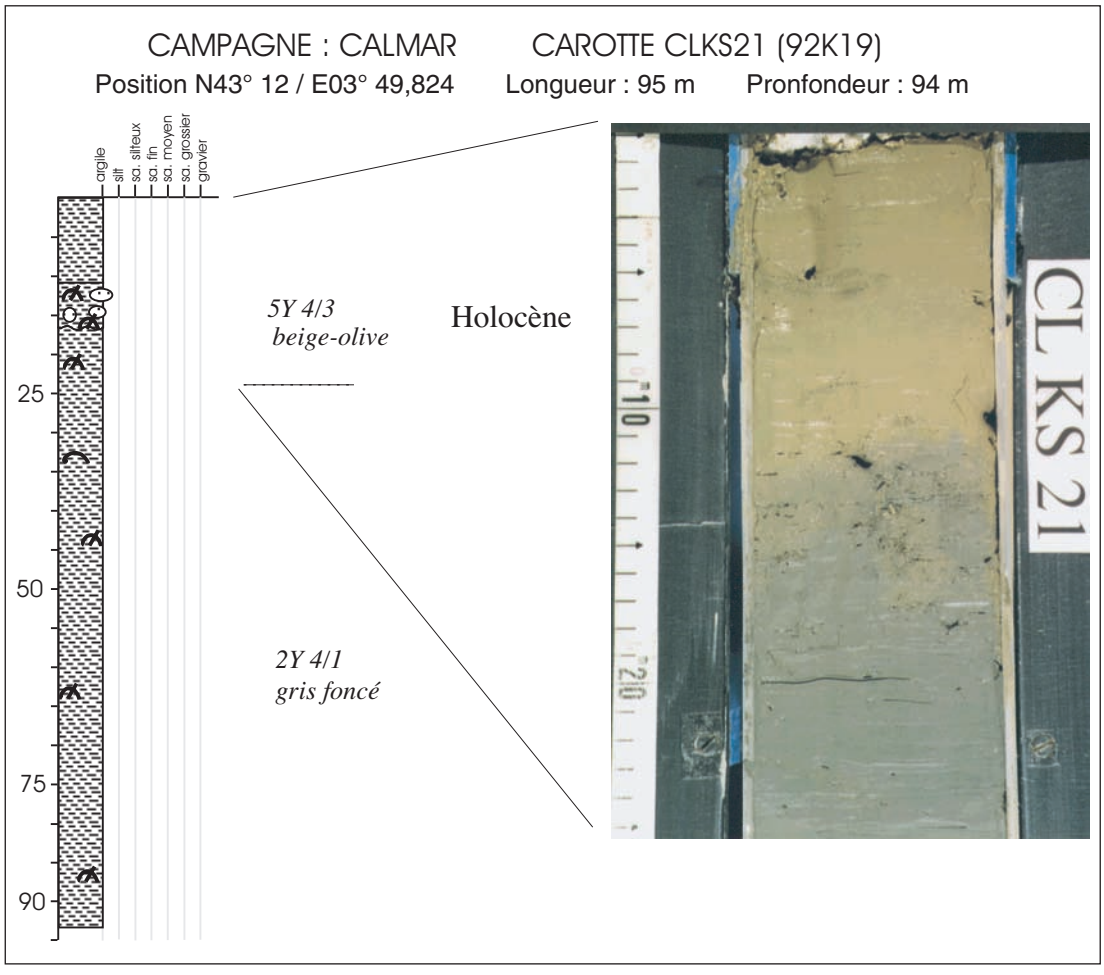


Figure IV-11
Colonne lithologique de la Carotte CLKS21 (profondeur d'eau 94 m) réalisée au voisinage de 92K19. La carotte montre un faciès argileux. La photo met en évidence le changement de couleur très net entre la vase superficielle (10 cm) beige (qui correspond à l'Holocène) et les vases sous jacentes grises compactes. (*Cf.* analyse palynogique de 92K19 (Acherki, 1997) et texte pour plus de détail).

C - CONTRAINTES ENVIRONNEMENTALES ET CLIMATOLOGIQUES ET CHRONOSTRATI GRAPHIQUES

1. Les datations C14

Plusieurs datations C14 ont été effectuées sur les carottes. Elles sont résumées dans le tableau IV-3. Deux âges sont donnés : un âge dit C14 « brut » (BP) et un âge auquel plusieurs types de correction sont appliqués pour obtenir un âge « vrai » : (1) une correction de l'effet réservoir ; (2) une correction en âge calendaire. Cette dernière correction est liée à une dérive inhérente de la méthode de radiochronologie suggérée dès 1958 par Hessel De Vries grâce à la confrontation des âges C14 aux données de dendrochronologie[5] (*in* Bard, 1999). Ce biais non-linéaire, lié aux variations du rapport C14/C12 de l'atmosphère au cours du temps, a été mis en évidence et décrit précisément jusqu'à 40 000 ans grâce à l'utilisation de la méthode U/Th. Ces corrections sont de l'ordre de 2 000 ans vers 11 000 ans, 3 000 ans vers 16 000 ans et atteignent 5 000 ans vers 30 000 ans Les corrections ont été réalisées avec l'aide de B. Dennielou, Ifremer, à l'aide du logiciel CALIB4.1 et à l'aide du « polynôme de Bard » pour les datations excédant 27 ka (Bard, 1998 ; Bard, Arnold *et al.*, 1998).

On notera que ce polynôme permet, d'après l'auteur, des corrections jusqu'à 36 ka ; nous l'avons néanmoins appliqué, pour certaines carottes, au-delà de cette valeur (jusqu'à 39 ka) pour disposer d'un ordre de grandeur.

Dans le texte qui suit les âges seront cités en âges C14, la conversion en âge calendaire sera utilisée au moment des corrélations aux courbes eustatiques.

2. Les analyses de micropaléontologie

Quatres échantillons ont fait l'objet d'une analyse micropaléontologique détaillée, réalisée par C. Bourdillon (BRGM) pour les carottes PNOC 92K19 (280 - 290 cm), 93C9b (175 - 188 cm) et 93C12 (390 - 400 cm), et par J.-P. Peypouquet (Univ. Bordeaux) pour les Ostracodes de la carotte CLVK20 (172 - 175 cm).

• Le prélèvement 93C12 (390 - 400 cm) présente un caractère glaciaire indubitable démontré par l'analyse des foraminifères benthiques (*Uvigerina peregrina, Hyalinea balthica, diverses formes de Cassidulinidae*), des Foraminifères planctoniques (*Globigerina pachyderma* (senestre), *Globigerina glutinata*) et des Ptéropodes[6] (Bourdillon, 1994) : le

[5] La dendrochronologie consiste à déterminer l'âge des arbres fossiles par comptage des cernes annuels.
[6] Les Ptéropodes, gastéropodes pélagiques, constituent d'excellents marqueurs climatiques Bourdillon, 1994.

Carotte	Position	Bathy actuelle	Niveau (cm)	Matériel	Datation âges C14	Datation âges calendaires Calib4.1 Stuiver et al. *Glacial Polynomial Bard, 1998
93C12	N4249 E343	130 m	105-115 245-255 420-440 440-450	Foram Mat. org Lamellibranche Lamellibranche	16 740 +/-240 (OXA) 29 715 +/- 975 (OXA) 20 020 +/- 210 20 040 +/- 400	19 367 BP (18.9-19.7) 23 142 BP (22.7-23.6) 23 165 BP (22.5-23.8)
92K19	N4312 E350	92 m	80-85 125-130 160-170 230-240 285	Lamellibranche Coquille Microfaune (?) Lamellibranche Faune marine (?)	8 580 +/-85 12 180 +/-80 (OXA) 27 565 +/-360 (OXA) 39 405 +/-2 250 (OXA) > 47 500	9 000 BP (8.9-9.3) 13 689 BP (13.4-13.8) 31 804 BP * 44 713 BP * > 53 052 BP *
CLKS11	N4245 E347	157 m	216-219 236-239	Microfaune (?) Microfaune (?)	16 985 +/-110 (OX) 17 445 +/-100 (OX)	19 649 BP (19.3-20) 20 178 BP (19.8-20.5)
CLVK20	N4257,2 E335,5	95 m	68-74 172-175	Lamellibranche Ostracodes	10 875 +/- 120 39710 +/- 720	12 328 BP (11.8-12.8) 45034 BP*
93C9	N4255,3 E340,5	96 m	175-188	Lamellibranche	12 710 +/- 80	14 139 BP (14.1-15)

Tableau IV-3
Datations obtenues sur les carottes.

prélèvement comporte une association de formes considérées comme froides qui peuplent les régions arctiques actuelles vers une quarantaine de mètres. La paléobathymétrie de cette carotte 93C12 (CLKS08) a donc été interprétée comme étant égale à **30 - 40 mètres** de profondeur. L'échantillon se trouve à l'heure actuelle à une profondeur de 130 m (bathymétrie plus profondeur dans la carotte) : cela implique un niveau marin plus bas d'environ 100 m (par rapport à l'actuel) au moment du dépôt. L'échantillon n'a pas été daté directement mais est compris entre deux niveaux datés 16 740 ka-C14 et 20 020 ka-C14.

• Les échantillons C9bis (175 - 188 cm) et 92K19 (280 - 290 cm) ne renferment pas le même type d'associations. Les formes de foraminifères recensées correspondent à des eaux moins froides. Les foraminifères planctoniques en particulier correspondent à une association **tempérée plutôt chaude** (c'est-à-dire avec des caractéristiques de l'eau proches des conditions actuelles). Le milieu est décrit comme un milieu envasé détritique circalittoral estimé à **60 - 80 m** de profondeur (Bourdillon, 1994). La profondeur actuelle du prélèvement étant de 96 + 2 = 98 m ; le paléoniveau marin serait donc de l'ordre de -18 à -38 m par rapport à l'actuel. Cependant, cet auteur souligne que l'analyse fine des associations de foraminifères benthiques (espèce, état d'usure et épigénéisation) met en évidence des remaniements à partir d'un milieu infralittoral (Elphidium fragmentés, miliolidés usés…) plus ancien probablement hérité du dernier épisode glaciaire. Ce niveau a été daté à 12,7 ka-C14.

• La carotte CLVK20 occupe une position clef pour la compréhension des processus et des chronologies de dépôt des dernières unités déposées sur la plate-forme continentale. Sa bathymétrie actuelle est d'environ 95 m. Un échantillon de cette carotte (172 - 175 cm) a été sélectionné pour sa richesse en ostracodes en vue d'une datation C14 et d'une caractérisation de l'environnement de dépôt. Les associations d'ostracodes observées et identifiées par J.-P. Peypouquet (Univ. Bordeaux) témoignent d'une faune méditerranéenne infralittorale phytale[7] à 80 % et de plate-forme externe à 10 - 20 %. Les formes lagunaires, saumâtres, d'eaux douces ainsi que les formes d'eaux profondes (épibathyale > 200 m, sont absentes. Les spécimens sont translucides, très bien conservés, ni cassés ni usés ; ainsi, les « excroissances » sur les carapaces des crustacés sont préservées (fig. IV-12) ; ils semblent donc être autochtones (morts et enfouis in situ). L'échantillon observé témoignerait donc de conditions moins profondes que les conditions actuelles de l'ordre de **-60 m** soit un niveau marin vers -35 m par rapport à l'actuel.

[7] C'est-à-dire liée aux systèmes algaires.

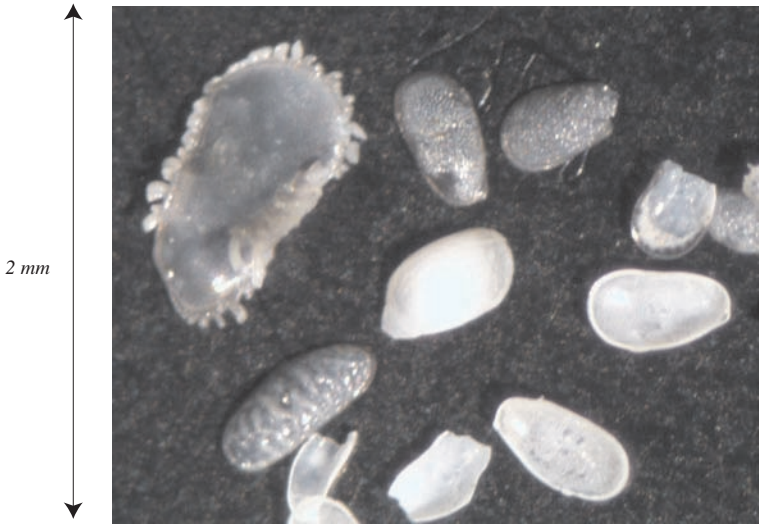


Figure IV-12
Ostracodes prélevés à 172 - 175 cm au sein de la Carotte CLVK20 (profondeur d'eau 95 m) sur lesquels a été réalisé une datation (*Cf.* tableau IV-3) ; les spécimens sont bien préservés et témoignent d'une faune méditerranéenne infralittorale phytale à 80 % et de plateforme externe à 20 % (Peypouquet, com. pers.) (*Cf.* texte pour plus de détail).

3. Les analyses de palynologie et dinokystes[8]

Plusieurs carottes ont fait l'objet d'une étude de palynologie détaillée (Acherki, 1997 ; Courtois, 1999 ; Suc, com.pers.). Les carottes concernées sont 93C12 (et CLKS08), 92K19, CLKS11 et CLVK20. Quelques échantillons ont aussi fait l'objet d'une analyse rapide lors de la mission Calmar (Suc *in* Loubrieu, Berné *et al.*, 1998). L'étude palynologique et des dinokystes donne des informations sur la paléoclimatologie, la paléoécologie, les paléoenvironnements de dépôt et permet (combinée aux datations C14 et au contexte sédimentaire) une interprétation chronologique.

• Les pollens de la carottes 93C12 sont en majorité des pollens de Pinus et d'herbes. L'abondance de pollens augmente de la base au sommet de la carotte. La totalité de la carotte est pauvre en dinokystes. Plusieurs ensembles polliniques sont distingués et mettent en évidence des périodes climatiques bien distinctes (de la base au sommet) (fig. IV-13) (la définition des périodes climatiques d'après Pons, (1992) a été donnée au chapitre II, fig. II-36 en particulier) :

Ensemble 1 (2,8 m à 4,52 m) : cet ensemble met en évidence l'existence d'une formation de conifères méso-microthermes à microthermes (climat plutôt froid : abondance de *Picea*, *Abies* mais aussi, dans une moindre proportion de *Quercus*) (Acherki, 1997).

Les éléments herbacés sont aussi très abondants (*Artemisia, Amaranthaceae-Chenopodiaceae*). Cette association traduit une alternance de climat froid et aride (steppes) et de climat plus humide (éléments arborés d'altitude et mésothermes). La vase prodeltaïque riche en matière organique serait rattachée à une phase fraîche tempérée datée de 20 000 ans-C14 et correspondant soit à un interstade du Pléniwürm final (glaciaire), soit au Würm III–IV ou encore au début du stade isotopique 2 (vers 23 ka-C14) ou à la **fin du stade isotopique 3**.

Ensemble 2 (1,05 à 2,8 m) : le froid et la sécheresse sont importants (réduction des arbres (en particulier d'altitude), poussée des herbacées (notamment steppiques) (présence de 16 espèces de bryozoaires dont 4 actuellement boréales). Cet ensemble est aussi très pauvre en dinokystes ce qui suggère un milieu littoral et un niveau marin bas (ceci est en accord avec une diminution de *Pinus* toujours surreprésentés dans les dépôts marins distaux). La vase litée serait associée aux cailloutis littoraux témoins glaciaires du **Pleniwürm final** (Würm IV, stade isotopique 2) ;

Ensemble 3 (0,2 à 1,05 m) : il définit une phase d'amélioration du climat par rapport à l'ensemble 2 : réduction des éléments steppiques, développement des éléments mésothermes, progression des éléments d'altitude et de quelques xérophytes méditéranéens. La vase prodeltaïque correspondante est donc interprétée comme une séquence transgressive rattachée au Tardiglaciaire (Dryas ancien, entre 15 000 et 13 000 ans BP) ;

Ensemble 4 (0 - 18 cm) : il décrit une nouvelle phase d'amélioration climatique avec l'essor des éléments mésothermes, le recul des éléments steppiques et d'altitude. Le sable vaseux et graveleux coquillier est déposé pendant l'Holocène.

Le site re-carotté par CLKS08, rapidement analysé à 7 m, durant la mission montre : une flore pollinique proche de l'ensemble 1, avec quelques différences mineures : « L'échantillon pourrait correspondre, comme dans la carotte 93C12, à un interstade du Pléniwürm final (vers ou avant 23 000 ans) ». (J.-P. Suc *in* Loubrieu, Berné *et al.*, 1998).

• La carotte CLKS11, réalisée en aval de CLKS08, a été analysée sur les premiers 3,05 m (Courtois, 1999). Cette analyse montre deux ensembles polliniques très distincts (de la base au sommet) (fig. IV-13) :

Ensemble 1 (de 305 à 17 cm) : il y a prédominance des herbes et des arbres d'altitude. Cette période est globalement froide. Dans le détail, l'ensemble 1 a été subdivisé en trois sous-ensembles a, b, c. L'association 1a correspondrait à l'ensemble 2 d'Acherki (Dernier Maximum Glaciaire) ; l'ensemble 1c correspondrait au Dryas ancien, l'ensemble 1c correspondrait à l'ensemble 3 d'Acherki : Tardiglaciaire.

[8] Il s'agit des spores d'algues unicellulaires dinoflagellés.

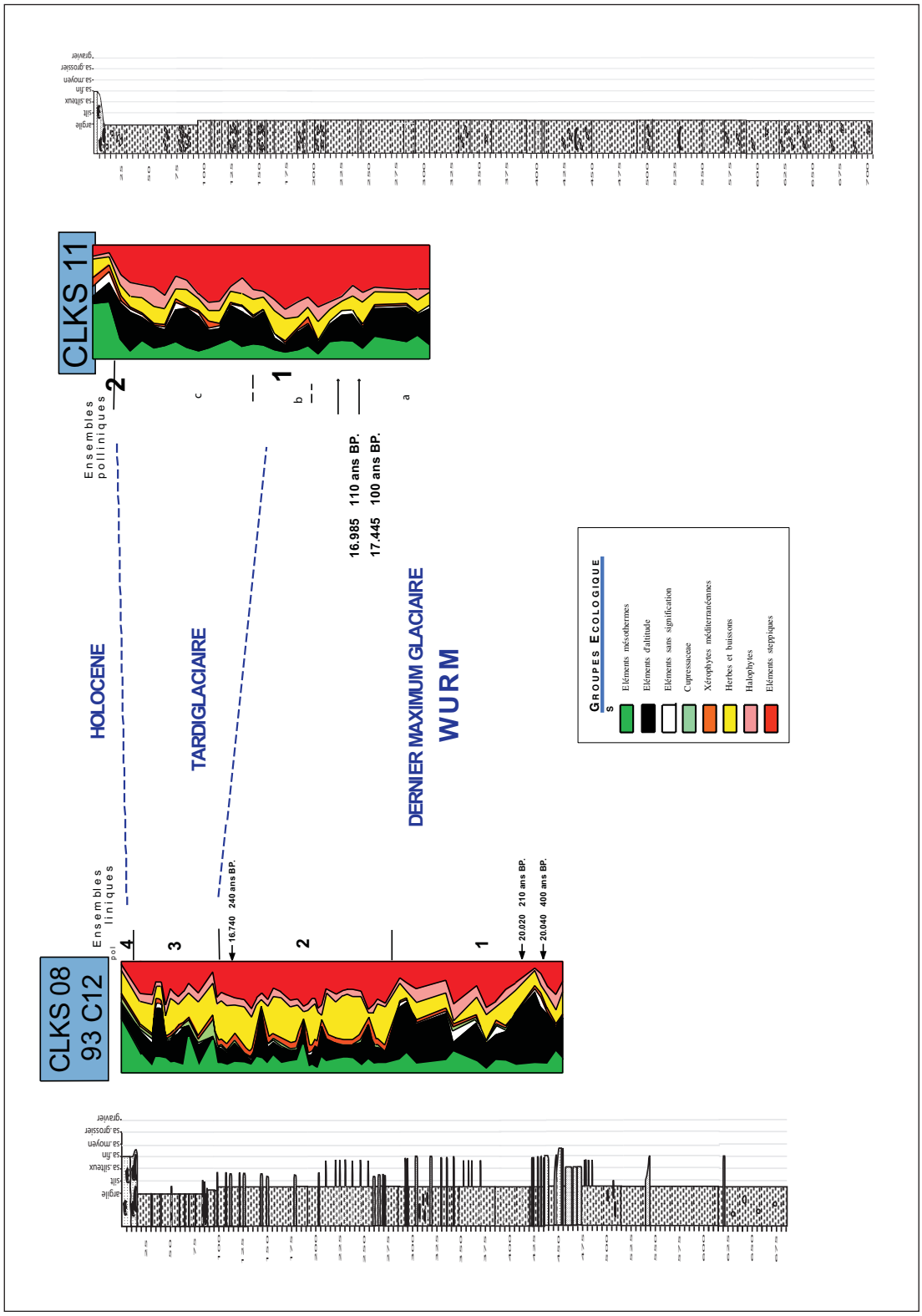


Figure IV-13
Corrélation entre les diagrammes polliniques et les colonnes stratigraphiques des carottes 93C12 (CLks08) et CLK11, corrélations climatiques et chronologique des deux carottes (données palynologiques : Acherki, 1997 ; Courtois, 1999 ; transmises par J.-P. Suc).

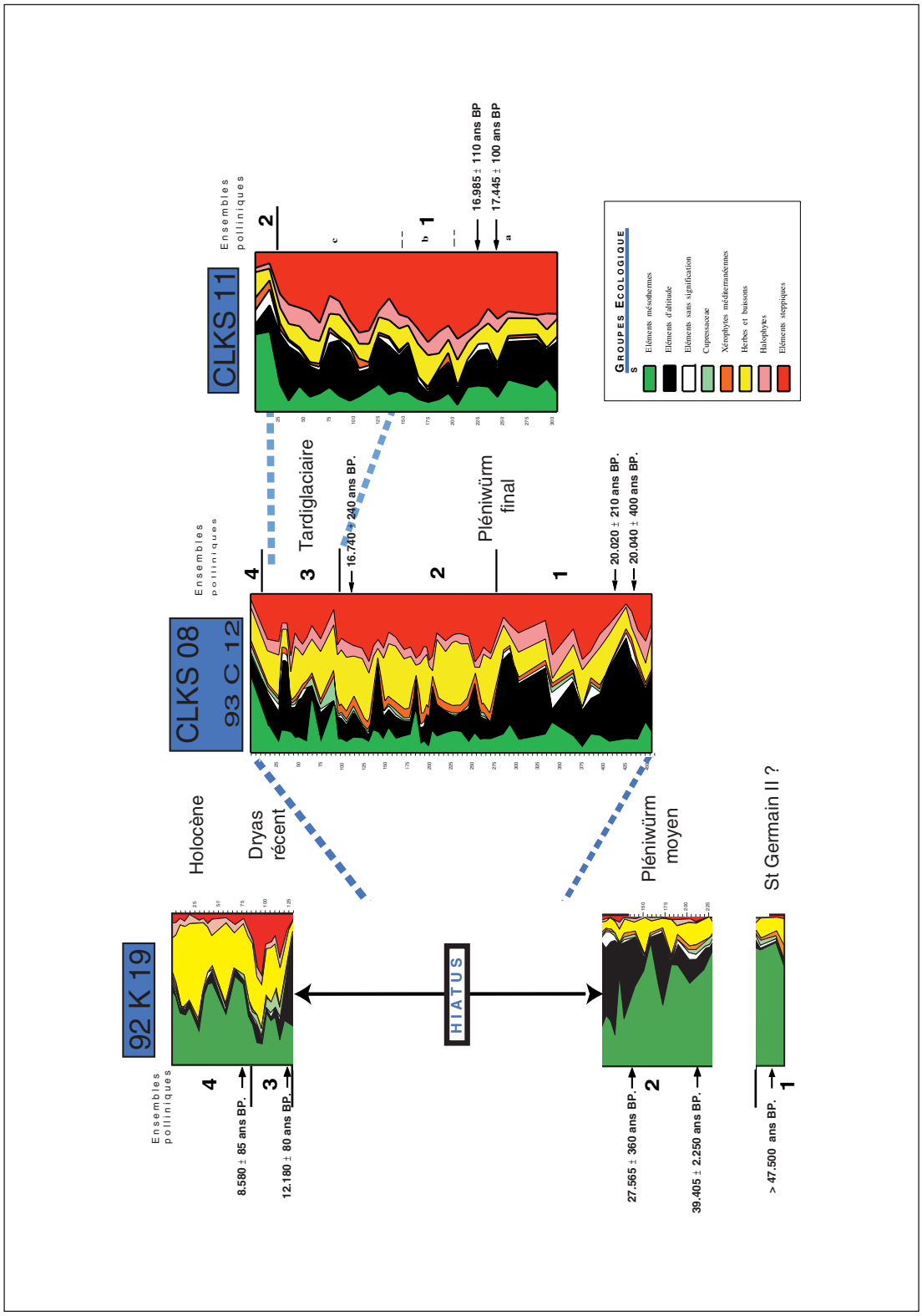


Figure IV-14
Corrélation chronologiques entre les diagrammes polliniques (Pinus exclus) des carottes 92K19, CLKS08 et CLKS11 (interprétation d'après Acherki, 1997 ; Courtois, 1999 ; données transmises par J.-P. Suc).

Ensemble 2 (de 17 à 00 cm) : il montre un net réchauffement ainsi qu'une hausse de l'humidité (développement des Fagacae, Ericacae). Cet ensemble réduit à une dizaine de centimètres correspondrait à l'ensemble 4 attribué à l'Holocène par Acherki.

La carotte atteindrait donc le Dernier Maximum Glaciaire. Tous les stades ultérieurs : Dryas ancien (froid), Dryas moyen, Dryas récent (froid) y sont ensuite visibles (cette partie est plus développée qu'elle ne l'était dans la carotte 93C12). Au sommet on trouve, comme dans 93C12, un Holocène réduit à une vingtaine de centimètres (ensemble 2). L'échantillon à 7,2 m analysé à bord montre une flore pollinique appartenant incontestablement à une phase glaciaire du Würm (Suc *in* Loubrieu, Berné *et al.*, 1998).

• La carotte 92K19, Acherki (1997) montre aussi quatre ensembles polliniques (de la base au sommet) (fig. IV-14) :

Ensemble 1 (260 à 295 cm) : c'est une phase forestière chaude (éléments mésothermes, pas d'éléments steppiques...), riche en dinokystes thermophiles ; elle correspond donc à un haut niveau marin relatif. La vase gris-beige plastique collante est associée à une période assez chaude (interstadiaire de haut niveau marin relatif). La base a un âge antérieur à 47 500 ans (son âge a été précisé sur la base de nouvelles données palynologiques réalisées sur la carotte Kni25 au large de Nice (Beaudouin *et al.*, en préparation) qui ferait correspondre la base de la carotte 92K19 au stade isotopique 5).

Ensemble 2 (135 à 260 cm) : c'est une phase forestière tempérée et assez humide (alternance d'éléments d'altitude et d'éléments mésothermes) ; la base de cet ensemble est riche en dinokystes. Leur quantité et leur nature traduisent une évolution vers des conditions plus côtières avec des influences fluviatiles (en accord avec l'abondance de Pinus). La vase correspondante est grise et compacte. Deux âges C14 entre les cotes 230 - 180 cm et à la cote 160 - 170 cm, donnent respectivement **39 405 et 27 565 ans-C14** ce qui correspond à l'interstade Würm III-IV (stade isotopique 3).

Ensemble 3 (85 à 135 cm) : correspond à une alternance de phases froides et sèches et de phases plus tempérées : alternance d'éléments steppiques, herbacés et d'éléments tempérés. La vase grise correspondante contient 20 % de sable fin. L'âge C14 de cet ensemble, 12 180 ans, correspond à la remontée marine postglaciaire et plus exactement au Dryas récent.

Ensemble 4 (0 à 85 cm) : c'est une phase chaude et humide : disparition des éléments d'altitude, des éléments steppiques, réinstallation des éléments mésothermes et des herbacées. La richesse en dinokystes indique un haut niveau marin relatif. La vase beige fluide compacte à la base et collante au sommet est datée à la base à 8 580 ans-C14, ce qui correspond au début du Préboréal-Boréal et d'un réchauffement climatique.

• La carotte CLVK20, réalisée en amont de CLKS08. 6 échantillons ont été analysés et ont reçu une interprétation préliminaire par J.-P. Suc (Université Lyon). Nous résumons ci-dessous ses observations et conclusions. Les échantillons ont été sélectionnés, en fonction de leur appartenance à trois niveaux lithologiques bien distincts, ils sont décrits de la base au sommet :

Les échantillons 1 à 3 sont riches en pollens d'herbes et d'arbustes, notamment steppiques (*Artemisia* et *Hippophae rhammoides*). Parmi les pollens d'arbres, les éléments d'altitude sont assez fréquents (*Abies, Picea*). Les dinokystes marins sont rares et caractéristiques des phases **glaciaires** (*Bitectatodinium tepikiense*). Les remaniements sont assez faibles. Quelques traces de foraminifères sont visibles. Les conditions climatiques sont modérément froides et sèches et correspondraient à un niveau marin assez bas et une relative proximité du littoral (rareté et faible diversité des dinokystes, pourcentage moindre de *Pinus*). La proximité du littoral et d'un émissaire fluviatile, contemporain d'une phase glaciaire du Würm avait d'ailleurs été envisagée lors de l'analyse rapide de la base de la carotte réalisée à bord. Les échantillons 2 et 3 montrent des conditions légèrement moins froides et plus humides.

L'échantillon 4 est caractérisé par des dinokystes plus abondants et plus diversifiés, les témoignages de foraminifères sont aussi plus abondants. Le pourcentage de Pinus augmente aussi et traduit un éloignement plus grand du littoral. On est encore en phase froide et sèche (*Artemisia*, des Poacaeae, *Hippophae rhammoides*) mais de plus haut niveau marin relatif.

L'échantillon 5 montre une forte diminution des éléments steppiques au profit des arbres thermophiles ; les dinokystes sont nombreux et variés, les témoignages de foraminifères aussi. Cet échantillon confirme la tendance précédente vers un niveau marin haut, il traduit aussi des conditions climatiques tempérées à tempérées chaudes assez humides. Les remaniements se réduisent. Une datation effectuée à 71 cm a donné un âge C14 de 10 875 + 120 ans. On est dans la phase de remontée du niveau de l'eau. L'échantillon pourrait être attribué au Bolling-Alleröd par comparaison aux travaux de Courtois (Courtois, 1999).

Enfin, l'échantillon 6 enregistre la disparition des éléments steppiques et le développement des arbres thermophiles. La présence de certains élé-

ments semble liée à l'activité humaine (cultures). Les dinokystes sont nombreux et diversifiés. Les remaniements quasiment inexistants. Cet échantillon se situe donc très près de l'actuel. Le climat est tempéré à tempéré chaud humide, les conditions semblent être plus littorales que pour l'échantillon précédent (ce qui pourrait traduire la progradation du prisme sédimentaire actuel).

On notera que l'environnement végétal ne traduit en rien la présence d'une lagune : les plantes halophiles qui abondent dans les lagunes actuelles ne sont représentées que par quelques grains de pollens. Cette représentation traduirait seulement la végétation continentale perçue depuis un site demeuré marin.

La nature discontinue des échantillons analysés ne permet pas une interprétation définitive, en particulier pour les échantillons inférieurs. Plusieurs hypothèses restent envisageables :

a) l'échantillon 4 appartient au Dryas ancien, les échantillons 3 et 2 à la phase de réchauffement, l'échantillon 1 correspondrait à la fin du Dernier Maximum glaciaire. (Cette hypothèse impliquerait que l'on n'aurait pas atteint l'unité U147) ;

b) l'échantillon 4 correspond à la fin du Dernier Maximum Glaciaire et les échantillons 1, 2 et 3 correspondent à des interstades fini-würmiens (stade isotopique 3).

La variation de concentration pollinique pourrait s'accorder avec cette deuxième hypothèse car les plus fortes concentrations (1, 2 et 6) allant de pair avec les phases de biostasie (peuplement végétal plus dense et forestier) et peut-être de ralentissement des vitesses de sédimentation (production accrue et dilution moindre). La datation obtenue sur les ostracodes à 172 - 175 cm et donnant un âge de 39 710 ka +/- 720 ans assoit définitivement cette deuxième interprétation. La carotte CLVK20 échantillonne donc des dépôts du stade 3.

4. Les analyses des argiles

Les analyses des argiles ont été effectuées à l'Université de Lille et interprétées par H. Chamley ; l'auteur résume ses résultats de la manière suivante :

« L'analyse minéralogique de la fraction fine des boues argileuses, localement silto-sableuses, déposées entre 130 et 160 mètres de profondeur sur la plate-forme externe de la zone CALMAR, a été effectuée sur les carottes CLKS 08 (41 échantillons) et CLKS 11 (56 échantillons), avec un maillage d'environ 13 centimètres. La diffraction des rayons X sur la fraction sédimentaire décarbonatée inférieure à 2 micromètres montre un cortège minéral à signature d'affinité rhodanienne, dans lequel l'illite (50 - 60 %) et la chlorite (20 - 30 %) sont dominantes par rapport à la smectite (5 - 15 %), la kaolinite (traces -10 %), les interstratifiés irréguliers illite-smectite et chlorite-smectite (traces -5 %), ainsi que les quartz et feldspaths associés.

Bien que de composition argileuse voisine, les deux carottes présentent des différences significatives. D'une part la carotte CLKS 11 comprend des sédiments en moyenne un peu plus riches en smectite par rapport à CLKS 08 ce qui reflète probablement sa position plus distale favorisant la décantation des particules plus petites et moins denses d'argiles gonflantes. D'autre part les boues de cette même carotte CLKS 11 montrent, notamment dans toute la partie inférieure (de 325 à 695 cm), une plus grande variété des teneurs en minéraux et une abondance relative plus forte en smectite, illite, kaolinite et quartz. Ces particularités sont exprimées par divers rapports chiffrés : smectite/illite, illite/chlorite, kaolinite/chlorite, quartz/feldspath. Elles pourraient résulter de sources détritiques plus variées (différentes dans l'espace) et plus variables (dans le temps) que pour la carotte CLKS 08, qui est davantage proximale et inféodée aux fleuves côtiers locaux (notamment l'Aude).

Dans la zone d'étude les variations climatiques continentales portées par les cortèges argileux détritiques sont particulièrement exprimées par les rapports smectite/illite et smectite/chlorite, dont l'augmentation traduit un accroissement à terre de l'hydrolyse, c'est-à-dire de l'ensemble température - humidité - drainage. La cristallinité de l'illite, l'abondance relative de la chlorite par rapport à la kaolinite ou à l'illite, et le rapport feldspath/quartz sont moins sensibles aux variations climatiques, ce qui diffère du cas moyen des sédiments de Méditerranée nord-occidentale sous contrôle rhodanien très prépondérant. Cela paraît confirmer l'existence de sources détritiques complémentaires à celles du Rhône. Le postglaciaire (Holocène) et le dernier stade glaciaire sont très bien exprimés dans les successions argileuses des deux carottes, et suggèrent une vitesse de sédimentation moyenne plus importante pour KS 11. Les stades plus anciens paraissent mieux exprimés pour CLKS 08 (froid plus marqué à 35-285, 315-355 et 375-452 cm ; conditions plus tempérées-humides à 295-305, 366, 455-545 cm) que pour CLKS 11, dont la partie inférieure semble avoir subi l'influence concurrente des changements des sources d'apport et des variations du climat. » (*Cit.* Chamley, 1999).

Ces analyses sur les argiles vont dans le même sens que les analyses palynologiques.

5. Les analyses paléomagnétiques

Des mesures de variations séculaires du champ magnétique ont été réalisées sur U-channels (tous les 2 cm) sur les carottes CLKS08 et CLKS11 et interprétées par N. Thouveny (Cerege). Le traitement des données et en particulier les variations des valeurs de l'inclinaison mettent en évidence le stade isotopique 2 (I18) vers 1 m de profondeur sur CLKS08 et vers 3,8 m sur CLKS11. Un pic dénommé 3 a été identifié à 4,5 m sur CLKS08 et à 6,4 m sur CLKS11. La base de la carotte CLKS08 (à 5,5 m) atteindrait donc 32-34 ka et la base de CLKS11 (à 6,8 m) légèrement moins. Par ailleurs la partie sommitale (3 m supérieurs) de la carotte CLKS11 est beaucoup plus développée que celle de CLKS08. Plusieurs pics caractéristiques sont reconnus entre l'actuel et le pic I18 (Thouveny, com. pers.).

Ces résultats préliminaires et très résumés ici montrent néanmoins un bon accord avec les repères stratigraphiques obtenus à partir des datations et des pollens.

6. Drague à roche sur les « Pierres de Sète »

La drague CLDRO1 a atteint le flanc raide du relief culminant à 90 m de profondeur juste au sommet du dernier prisme progradant U150s.

Les échantillons recueillis correspondent à des grès grossiers caractérisés par une alternance de niveaux fins (sables) et grossiers. Les grains très grossiers (> 2 mm) sont des quartz très émoussés (attestant d'une action marine) (fig. IV-15). D'autres grains de roches divers sont également présents. Le sédiment est très induré, le ciment de nature calcitique intègre de très nombreux petits grains de sable. Des cavités existent au sein du sédiment et pourraient être attribuées à des organismes lithophages. Les débris coquilliers sont absents mais 2 grandes coquilles d'*Ostrea* et des valves de pectinidés ramassés par la drague sont estimés comme appartenant au Würm (ces coquilles peuvent cependant avoir été prélevées en dehors de l'affleurement des Pierres de Sète). Au sommet des échantillons, un encroûtement est visible (algues, serpulidés) (*in* Loubrieu, Berné *et al.*, 1998).

Une étude microscopique de la pierre de Sète est en cours d'analyse par P. Bernier (Université de Lyon) : analyse du ciment, des grains. **Ses résultats préliminaires montre que la diagenèse s'est effectuée en milieu littoral peu profond**. La nature et la morphologie cristalline (calcite magnésienne en cristaux radiaires) témoignent d'un milieu marin mais les analyses de fluorescence X montrent des variations de concentrations en Mg témoignant d'influence météoriques (eau douce) (Bernier, 2000 ; Bernier, Berné *et al.*, 2001).

Deux datations ont été réalisée : 13 620 +/- 130 et 18 180 +/- 170 ans BP ; on souligne qu'elles ont été réalisées sur échantillon entier broyé et prennent donc en compte le ciment, les bioclastes et les lithoclastes qui peuvent être plus anciens (Bernier, 2000).

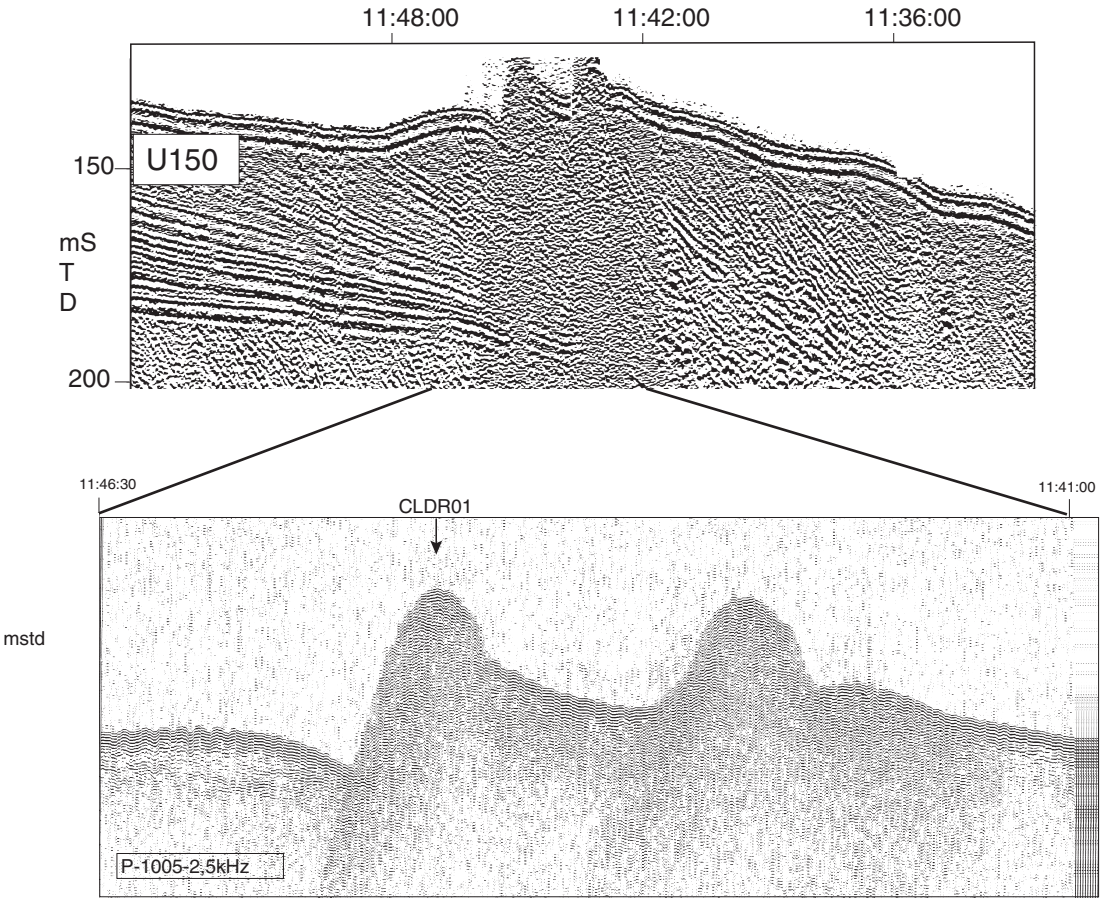


Figure IV-15
Position de la drague CLDR01 sur le profil P-1005 (Sparker et 2,5 kHz) qui échantillonne les *Pierres de Sète*. Les *Pierres de Sète* forment un relief de plus 22 m au-dessus du fond marin environnant. La photo montre le faciès gréseux des *Pierres de Sète*.

D - SYNTHÈSE : CORRÉLATIONS À LA COURBE DE VARIATIONS EUSTATIQUES

En synthèse, on propose de replacer chacune des carottes clefs présentée ci-dessus sur une courbe eustatique de référence (Labeyrie, 1987, convertie en niveau marin, comm. pers. Labeyrie, 1989) en combinant l'ensemble des résultats morphologiques (position, profondeur actuelle et nature de la carotte), environnementaux (estimation des paléobathymétries), climatostratigraphiques (association aux périodes climatiques d'après la micropaléontologie, la palynologie) et chronologiques (datations C-14) obtenus (fig. IV-16 à IV-20).

Plusieurs informations sont reportées sur ces courbes :

• La zone correspondant à un dépôt aérien. Elle est définie d'après la profondeur actuelle de la carotte. Par exemple sur la figure IV-16, la carotte se situe à 130 m de profondeur, si le niveau marin (ordonnée de la courbe) est descendu plus bas que -130 m (par rapport au niveau actuel), les dépôts dans la carotte sont aérien.

• Les points précisément datés (petits cercles). Pour chaque échantillon daté, les deux âges C14 et calendaire ont été reportés pour mettre en exergue l'importance des corrections. La courbe utilisée étant une courbe en âge « astronomique », c'est plutôt l'âge calendaire qui est significatif. On a noté avec la datation, la côte correspondante dans la carotte (en cm).

• Les ensembles polliniques identifiés (ei). Chaque ensemble a été associé à une période climatique qui donne une datation indirecte.

• Les estimations de paléobathymétrie (reportées au-dessus de la zone « dépôt aérien »).

• Le grisé vertical représente une synthèse de ces informations, c'est-à-dire la période de temps enregistrée dans la carotte.

La figure IV-16 et la figure IV-17 montrent que les carottes 93C12 et CLKS11 donc l'unité silteuse U150m enregistre nettement (sur plusieurs mètres de carottes) le maximum de bas niveau (stade isotopique 2) ; la phase de remontée Holocène (post10 ka) est enregistrée partiellement sous forme d'un fin niveau condensé.

La figure IV-18 montre que la carotte C9bis réalisée dans l'unité sableuse U150s enregistre dans sa partie superficielle la limite entre les stades isotopiques 2 et 1 (phase de remontée). La profondeur de la carotte implique, d'après la courbe, une exposition en milieu subaérien pendant le stade 2.

La figure IV-19 et la figure IV-20 montrent que les carottes CLVK20 et 92K19 qui échantillonnent l'unité U147 ont enregistré à la fois le stade isotopique 3 et le stade isotopique 1. Le stade 2 n'est pas enregistré dans la carotte. Il correspondrait à une exposition subaérienne de cette zone. Dans la carotte 92K19 le stade 5 a peut-être été atteint.

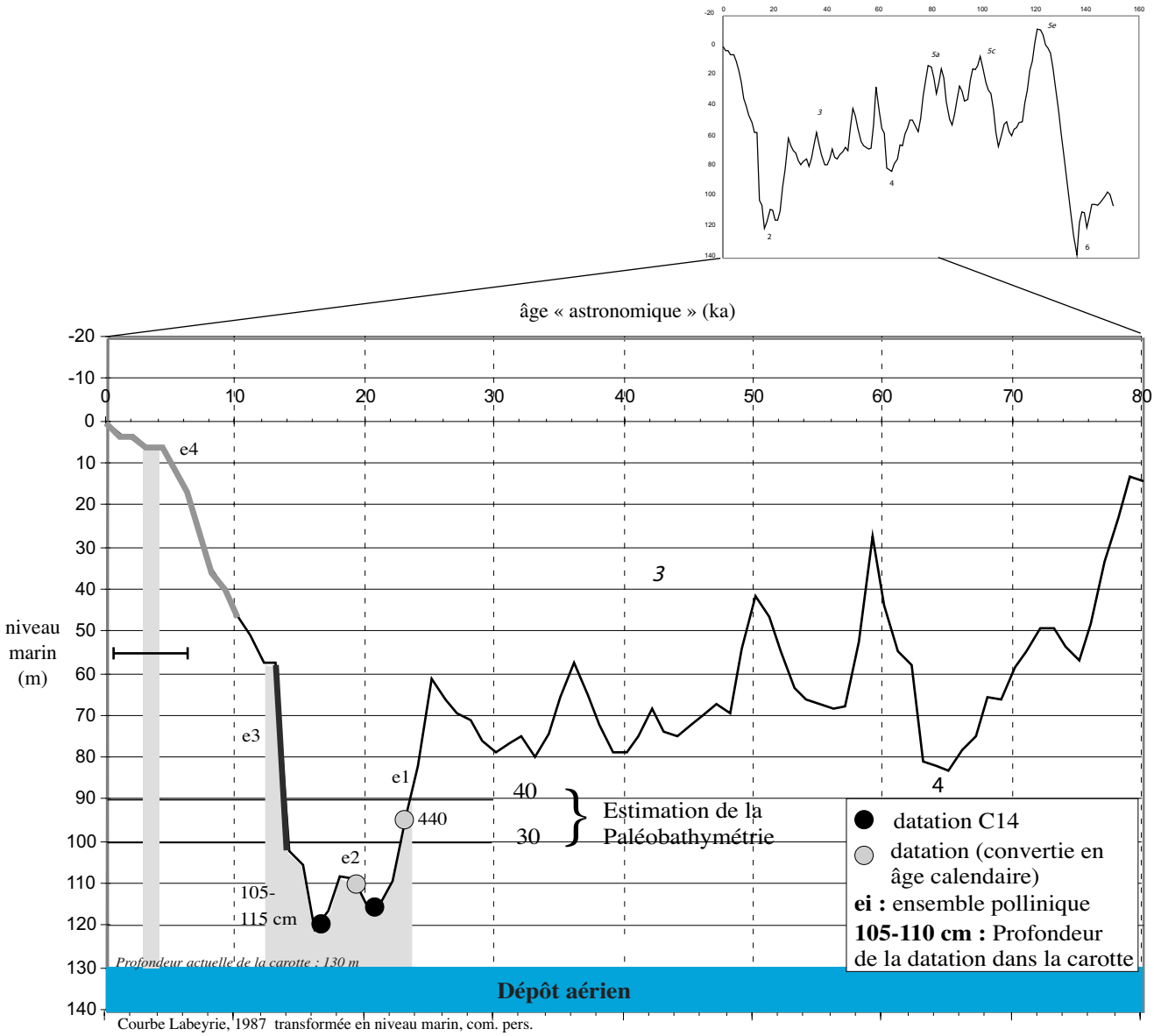


Figure IV-16
Combinaison des interprétations chronologiques et climato-stratigraphiques obtenues sur la carotte 93C12. Corrélation avec la courbe de variations du niveau marin. Trame grise : période de temps enregistrée par la carotte.

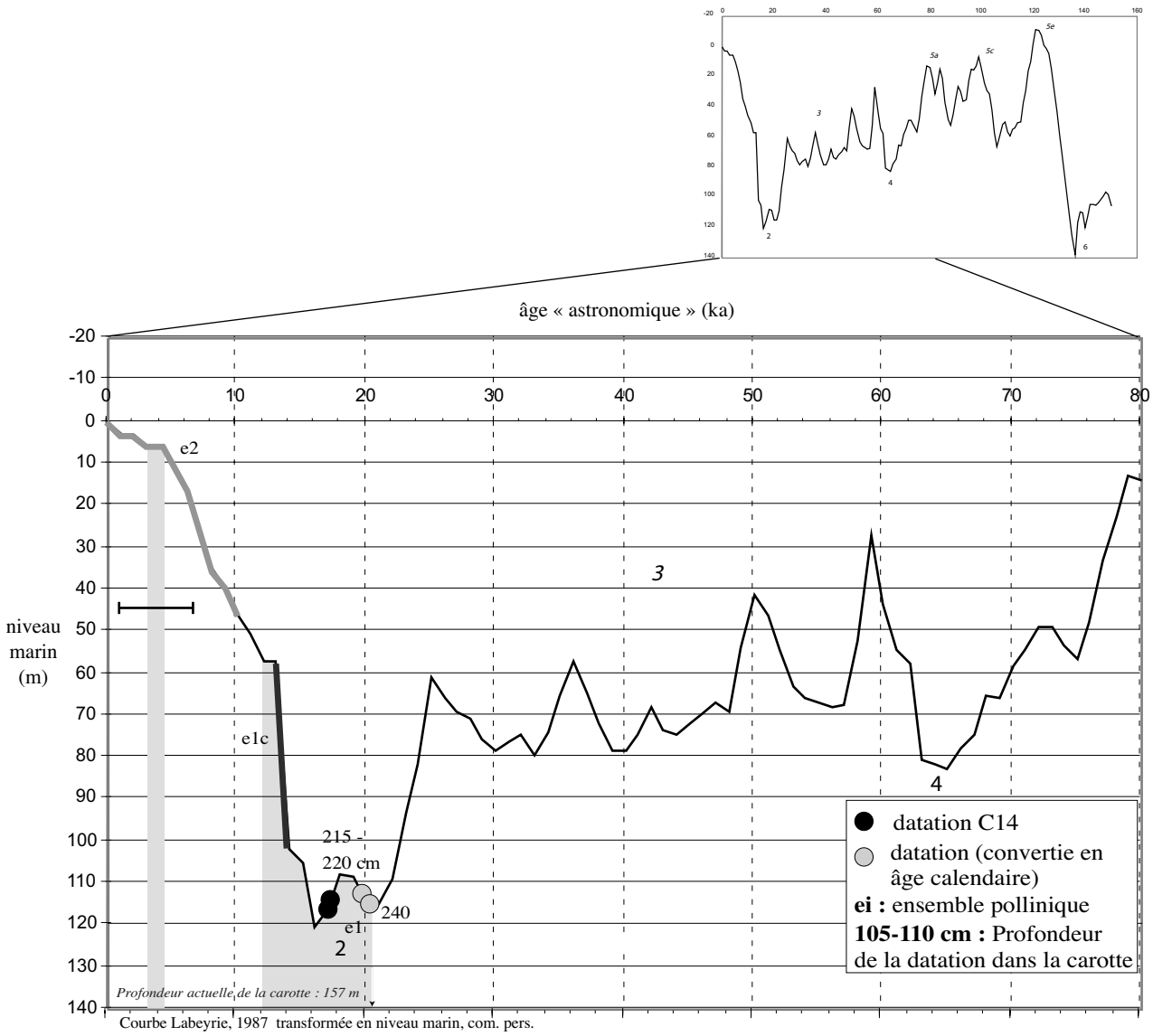


Figure IV-17
Combinaison des interprétations chronologiques et climato-stratigraphiques obtenues sur la carotte CLKS11. Corrélation avec la courbe de variations du niveau marin. Trame grise : période de temps enregistrée par la carotte.

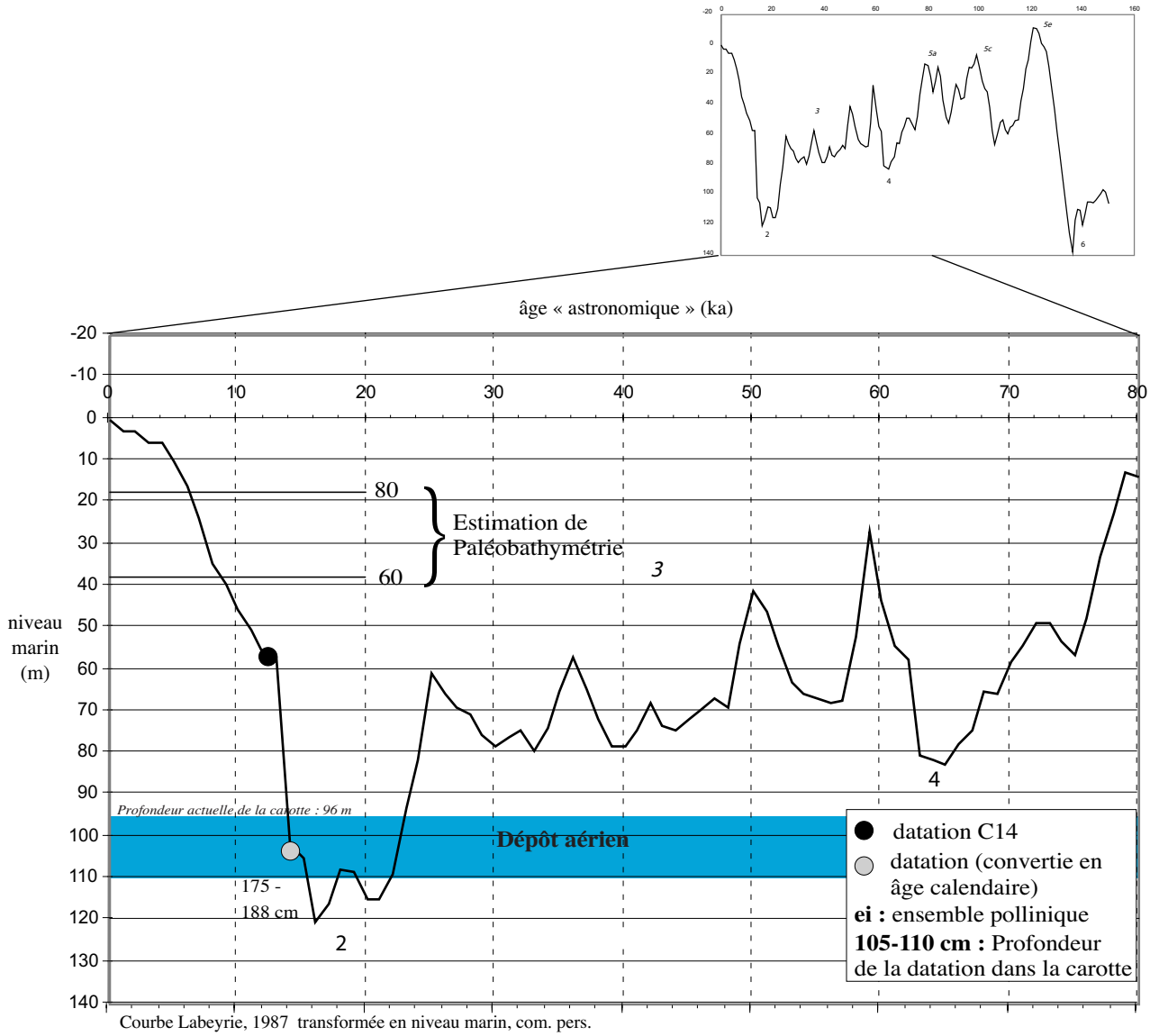


Figure IV-18
Combinaison des interprétations chronologiques et climato-stratigraphiques obtenues sur la carotte C9bis. Corrélation avec la courbe de variations du niveau marin. Trame grise : période de temps enregistrée par la carotte.

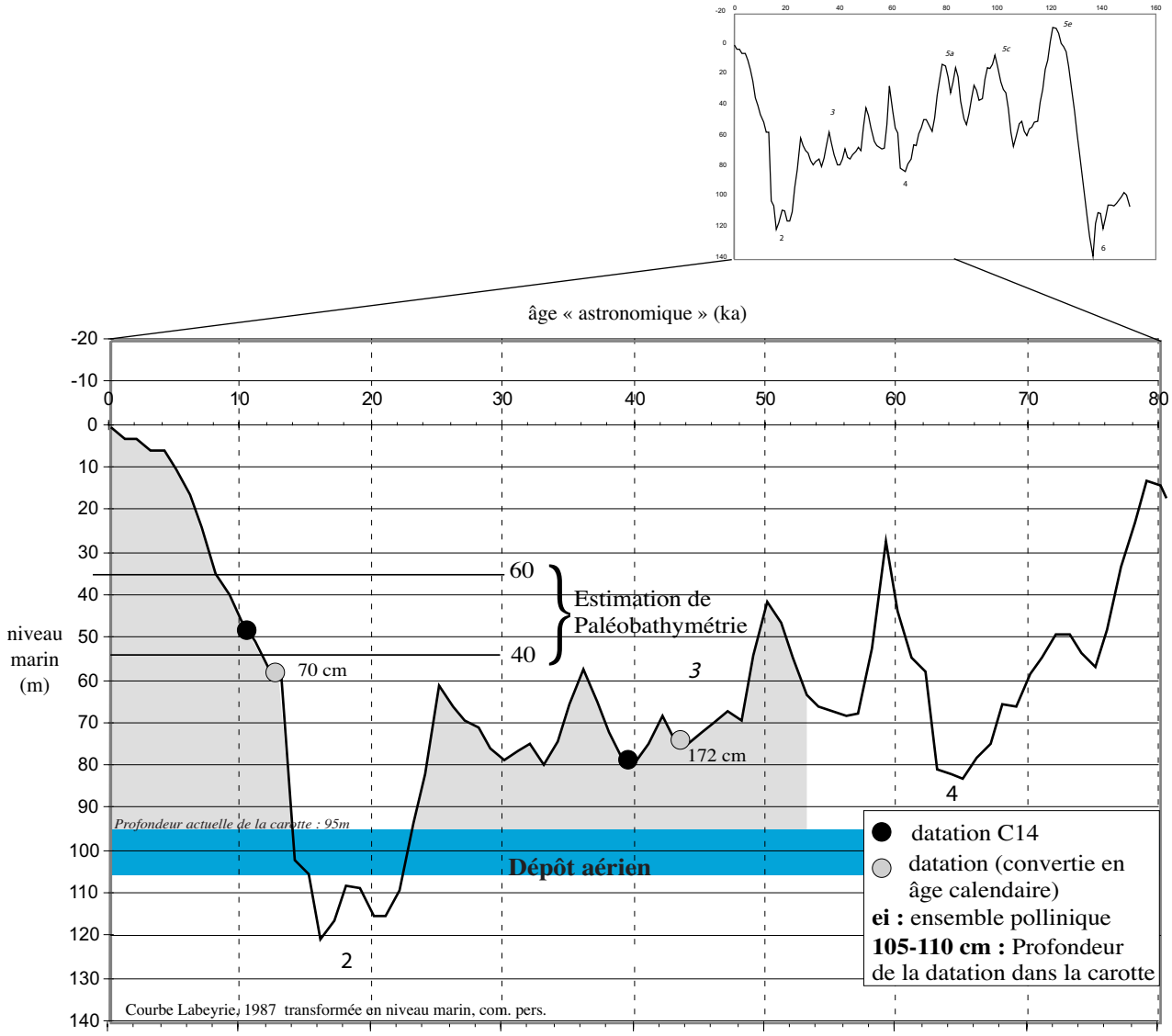


Figure IV-19
Combinaison des interprétations chronologiques et climato-stratigraphiques obtenues sur la carotte CLVK20. Corrélation avec la courbe de variations du niveau marin. Trame grise : période de temps enregistrée par la carotte.

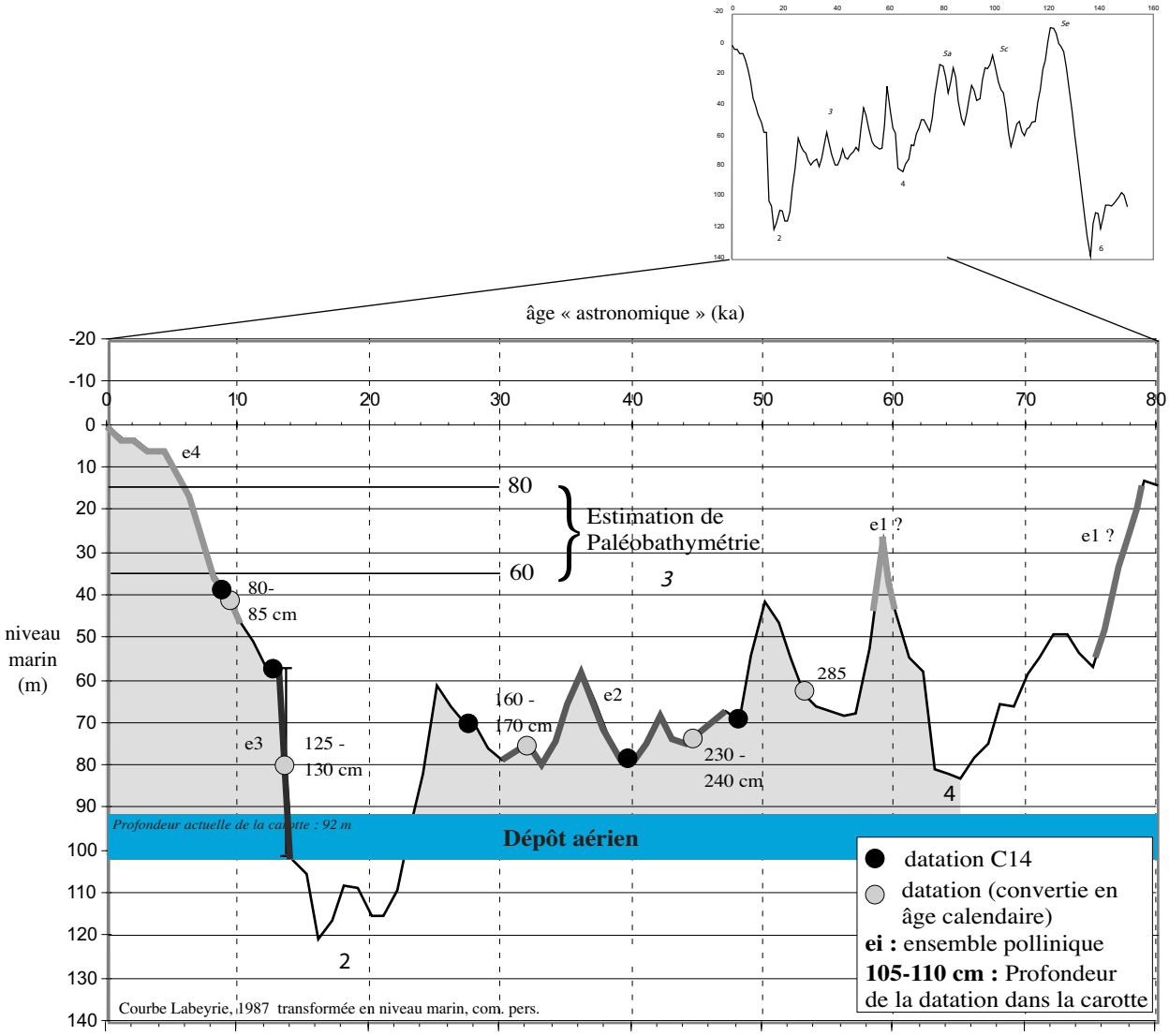


Figure IV-20
Combinaison des interprétations chronologiques et climato-stratigraphiques obtenues sur la carotte 92K19. Corrélation avec la courbe de variations du niveau marin. Trame grise : période de temps enregistrée par la carotte.

E - CORRÉLATIONS LITHOSISMIQUES

Notre base de données est constituée principalement de profils sismiques THR qui fournissent des informations indirectes qu'il est indispensable de calibrer par des données *in situ*. Cette phase de calibrage est réalisée par corrélation entre les données de sismique (unités et faciès sismiques identifiés) et les carottes prélevées sur le fond (description lithologique sur carotte ouverte et sur frottis). Ce genre de corrélation lithologie/sismique est fortement dépendant du type d'outil sismique utilisé et est fortement limitée par la résolution de l'outil sismique employé, la longueur des carottes prélevées et la multiplicité des facteurs influant sur la réponse sismique.

Le sparker offre une résolution théorique de l'ordre du mètre et le « 2,5 kHz » de l'ordre de 40 cm. Il ne saurait être question de retrouver sur la sismique toutes les informations fournies par les carottes. Malgré tout, on peut extraire certaines caractéristiques sédimentaires globales et récurrentes sur plusieurs carottes et comparer leur réponse acoustique théorique aux réflexions sismiques observées. C'est le principe de l'analyse « lithosismique », c'est-à-dire l'établissement de corrélations entre faciès acoustiques et paramètres granulométriques et structurels (épaisseur et espacement des lits grossiers, organisation de la stratification) (Got, Bouye *et al.*, 1987). A *priori*, plus la résolution de l'outil est importante, plus la corrélation est précise et facile (moins il y a de phénomènes d'intégration et/ou d'atténuation).

Nous avons cependant choisi de réaliser cette corrélation essentiellement par rapport aux profils de type Sparker. Plusieurs raisons sont à l'origine de ce choix : (1) l'essentiel de nos données est constitué de profils Sparker ; (2) on veut pouvoir extrapoler les corrélations établies en surface aux unités profondes visibles uniquement sur les profils Sparker. Par ailleurs, on notera que si les campagnes ont été diverses et échelonnées dans le temps, elles ont utilisé néanmoins la même source sismique (Sparker), et une fréquence du signal identique, ce qui a facilité nos corrélations[9]. Étant donnée la longueur des carottes (< 7 m), c'est toujours la partie superficielle des unités sédimentaires qui est échantillonnée. De plus, la réflexion matérialisant l'interface eau-sédiment est souvent caractérisée par une très forte amplitude, une forte continuité et une basse fréquence ; ce signal (sur nos profils Sparker) est épais de 3 ms en moyenne ce qui correspond à une épaisseur de 2,4 m (avec V = 1 600 m/s). Ainsi, l'épaisseur du signal sismique de cette réflexion

[9] Ces deux facteurs influent en effet considérablement la réponse acoustique.

peut être supérieure à la pénétration des carottages. La corrélation établie suppose donc que le faciès sismique observé (en profondeur) se poursuit jusqu'à la surface[10], et vice-versa que la lithologie superficielle se prolonge en profondeur.

Les corrélations que nous avons pu effectuer sont au nombre de cinq.

• Le faciès (Sparker) stratifié à clinoformes faiblement inclinés *cpfa* oblique parallèle, subparallèle[11] ; on retrouve ce faciès sur les unités U150m, U147, U90 (carotte Clks08 atteignant 7 m, klu141, klu142). C'est le faciès sismique le mieux échantillonné de la zone. L'amplitude des réflexions est moyenne à forte, assez continue et de haute fréquence. Sur le « 2,5 kHz » la pénétration est assez bonne ; au niveau de la carotte Clks 08, le faciès sismique peut être subdivisé en deux sous-faciès : une première couche avec des réflexions sismiques plus ou moins litées mais latéralement discontinues, une seconde couche avec des trains de réflexions litées de fortes amplitudes présentant une bonne continuité latérale, en alternance avec des niveaux à faciès plus transparents. Il correspond à une granulométrie silto-argileuse de médiane ≈ 10 μm avec une succession de lits silteux à sableux (centimétriques à pluricentimétriques et d'espacement de l'ordre de 10 - 20 cm) (*Cf.* description des carottes ci-dessus). L'existence des réflexions lités est à rapprocher de l'existence des lits silteux à sableux qui s'exprime à une échelle bien plus fine. Cette interprétation est similaire à celle d'Aloïsi (1980) et de Bouye (Bouye, 1983). Le faciès de l'unité U147 (prélevée dans sa partie amont) présente un faciès sismique similaire mais avec une fréquence plus basse des réflecteurs accompagnée d'une amplitude plus forte : la carotte Clvk20 montre des contrastes lithologiques (et d'impédance) forts, liés à des intervalles sableux plus épais. Les réflecteurs plus continus et de plus forte amplitude pourraient correspondre à des niveaux de lits sableux plus épais[12] ; les niveaux plus transparents caractérisent des niveaux vaseux plus homogènes, comme on l'observe au niveau des vases circalittorales actuelles (Aloïsi, 1980) (*Cf.* chapitres II et III fig. II-29 ; fig. II-48 ; fig. IV-6).

• Le faciès (Sparker) stratifié à clinoformes de pentes élevés *cpe* (sigmoïdes, obliques tangentiels et obliques parallèles) correspond à un sable fin à moyen avec des passées de silt et/ou d'argile pluricentimétriques soulignant la stratification et le mode de dépôt (*topset-foreset-bottomset*). Sur le « 2,5 kHz », les réflexions présentent une amplitude forte en surface qui diminue fortement en profondeur et qui masque toute réflexion au delà d'environ 10 ms de pénétration (effet d'écran acoustique caractéristique des granulométries grossières) (*Cf.* chapitres II et III ; fig. IV-3). Ce faciès est retrouvé sur l'unité U150s et U155. L'existence des réflexions semble liée à la présence de niveaux plus silteux/argileux ainsi que de niveaux plus grossiers (graviers et coquilles) visibles sur les carottes. La distinction entre les faciès obliques tangentiels de forte amplitude et de forte continuité (carotte C7, C9, VK16, de la sous-unité U150s-1) et obliques parallèles discontinus (carottes C3b, C4 de la sous-unité U150s-2) ne se retrouve pas de façon évidente dans les faciès sédimentologiques issus de l'analyse des carottes. Précisons que la diminution d'amplitude des réflexions le long d'un clinoforme sur les profils sparker, en particulier dans le tronçon le plus fortement incliné, est dû à un effet de dispersion de l'énergie sismique lié à la pente.

• Le faciès (Sparker) semi-chaotique à chaotique apparaissant localement au sein des unités U150 et U140, correspond à un matériel globalement plus grossier ou au moins contenant des niveaux plus grossiers de graviers ou de débris coquilliers (carottes 93C3b, 93C4, 93C9). Ce faciès correspond souvent à l'évolution latérale du faciès à clinoformes fortement pentus cpe (Clvk17).

• Le faciès (Sparker) stratifié subparallèle ou divergent à amplitude assez forte, continue et au contenu fréquentiel élevé, correspond à une vase argilo-silteuse homogène. Ce faciès est celui de l'unité U150m ; il a été prélevé sur 6 m par CLKS11-12. Cette corrélation est un peu problématique puisque les réflexions reflètent des hétérogénéités et des contrastes d'impédance entre les couches de terrains. D'après les mesures physiques réalisées sur les carottes, les variations d'impédance ne sont pas dues à des variations de granulométrie, mais aux niveaux enrichis en matière organique et/ou en tubes de vers comme le montre leur très bonne corrélation avec les mesures de densité-porosité (pic faible de densité, pic fort de porosité) (*Cf.* planche A3 en Annexe E). Sur les flancs de canyons, l'amplitude des réflexions diminue et la continuité des réflexions peut être perdue physiquement à cause des fortes pentes ou énergétiquement par dispersion de l'énergie sismique. On notera que l'absence d'hyperboles de diffraction et la très bonne continuité des réflexions au sein des têtes de canyons remplies suggèrent que les sédiments de remplissa-

[10] Cette hypothèse est vérifiée (ou infirmée) sur les profils « 2,5 ou 3,5 kHz » de plus forte résolution.
[11] Développant latéralement, vers le rebord de plateforme, des petites « vagues ».
[12] Comme l'a également interprété Bouye (1983).

ge sont caractérisés par une lithologie fine argilo-silteuse (et non grossière).

• Le faciès (Sparker) sourd, occultant les réflexions sous-jacentes (masque acoustique), rencontré localement, et formant un relief positif par rapport au fond a été échantillonné par une drague à roche pendant la mission Calmar (*Cf.* chapitre IV, fig. IV-15). L'échantillon recueilli correspond à un sable grossier cimenté qui, allié aux flancs très raides, induit des réflexions chaotiques et hyperboliques.

Les résultats obtenus sur les carottes prélevées ont permis de caractériser les évolutions spatiales (d'une carotte à l'autre) et temporelles (verticale) des lithologies, des caractéristiques climatostratigraphiques et environnementales ; le chapitre précédent (Chapitre III) nous a permis de présenter les faciès sismiques (à l'aide des profils sismiques) et les unités reconnues. La dernière partie de ce chapitre a mis en avant les corrélations lithosismiques qui serviront de base à l'interprétation, par analogie, des unités sismiques non prélevées. Le chapitre suivant présentera l'interprétation combinée des deux types de données (interprétation de la nature des dépôts, des périodes de temps enregistrées d'une part et d'autre part l'analyse des géométries, de l'empilement) permettant d'aboutir à un modèle et une interprétation séquentielle des dépôts.

Troisieme partie :

Interprétation

Chapitre V

Analyse et interprétation

INTRODUCTION

L'analyse et l'interprétation des données a été réalisée en trois étapes. Dans la première étape, on se focalise sur les unités subaffleurantes pour lesquelles les données issues de carottages sont combinées aux données sismiques. La confrontation des caractéristiques permet une interprétation détaillée des environnements de dépôts et l'élaboration d'un scénario de mise en place et de préservation des unités subaffleurantes. Un motif élémentaire de dépôt est ainsi dégagé et associé à une certaine durée de temps. La première étape définit, en outre, les clefs pour l'interprétation des unités plus profondes non prélevées. La deuxième étape de l'interprétation concerne les unités de subsurface parmi lesquelles on cherche à retrouver notre motif élémentaire. Nous proposons ainsi une interprétation de l'architecture de l'ensemble des unités révélant la séquentialité des dépôts. La troisième étape s'intéresse aux particularités des géométries et à leur interprétation dans leur contexte paléogéographique en particulier en relation avec les contraintes physiographique et hydrodynamique (variabilité latérale du motif, rôle des canyons, des courants…).

A - INTERPRÉTATION DU MOTIF ÉLÉMENTAIRE SUB-AFFLEURANT : UN COUPLE PI/PII D'ORIGINE GLACIOEUSTATIQUE

L'objectif de ce paragraphe est de combiner l'ensemble des analyses réalisées sur les carottes, sur les profils sismiques et les cartes pour caractériser le motif de dépôt et proposer un scénario de mise en place.

1- Interprétation des environnements de dépôt

L'interprétation des environnements de dépôt est réalisée en combinant l'ensemble des descriptions, faciologique, sismique, géométrique, biostratigraphique, climatologique (chapitres III et IV) et en les comparant au système subactuel (*Cf.* chapitre II, fig. II-28 en particulier).

a. L'unité U150 : delta et plate-forme dominés par les vagues

L'unité U150 est subdivisée en deux sous-unités U150s et U150m. Les caractéristiques de ces unités sont résumées en 2 points majeurs : le faciès sédimentaire et les caractéristiques géométriques.

La sous-unité U150s (PII)

• Faciès sédimentaires :

Le faciès sédimentaire (*Cf.* description détaillée au chapitre IV) est homolithique. La granulométrie (médianes entre 200 - 250 μm) correspond à un sable fin à moyen. Les carottes ne permettent pas d'identifier de structures sédimentaires. Les faunes marines sont abondantes, les grains de quartz sont très émoussés. L'étude paléontologique réalisée sur la carotte C9 a mis en évidence une double empreinte avec des associations de milieu circalittoral et des associations témoignant d'un milieu infralittoral remanié. (Bourdillon, 1994). Le sable est par ailleurs très bien trié ce qui traduit le vannage et l'élimination des particules les plus fines et implique une certaine énergie du milieu de dépôt. On se situe au-dessus de la limite d'action des vagues permanentes.

La présence des sables cimentés (*Beach Rocks*) au sommet de l'unité est un argument en faveur d'un milieu de dépôt littoral. En effet, ce type de cimentation, fréquent en mer de Méditerranée[1], s'opère sous de très faibles tranches d'eau (Bernier, 2000 ; Bernier, Berné *et al.*, 2001). Le sommet des sables cimentés correspond à la position approximative d'une ligne de rivage (bathymétrie 0 m) qui se trouve aujourd'hui à ≈ -90 m de profondeur. On notera que les sables cimentés ne sont pas position-

[1] On trouve d'ailleurs fréquemment, à l'heure actuelle, de petits fragments de sables cimentés sur les plages languedociennes ; ils pourraient être issus des sables cimentés présents vers 10 - 15 m de profondeur dans le Golfe d'Aigues-Mortes par exemple.

nés exactement à l'extrémité la plus distale de l'unité U150s. La question de leur genèse pendant une phase de chute ou de montée du niveau marin reste, à ce stade, ouverte.

Les sables de l'unité U150s sont interprétés comme des sables littoraux s.l. déposés au-dessus de la limite d'action des vagues permanentes (plage sous-marine, shoreface, front de delta compris entre 0 et 15 m de profondeur sur le delta actuel). Cette interprétation est identique à celle proposée de longue date (Monaco, 1971 ; Got, 1973 ; Aloïsi, Monaco *et al.*, 1975c ; Aloïsi, 1986). On notera que les granulométries observées sont comparables aux granulométries des plages sous-marines actuelles et subactuelles (prodelta de Roustan, de Pégoulier) (Aloïsi, 1986 ; Bruzzi, 1998).

• Caractéristiques géométriques :

Le faciès sismique de l'unité présente des clinoformes à pentes élevées. Chaque clinoforme est interprété comme représentant une surface de stratification interne du corps sédimentaire (liée aux contrastes de lithologies) ; elles sont assimilées à des ligne-temps qui correspondent à la position et à la forme, à un instant donné, du profil de dépôt du système sédimentaire. Le dénivelé le long d'une réflexion interne atteint 30 ms, soit 25 m (beaucoup plus à l'approche du canyon de l'Aude). L'existence des clinoformes de pentes élevés est un argument en faveur d'une côte à tempêtes.

Les pendages de ces stratifications internes (mesurés sur les profils sismiques) ont de fortes valeurs (≈ 3°, soit plus de 5 %) et s'organisent perpendiculairement à l'allongement de l'unité et sont globalement parallèles entre eux. On notera qu'ils sont un peu plus forts que les pendages du front de delta actuel du Rhône. Les valeurs des angles des profils de dépôt plage-*shoreface*-*offshore* varient entre 0,2° et 10° (Einsele, 1992). Nos valeurs de pendages avec une moyenne de 3° (maximum 9°) entrent donc bien dans cette gamme, la granulométrie (sables fins à moyens) permettant des valeurs assez fortes. Pour comparaison, les résultats décrits dans le Golfe du Mexique, sur le delta Lagniappe (delta de bordure de plate-forme) montrent des unités et des faciès sismiques similaires avec des pendages équivalents de 4 - 4,5° (Sydow et Roberts, 1994 ; Sydow, 1992).

La progradation du littoral est observée sur plus de 15 km et dépose un corps atteignant 25 m d'épaisseur dans la partie la plus distale de l'unité (sur une dizaine de kilomètres).

L'existence d'une marche topographique marquant la limite externe des clinoformes obliques tangentiels et/ou obliques parallèles à pentes élevées (fig. III-41) est nettement visible sur la carte bathymétrique (fig. III-2) et sur les cartes isohypse et isopaque de l'unité U150 (fig. III-40-B ; III-42). Cette marche met en évidence l'extension latérale importante, la forme globalement allongée, linéaire et parallèle aux isobathes (et à la côte) du toit de l'unité U150s, ce qui suggère un milieu littoral continu, dominé par les houles.

Aloïsi a montré d'après les caractéristiques de thermoluminescence sur les grains de quartz, la dominance des apports en provenance du Massif central dans notre zone d'étude et son décalage vers l'est dans la partie externe de la plate-forme, ce qui suggère un rôle accentué, au moment du dépôt de l'unité U150s, des fleuves languedociens (Aloïsi et Charlet, 1975 ; Aloïsi, 1986 sa figure 6).

L'analyse détaillée des profils et des pendages de U150s nous permet de mettre en évidence plusieurs sous-unités (U150s-1 U150s-2, U150s-3) (*Cf.* chapitre IV, fig. III-44). L'existence de ces sous-unités traduit la complexité de détail de la progradation du littoral. L'existence de l'unité U150s-3, sa structure lobée, ses pendages légèrement divergents, rappellent les géométries d'embouchure de rivière (*river-mouth*) et montrent que **les dépôts littoraux (*shorefaces*) restent, souvent, subordonnés à la position des rivières**. La construction du *shoreface* se réalise par des mécanismes de décalage des lobes successifs et leur reprise et leur remaniement par les vagues. Cela est bien décrit dans le système du Rhône actuel avec la remobilisation du stock sédimentaire du prodelta fossile de Pégoulier (Bruzzi, 1998 ; Arnaud-Fassetta, Bruzzi *et al.*, 1999). Walker et Eyle (Walker et Eyles, 1988) décrivent aussi, dans le membre Raven River de la formation Cardium (formation Crétacé en subsurface au sud de l'état d'Alberta, U.S.A.), une succession de *shorefaces* amalgamés qui montre individuellement des géométries lobées. L'évolution de ces lobes (*shift*) est attribuée à des changements de position de l'embouchure de la rivière. Dans notre zone, cela implique une embouchure fluviatile à proximité des têtes de canyons de l'Hérault, *a priori* issue du Nord d'après l'orientation des pendages et des zones d'érosion. L'ensemble de ces lobes s'amalgame pour former un corps sableux allongé. L'acquisition d'une forme allongée linéaire d'un dépôt de type *shoreface*, sur l'ensemble du plateau continental, ne peut être envisagée qu'en imaginant l'action des vagues pendant une durée suffisante.

L'unité U150s correspond donc à la progradation d'un profil de dépôt constitué d'un front de delta et d'un prodelta (séquence fluviomarine de Oomkens, 1970) **et latéralement, à la progradation concomitante d'une plage** (barrière côtière et littorale) **par redistribution du sédiment sous l'action des vagues et de la dérive littorale**

(séquence holomarine de Oomkens, 1970). Oomkens précise que les séquences fluviomarine et holomarine sont remarquablement similaires d'un point de vue lithologique dans le delta du Rhône (Oomkens, 1970). Par contre les vitesses de progradation d'un *shoreface* sont très inférieures à celles d'un delta. La limite entre les deux types d'environnements est assez floue ; elle dépend de l'intensité des vagues, de la proximité et de l'importance estimée des sources d'apports terrestres.

La sous-unité U150m (PI)

• Faciès sédimentaires :

Le faciès sédimentaire des carottes les plus proximales (Clks08) réalisées dans l'unité correspond à un faciès laminé avec des alternances plurimillimétriques de lits silto-argileux et de lits plus grossiers sableux à base franche et érosive qui traduiraient : [1] l'influence des vagues de tempête (dépôt et préservation des dépôts de tempête) ou [2] l'influence des variations de flux liées aux crues exceptionnelles Reading, 1996. Le milieu correspond à un domaine relativement calme permettant le dépôt des argiles (on se situe donc sous la limite d'action des vagues « permanentes ») avec des phases sporadiques de plus forte énergie permettant le transport des silts et des sables (puisque la base des lits sableux est franche). Les lits sableux présentent soit une allure ondulée qui suggère des rides symétriques (écoulement oscillatoire) (*Cf.* planche de la carotte clks08 présentée en Annexe E, vers 60 cm) soit une allure plus lenticulaire, riche en matière organique, avec granoclassement (écoulement gravitaire) ou sans granoclassement (écoulement unidirectionnel) caractéristique d'un milieu de prodelta ou d'embouchure distale (*Cf.* planche de la carotte clks08, présentée, en Annexe E, vers 125 cm). Il s'agit donc d'une vase prodeltaïque (*s.l.*)[2] ou d'une vase marine de plate-forme (*offshore* supérieur) soumise à l'action des vagues de tempête uniquement. Sur le profil de dépôt actuel (*Cf.* chapitre II ; fig. II-28), ce faciès correspond à une profondeur toujours supérieure à 20 m. Les carottes les plus distales montrent une disparition des sables et une diminution des silts (plus de 90 % du sédiment est inférieure à 40 μm). Le pourcentage de sables et de silts, l'épaisseur des lits et leur fréquence traduisent, à petite échelle, la proximité du rivage. Le faciès évolue vers le large à des vases circalittorales en deçà de l'action des houles de tempête (*offshore inférieur*) (profondeur supérieure à ≈ 50 m dans le système actuel).

L'estimation (quantitative) de la paléobathymétrie doit tenir compte de l'environnement de dépôt mais aussi la période de dépôt (stade isotopique 2) et des caractéristiques climatiques de cette époque (*Cf.* chapitre II). Ainsi pendant le stade 2, les vents étaient plus forts, la limite d'action des vagues permanentes était vraisemblablement plus profonde qu'à l'heure actuelle (de l'ordre de 30 - 40 m de profondeur au lieu de 20 à l'heure actuelle). On estime donc la paléobathymétrie de l'unité comme supérieure à 30 - 40 m. De la même façon, la limite d'action des vagues de tempêtes était plus profonde donc en deçà de 50 m (système actuel).

L'analyse des argiles a montré que les dépôts de l'interfluve Aude-Hérault montrent une double affinité : une source rhodanienne, liée à un dépôt par suspension, mais aussi des sources plus directes (fleuves pyrénéo-lnguedociens) (Chamley, 1999) (*Cf.* chapitre III).

• Caractéristiques géométriques :

Le faciès sismique oblique parallèle très faiblement pentu voire sub-parallèle caractéristique de l'unité est analogue au faciès acoustique décrit sur le prodelta actuel par Aloïsi et Monaco (Aloïsi et Monaco, 1980). Les pendages des stratifications sont faibles (≈ 0,5° soit 0,9 %) ; vers le large, ils peuvent présenter des pendages plus forts dans les remplissages de têtes de canyons.

L'unité U150m, composée de vases, se développe et s'épaissit vers le large sur l'interfluve Aude-Hérault. L'unité U150m remplit les dépressions localisées à proximité des canyons. La base de l'unité U150m érode alors clairement l'unité sous-jacente U147. En dehors de ces zones en dépressions, il est plus difficile de faire la distinction entre U147 et U150m car les réflexions sont sub-parallèles. Au sud du canyon de l'Aude, l'unité U150m s'épaissit aussi ; par contre U150s est réduite dans cette zone. Vers le nord c'est l'inverse : U150m disparaît complètement, l'unité U150s repose directement sur U147. On notera l'absence de l'unité au nord du canyon de l'Hérault, sur l'interfluve Hérault-Petit-Rhône.

L'unité U150m correspond donc à la progradation d'un profil de dépôt prodelta-offshore supérieur sous l'influence des tempêtes (milieu marin infralittoral), mis en place sur la plate-forme externe pendant la phase glaciaire würmienne (stade 2 sur plus de 4 mètres). Sur la pente et dans les canyons, le milieu devient marin ouvert distal (*offshore inférieur*, circalittoral). Les derniers

[2] Le terme vase prodeltaïque a été défini pour les deltas dominés par une dynamique fluviale, il est cependant appliqué à l'ensemble des deltas.

vingt centimètres sont constitués des sables transgressifs que l'on associe à l'unité U155.

En résumé, l'unité U150, dans son ensemble (U150s + U150m), correspond à un delta « de faible profondeur » et une plate-forme, dominés par les vagues.

b. L'unité U147(PI) : embouchure deltaïque distale-prodelta à vases d'*offshore*

• Faciès sédimentaires :

Le faciès sédimentaire de l'unité U147 montre, dans sa partie la plus basale, des silts vaseux compacts très fins, pauvres en matière organique. Le faciès est assez similaire au faciès le plus proximal de l'unité U150m : faciès à alternance pluricentimétrique de silts et d'argiles (75 - 80 % médiane 10 - 20 μm) et de niveaux sableux pluricentimétriquess à contacts basaux francs ; le faciès est cependant plus sableux (20 % de sable). On interprète ce faciès comme un milieu proche du littoral mais sous la limite d'action des vagues permanentes (> 20 m) (embouchure deltaïque distale à offshore supérieur) mais au-dessus de la limite des houles de tempête (≈ 50 m de profondeur dans le système actuel.

• Caractéristiques géométriques :

Le faciès sismique de l'unité U147 présente des clinoformes faiblement pentus compris entre 0,2 et 0,4°[3].

Vers le large, le sédiment évolue vers une vase de plate-forme plus profonde. Le dénivelé le long d'un même réflecteur atteint ≈ 30 m. Vers l'amont, on suit l'unité sur la sismique jusqu'à une profondeur d'eau de ≈ 85 m (à l'ouest de la zone).

L'allure de l'isopaque (épaississement vers le nord) et la forme lobée des isochrones du toit de l'unité montrent que les dépôts sont issus très majoritairement du nord.

Dans les zones les plus en amont, l'unité U147 est érodée (lors du dépôt à un plus bas niveau marin de l'unité U150s). L'unité sismique n'est plus discernable, ce qui n'empêche pas qu'un reliquat de dépôt soit préservé. Ainsi, la carotte 92K19, réalisée en amont et au nord de la zone (vers 90 m) et analysée par N. Acherki (Acherki, 1997), montre à sa base 30 cm d'argile beige collante associée à un climat chaud et de haut niveau marin relatif et réinterprété comme correspondant au stade 5 (Suc, com. personnelle ; Beaudouin *et al.*, en préparation) (*Cf.* chapitre IV). Cet ensemble est surmonté par un faciès de plus en plus proximal et influencé par les fleuves qui pourrait correspondre au stade 3 (*Cf.* chapitre IV).

L'unité U147 à clinoformes de faible pendage (*bottomsets*) correspond donc à la préservation de la partie inférieure (embouchure distale-prodelta à *offshore supérieur*) de dépôts régressifs fini-würmiens (stade 3). La bathymétrie estimée des dépôts (sur la totalité de l'unité sismique donc en prenant en compte son épaisseur) varie donc de ≈ 20 - 60 m. Les dépôts proximaux associés (*foresets*) ont presque totalement disparus à cause de l'érosion. Au sommet, les sables transgressifs déposés lors de la remontée du niveau marin sont drapés par les sédiments subactuels de haut niveau marin.

c. L'unité U155 (PIII) : reliefs dunaires

• Faciès sédimentaires :

Les sédiments correspondent à du sable fin à moyen homogène, quelques niveaux à graviers, galets ou coquilles sont visibles.

Au sommet des carottes, on a distingue une séquence granodécroissante pluridécimétrique, sableuse, sans structures sédimentaires, à très nombreux bioclastes.

• Caractéristiques géométriques :

Cette unité, présente deux types de morphologies : (1) une couche fine de sédiment (quelques mètres) largement répandue sur toute la zone (*sheet body*) ; (2) des dunes érosives (surtout au sud-ouest de la zone) et (3) des corps sableux plus étendus (au nord-est de la zone) (Berné, Aloïsi *et al.*, 1998b). Le faciès sismique interne de l'unité présente des réflexions de fortes amplitudes (fig. IV-3), les corps plus épais montrent des clinoformes à pentes fortes. La hauteur des dunes atteint 10 m (Berné, Lericolais *et al.*, 1998a).

La géométrie discontinue de l'unité, son aspect érosif, sa nature « envasée » ainsi que la disparité des datations obtenues dans les sables d'après la bibliographie (*Cf.* chapitre II paragraphe D-2), tendent à démontrer le remaniement transgressif à l'origine de l'unité U155 à partir des dépôts sableux de l'unité U150s. Deux hypothèses restent à envisager : (1) Les dunes sont éoliennes et se seraient donc déposées lors du bas niveau marin. Cela est fréquent dans les deltas dominés par les vagues (Psuty, 1967 *in* Reading, 1996). Les dunes éoliennes sont reprises et envahies ensuite par la vase et les coquilles marines. La surface de ravinement se situerait, dans ce cas, à leur sommet. (2) Les dunes sont sous-marines. Elles peuvent être contemporaines ou postérieures au dépôt de l'unité U150s. Dans cette dernière hypothèse, elles résulteraient du remaniement des sables sous-jacents (*foresets* de l'unité U150s) lors de la dernière remontée du niveau marin relatif.

[3] Mesures réalisées dans la partie amont occidentale de la zone.

Le rapport longueur/hauteur des dunes les classe dans les dunes sous-aquatiques générées par les courants, mais inactives actuellement (Berné, Lericolais *et al.*, 1998a). Ces dunes appartiendraient donc à la série transgressive ; la base des dunes marquerait la surface de ravinement. Nous penchons plutôt pour cette hypothèse d'après la richesse de la faune marine des carottes prélevées.

2. Période de mise en place des dépôts

On a déjà présenté au chapitre IV la corrélation entre les carottes principales et une courbe de variation du niveau marin (fig. IV-16 ; IV-17 ; IV-18 ; IV-19 et IV-20). On résume ici ces informations, par unité sismique.

a. L'unité U147 (PI)

Quant à la partie silto-argileuse plus profonde, elle donne un âge de 39 710 +/- 720 ans-C14 ; le climat associé est glaciaire modérément froid et sec (interstades glaciaires fini-würmiens : stade isotopique 3) (fig. IV-19) (*Cf.* chapitre IV).

On notera que la même unité sismique a été datée par Gensous à 38 000 ans, à proximité de notre zone d'étude, mais dans la partie plus en aval de l'unité (interfluve Hérault-Petit-Rhône) Gensous et Tesson, 1996. Les deux datations sont cohérentes.

b. L'unité U150 (PI-PII)

La sous-unité U150m (PI)

Le calage stratigraphique et climatologique du sommet de l'unité U150m est bien établi grâce aux études de palynologie. Les dépôts prodeltaïque et infralittoral correspondent à un niveau marin relatif bas, s'échelonnant (sur 4,5 m) entre le pléniwürm final (froid sec et intense du maximum glaciaire : stade isotopique 2) et le tardiglaciaire.

Les sous-unités U150s (PII) et U155 (PIII)

La partie superficielle des carottes dont la nature est sableuse donne toujours un âge récent associé à un climat tempéré et chaud (carotte Clvk20, C9bis, 93C12) (*Cf.* Chapitre IV).

Ainsi, une très fine couche d'Holocène, constituée d'un sable graveleux coquillier mélangé à des vases avec des pollens de climat tempéré, existe au sommet de l'unité U150m (Acherki, 1997) (*Cf.* chapitre IV) (fig. IV-16 ; IV-17).

Un âge de 10 875 +/- 120 ans-C14 a été obtenu au sommet de l'unité U147, associé à un climat tempéré et chaud (Bölling-Alleröd).

Les études anciennes réalisées sur les sables donnaient 15 000 à 11 700 ans-C14 en domaine Catalan et 18 000 à 6000 ans-C14 dans le Roussillon tandis que des « sables de bordures de canyons » plus grossiers voire graveleux donnaient des âges plus anciens et étaient interprétés comme le résultat d'épandages glaciaires würmiens (Got, 1973).

Toutes les datations obtenues sont très superficielles (1 - 2 m au mieux), elles donnent des périodes de temps équivalentes alors qu'elles échantillonnent des unités différentes. Cette séquence sommitale granodécroissante, d'épaisseur variable mais faible et d'âge récent (postérieur à 18 000 ans) est associée à la sous-unité U155 (PIII) que l'on l'interprète comme un dépôt de ravinement lié à la remontée du plan d'eau. Nous pensons donc que l'unité U150s senso stricto n'aurait pas été échantillonnée ni datée.

c. Synthèse et questions

La bathymétrie et les conditions hydrodynamiques actuelles (*Cf.* chapitre II, paragraphe B) sont en déséquilibre par rapport aux caractéristiques sédimentologiques de l'ensemble des unités existantes sur la plate-forme externe (U155, U150s, U150m et U147). Les unités sont reliques (elles n'ont pas été déposées dans les conditions actuelles).

L'ensemble des caractéristiques sédimentaires, paléontologiques et hydrodynamiques observées sur les carottes démontre que les unités sismiques subaffleurantes de la plate-forme externe ont été déposées à une période où le niveau marin était plus bas qu'à l'actuel : la ligne de rivage se trouvait déplacée vers le large par rapport à l'actuel. Cette conclusion est conforme aux travaux anciens (Oomkens, 1970 ; Monaco, 1971 ; Aloïsi, 1986 ; Tesson, Gensous *et al.*, 1990b).

On notera de plus, que ces sédiments sont globalement non remaniés dans les conditions actuelles[4] : les dunes semblent inactives (Berné, Aloïsi *et al.*, 1998b). Les mesures de courants et la modélisation de la circulation, de la convection et du transport ont mis en évidence que la majeure partie du plateau est soumise à un courant juste assez fort pour empêcher les particules de sédimenter mais aussi légèrement trop faible pour remettre les sédiments anciens en suspension (Ardhuin, 1998).

[4] Les courants de fond moyens sur la plate-forme actuelle sont très faibles (≈ 1 cm/s) (*Cf.* chapitre II). Les remaniements par les courants induits par les houles sont limités au secteur infralittoral (< 50 m) (*Cf.* chapitre II).

Sur la plate-forme moyenne et externe, seules quelques dizaines de centimètres superficiels représentent les dépôts de haut niveau Holocène (< 10 ka). Sous cette fine pellicule, on trouve systématiquement plusieurs dizaines de centimètres à quelques mètres de sédiments qui représentent les dépôts transgressifs (≈ 18 à 10 ka). On insiste sur le fait que ces deux entités chronostratigraphiques (série transgressive et Holocène) ont souvent une épaisseur plus faible que la résolution de l'outil sismique Sparker, qu'elles sont comprises dans le signal du fond et qu'elles sont donc, dans ce cas, indiscernables sur nos profils. Une série transgressive plus épaisse pourrait cependant exister dans les têtes de canyons (unité « en forme de muscle ») (fig. III-41).

Problèmes et questions en suspens :

1) Quelle est la relation entre les unités U150s, U150m, U147 et U155 ?

2) Quel est le mécanisme et la période de dépôt des sédiments (et en particulier des sables littoraux) : pendant la chute, pendant le plus bas niveau, pendant la remontée, pendant un stade de chute ou de stationnement de la remontée ?

3. Scénarii de mise en place des unités U147 et U150

On rappelle en préambule que l'existence de surfaces érosives aux morphologies irrégulières n'est pas synonyme d'érosion subaérienne. De telles surfaces peuvent aussi se former en milieu marin (érosion par les vagues « non de tempêtes » et de tempêtes, par les courants, les instabilités) (*Cf.* chapitre II, paragraphe B). En deux dimensions, sur les coupes sismiques, ces surfaces d'érosion sont assez facilement observées mais seule la réalisation et la visualisation de la surface d'érosion en trois dimensions combinées aux observations et aux caractéristiques des unités sous et sus-jacentes permettent d'en proposer une interprétation. Les clinoformes de U150s reposent en discordance sur les clinoformes de U147 qui ont été tronqués (érodés). Deux scénarii principaux ont été proposés pour la mise en place de ces deux unités sur la plate-forme externe.

[1] L'unité silteuse U147 (unité f de Tesson) s'est déposée pendant un bas niveau marin (Tesson *et al.*, 1989 ; 1990 ; 1993) avec de courtes étapes de baisse du niveau marin relatif (< 5m). L'unité sableuse du large U150s (unité g de Tesson devenue f' dans Tesson, 2000) est interprétée comme post-glaciaire (post-18 ka)[5] se déposant en période de remontée globale du niveau marin Gensous, Tesson *et al.*, 1993a 2000 (fig. 5, fig. 9). La surface séparant les deux unités (surface 6 de Tesson) est interprétée comme une surface d'érosion subaérienne reprise par le ravinement pendant la remontée suivante (Tesson, 1993, 1996, 1998 ; Gensous et Tesson, 1996) (*Cf.* chapitre II pour la présentation de ces modèles).

[2] L'unité silteuse U147 (unité f de Tesson) s'est déposée pendant une baisse du niveau marin relatif ainsi que l'unité sableuse du large U150s. Les deux unités sont régressives, déposées pendant une chute du niveau marin relatif et pendant le bas niveau marin suivant (l'unité U147 se dépose pendant un niveau marin plus haut que celui de l'unité U150) (Aloïsi, 1986 ; Aloïsi et Mougenot, 1989 ; Berné *et al.*, 1998 ; Rabineau *et al.*, 1998 ; Berné, 1999). La surface séparant les deux unités est interprétée comme une surface d'érosion marine liée à l'action des vagues (fig. V-1 et V-2).

a. Discussion sur le modèle de dépôt de Tesson et Gensous, comparaison à nos observations

La première interprétation (Tesson et Gensous) repose sur les points suivants :

[a] La terminaison en biseau des unités, en amont entre - 80 m et - 90 m est interprété comme un « coastal onlap » (Tesson, Ravenne *et al.*, 1989 ; Tesson, Allen *et al.*, 1993) et conduit Tesson et Gensous à l'application du modèle conceptuel de « prismes de bas niveau marin perché ».

[b] L'environnement de dépôt au toit de U147 (UPR f de Tesson) correspondrait à une faible bathymétrie estimée à 7 - 10 m (Gensous, Tesson *et al.*, 1993a) ou 10 - 15 m (Tesson, Posamentier *et al.*, 2000). L'environnement serait celui d'une plage sous-marine inférieure à plate-forme interne (Gensous, Tesson *et al.*, 1993a) ; plage moyenne à plate-forme (Tesson et Gensous, 1998a). Cette interprétation serait confirmée par les données de carottages (séquence granocroissante régressive avec des sables massifs de plage sous-marine à leur sommet) (Gensous, Tesson *et al.*, 1993a ; Gensous, Williamson *et al.*, 1993b ; Gensous et Tesson, 1996 ; Tesson, Gensous *et al.*, 1998b). L'érosion au toit de l'unité U147 (unité f) est donc considérée par les

[5] On notera la confusion sur la terminologie utilisée pour décrire cette unité puisqu'elle est qualifiée à la fois de postglaciaire ou post-18 ka et d'Holocène ou Post-Pleistocène. Or la limite Pléistocène-Holocène est située à 10 ka d'après l'échelle des temps géologique (Van Eysinga, 1998) « The post-glacial Holocene deposits (18,000 to present) » (*Cit.* Tesson *et al.*, 1993b) ou (« At the inner shelf and outer shelf this surface (the upper bounding surface (surface 6)) bifurcates into two : the upper surface at the sea floor, and the lower surface at the base of the Holocene deposits (fig. 3) » *(Cit.* Tesson *et al.*, 2000).

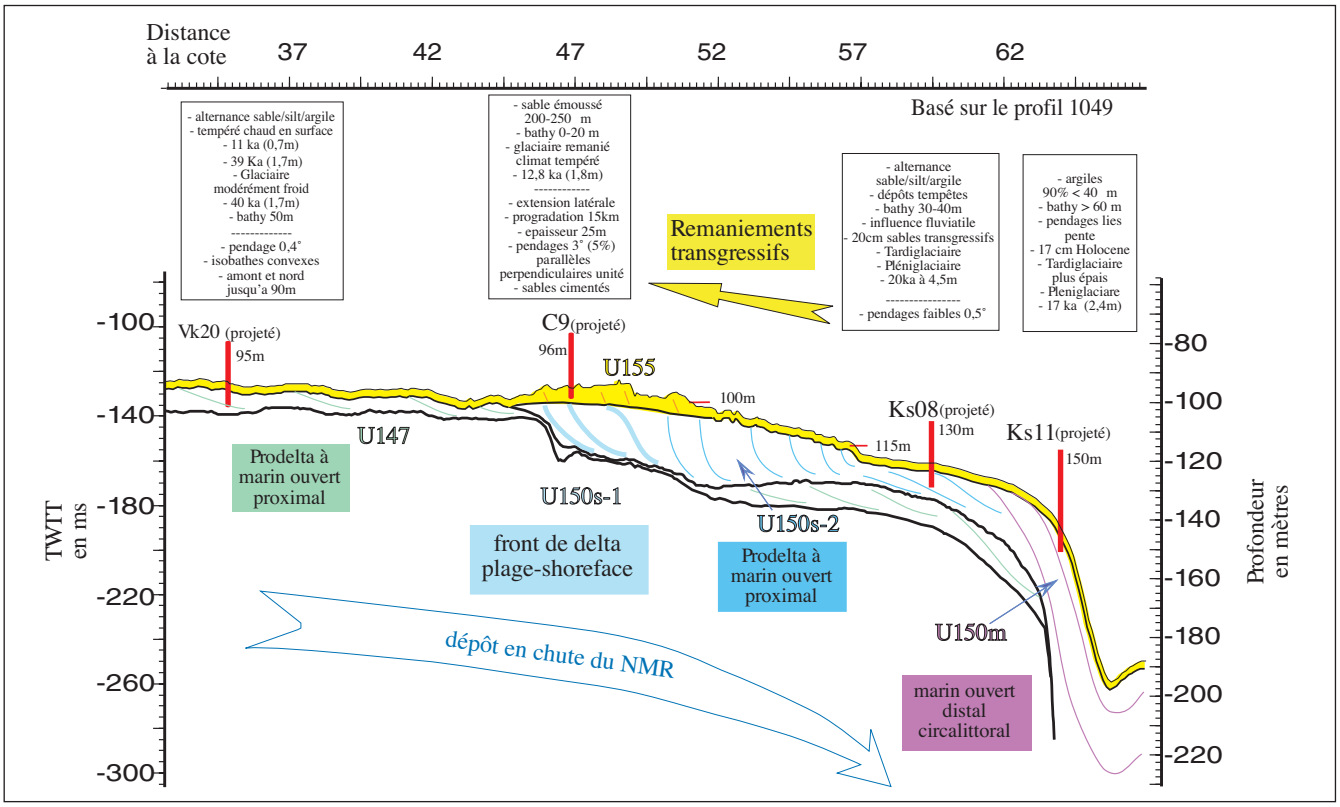


Figure V-1
Profil synthétique (basé sur 1049) montrant les caractéristiques géométriques et environnementales des unités subaffleurantes U147, U150 et U155.

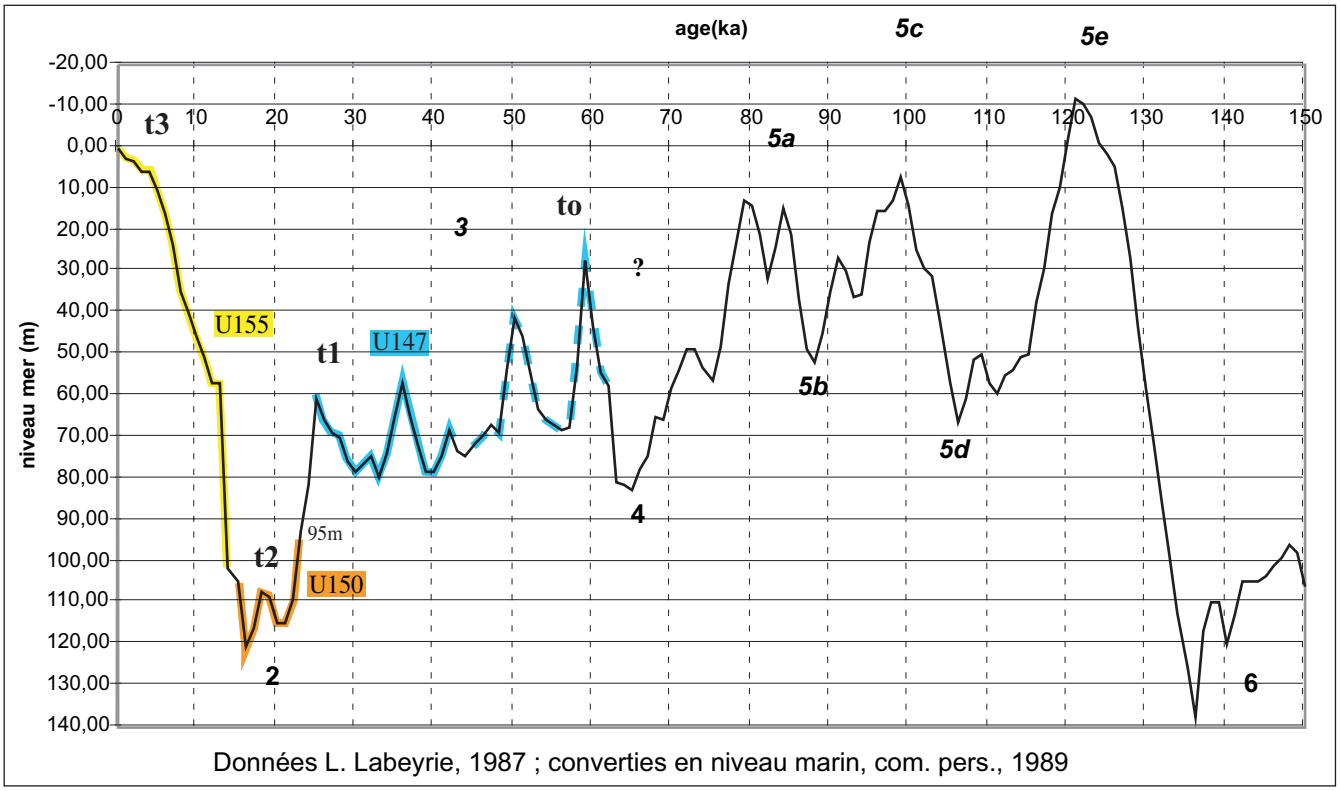


Figure V-2
Corrélation des unités U147, U150 et U155 avec la courbe de variations du niveau marin. En trait plein : portion d'unité directement prélevée ; en Tiretés : extrapolation.
t0 et t3 correspondent au temps indiqué sur les figures V-4 et V-5 ; t0 : début du stade 3 ; t1 : fin du stade 3 et début du stade 2 ; t2 : fin du stade 2 ; t3 : stade 1 (actuel).

auteurs comme étant faible 7 - 10 m au maximum (Gensous, Tesson *et al.*, 1993a) ; 10 - 15 m (Tesson, Posamentier *et al.*, 2000).

[c] L'existence de la surface de *downward shift* au sein des UPR est interprétée comme étant liée à de courtes étapes de baisse du niveau marin relatif (< 5 m).

Pour Tesson et Gensous l'UPR f (U147) est associée à une faible bathymétrie et correspond à un « prisme de bas niveau ».

Gensous et Tesson décrivent les lithologies et les datations suivantes. D'après les colonnes stratigraphiques les prismes sont très sableux. Cependant on notera que, seuls les sables et les vases ont été représentés. Le texte parle néanmoins de « sables, argiles et silts interlités d'épaisseurs centimétriques à décimétriques (lits sableux à contact basal franc) ». La base est constituée « d'argiles prodeltaïques devenant fortement interlitées avec des sables massifs de plage sous-marine à leur sommet » (*Cit.* Tesson, Gensous *et al.*, 1998b p. 545) qui constitue le terme ultime d'une séquence granocroissante régressive (Gensous, Tesson *et al.*, 1993a). Au-dessus, une couche grossière à débris coquilliers (datée de 12 à 10 ka) repose sur une surface d'érosion et est surmontée par une vase beige coquillière (10 - 20 cm) à microfaune pélagique. Les synthèses de El H'maidi (1993) et de Torres (1995), donnant le nom et la position des carottes, semblent montrer qu'il s'agit des carottes 89K10 et 89K16.

Tesson et Gensous dissocient complètement l'unité U150s (UI g ou f' en particulier) de l'unité U147 (unité f). U147 correspond au plus bas niveau marin enregistré sur la plate-forme, les auteurs considèrent U150s comme une unité transgressive. L'argumentation développée est [1] la disposition rétrogradante des unités [2] des datations [3] les discontinuités (sommet des UPR) présentent une partie centrale plate bifurquant en amont et en aval en deux surfaces. Celle du haut serait toujours irrégulière et convexe ; celle du bas serait relativement plate[6] ce qui irait dans le sens d'UI transgressive pour les auteurs (Tesson *et al.*, 2000 p.123) et [c] Une distribution longitudinale (*along dip*) relativement réduite des UI (Tesson *et al.*, 2000 p.137). Les dépôts seraient issus de l'érosion du substrat par l'action des vagues et des courants. La surface entre U147 et U150 (entre f et g) serait associée à un hiatus de 42,9 ka à 18 ka témoignant du transfert au delà de la plate-forme des dépôts (Tesson *et al.*, 2000 p.122)[7] (ou de 39 à 12 ka, Tesson, 2000 p.133).

Plusieurs points issus de l'analyse de nos données de sismiques et de carottages réfutent cette première hypothèse et nous font opter pour la deuxième interprétation.

• Sur la paléobathymétrie de l'unité U147 :

L'analyse des carottages de l'Unité U147 (UPR f) réalisés dans la partie en amont de l'unité U150s montre des argiles prodeltaïques à la base interlitées avec des silts et des sables (centimétriques) puis au-dessus des sables plus massifs, coquilliers surmontés par une vase beige coquillière (*Cf.* description chapitre IV et interprétation des environnements ci-dessus). Les analyses de palynologie et les datations montrent que les sables sommitaux (massifs) sont transgressifs et postglaciaires (*Cf.* chapitre IV carotte Clvk20) et appartiennent en réalité à l'unité U155. l'UPR f s.s. est donc constituée de vase silteuse à passées de sable que l'on a interprété comme prodeltaïque-marin ouvert (sous la limite d'action des vagues « permanentes » mais au dessus de la limite d'action des vases de tempête) correspondant à une bathymétrie supérieure à 30 - 40 m. C'est donc la partie distale du profil de dépôt qui est préservée. Cette description lithologique et interprétation environnementale rejoint celle d'Aloïsi, 1986 (p.96). L'érosion au toit de l'unité U147 est importante (> 30 - 40 m) (dans la partie amont de l'unité U150s).

• Sur l'interfluve Aude-Hérault, une unité à clinoformes faiblement pentus appelée U150m (non individualisée par Tesson et Gensous) est constituée de sédiments silteux appartenant au dernier maximum glaciaire (stade 2) (*Cf.* palynologie, datation et paléomagnétisme). Sur l'interfluve Aude-Hérault, il n'y a pas de hiatus entre 42,9 ka (ou 39 ka) et 18 ka. Les dépôts transgressifs au sommet de l'unité U150m (au pied de l'unité U150s) sont extrêmement réduits.

• Sur l'interfluve Aude-Hérault, les clinoformes silteux de U150m peuvent être en continuité avec les clinoformes sableux de U150s. On visualise bien cette observation sur les profils 2,5kHz (*Cf.* figure 2 en **Annexe B**). A l'approche du canyon Bourcart, l'unité U150 comble la tête du canyon et la continuité apparaît clairement (Berné, 1999). U150s et U150m appartiennent au même profil de dépôt, comme c'est le cas du profil de dépôt actuel d'ailleurs (*Cf.* chapitre II fig. II-28).

[6] On notera pourtant que la figure citée pour illustrer ce propos (fig. 3) montre, au contraire de ce qu'affirme les auteurs, une allure concave affirmée (surface 6, 3, 2) et non plate.

[7] Cette affirmation repose sur l'hypothèse que l'unité g est effectivement post-glaciaire (post-18 ka).

L'analyse des milieux de dépôt, présentée ci-dessus, nous conduit à interpréter l'unité U147 (prodelta de profondeur > 30 - 40 m) comme plus profonde et disposée plus en amont que l'unité U150s (littoral 0 m). La tendance générale entre U147 et U150 est donc à la régression (diminution de la profondeur de plus de 30 - 40 m). Le sommet de l'unité U147 est largement érodé (surtout dans la partie en amont). Par ailleurs, les carottages et les datations réalisées en amont et en aval de l'unité U150s (sur U147 et U150m respectivement) ont montré que l'unité U147 est datée du stade 3 et U150m du stade 2. La relation entre U150s et U150m nous conduit à associer U150s au stade 2 aussi.

En résumé, la continuité entre U150s et U150m, l'âge de l'unité U150m, le milieu de dépôt de U147 et U150 et la petite quantité de dépôts transgressifs sont en désaccord avec le modèle de Tesson.

Par ailleurs, plusieurs arguments secondaires vont dans le sens de notre interprétation :

• Le point d'inflexion entre foresets et bottomsets (ou plus précisément entre *foresets et toesets*) représente une paléo-profondeur constante (la limite d'action des vagues « non-de-tempête »). Or, on observe que cette limite se décale vers le large mais aussi vers le bas ce qui implique soit une chute du niveau marin, soit l'existence d'une paléo-topographie, soit un approfondissement de la limite d'action des vagues permanentes lié à une modification des conditions climatiques, soit à l'effet d'une subsidence différentielle. Plusieurs paramètres peuvent jouer simultanément, toutefois la rapidité de cet approfondissement d'un clinoforme à l'autre, nous conduit à favoriser les deux premières hypothèses. Sur le profil 1049, la « chute » mesurée pendant la progradation de la sous-unité U150s-2 est de plus de 10 m. On notera que, dans la partie centrale de cette sous-unité U150s-2, la limite reste à peu près plane ce qui suggère un niveau marin stable (fig. V-3).

• L'existence de l'unité U155 au sommet de l'unité U150s sur la plate-forme externe et l'existence de zones privilégiées d'érosion au sommet de l'unité U150s (fig. III-40-B) montrent que le dépôt de l'unité U150s n'est pas le dernier épisode sédimentaire qui ait lieu sur la plate-forme externe. Cette unité a été en partie remaniée après son dépôt. Ainsi, le toit de l'unité U150s se situe entre les profondeurs actuelles de 98 m en amont et 115 - 120 m en aval ; un effet de subsidence différentielle est possible, mais ne peut expliquer l'accentuation du dénivelé dans la partie terminale de l'unité ni sa variabilité latérale (zone privilégiée d'érosion). Cette géométrie ne s'explique pas mieux en imaginant son dépôt pendant une phase de remontée du niveau marin. Au contraire, cette observation est en faveur d'un dépôt de l'unité en phase de chute du niveau marin avec une érosion transgressive accentuée dans la partie la plus distale (remontée lente et/ou action des vagues plus longue).

• Enfin, la continuité latérale de l'unité U150s sur une large étendue (plus de 45 km ininterrompus), sa nature (front de delta et *shoreface*) son épaisseur et sa progradation sur plus de 15 km impliquent une certaine durée de progradation. L'interprétation de l'unité U150s comme transgressive (selon Tesson et Gensous) implique une chute ou un niveau marin stable (après une remontée préalable) postérieurement à 18 ka qui doit être suffisamment importante pour permettre la progradation de U150s sur plus de 15 km et jusqu'à 120 m de profondeur (par rapport à l'actuel). Or la remontée du niveau marin entre le maximum glaciaire et l'actuel a été particulièrement étudiée et est aujourd'hui bien établie, au moins dans ses grandes lignes[8] (Lambeck et Bard, 2000). Sa caractéristique princi-

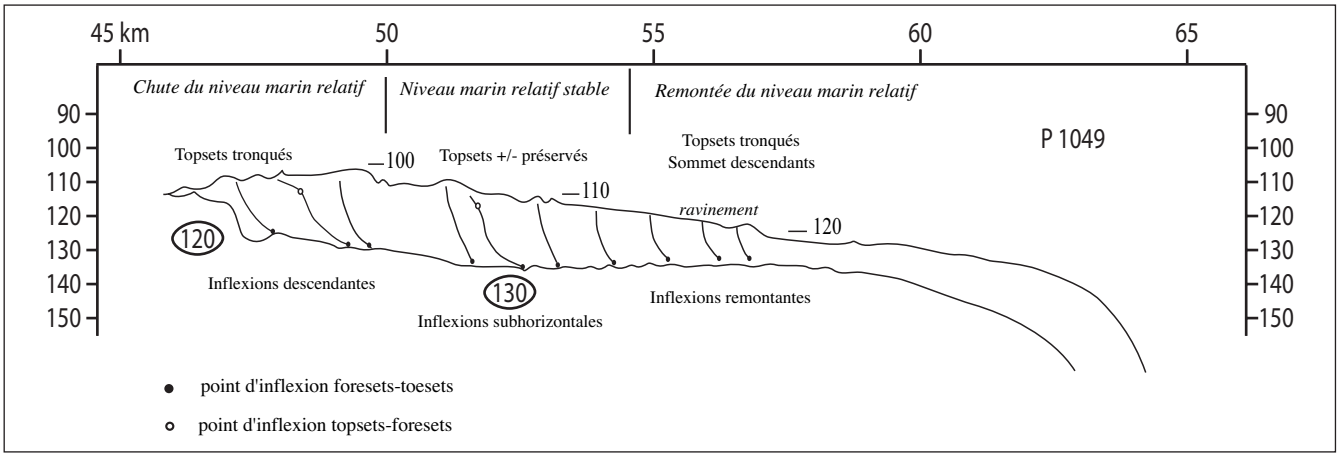


Figure V-3
Allure des clinoformes du prisme PII (U150s) dessinés sur le profil 1049. Caractéristiques des points d'inflexions.

[8] Même si le détail de cette courbe est sujet à controverses.

pale, unanimement reconnue est sa grande rapidité. La seule période de refroidissement associée à une possible chute du niveau marin (pour certains auteurs seulement) se situe au Dryas récent (≈ 10 - 12 ka), mais à cette période le niveau eustatique est voisin de -50 m par rapport à l'actuel ce qui est beaucoup trop haut pour déposer les corps sableux de bordure de plate-forme. En sus, la chute du niveau marin associée à cette période ne dépasserait pas quelques mètres ce qui est tout à fait incompatible avec le modèle proposé par Tesson.

b. Scénario et reconstitution paléogéographique proposée pour le dernier couple PI/PII

Nous proposons donc le scénario suivant, résumé sur un profil synthétique (fig. V-1), sur la courbe du niveau marin (fig. V-2) et sur les cartes paléogéographiques (fig. V-4 et V-5). Nous distinguerons deux phases liées aux variations eustatiques (chute et montée). On souligne le fait que ce scénario est très similaire à celui proposé par Aloïsi en 1986.

Une phase de chute du niveau marin relatif pendant laquelle les unités U147 et U150 (s et m) sont déposées. Les unités U150s et U150m correspondent aux dépôts littoraux du dernier maximum glaciaire (stade 2 entre 24 - 14 ka) ; U147 correspond à un niveau plus haut (stade 3). Les dépôts proximaux de l'unité U147 ont été éliminés par érosion subaérienne au cours de la chute (migration des centres de dépôt vers le large) (*Cf.* chapitre II, paragraphe D, fig. II-51). Le sommet de l'unité U147 correspond à une surface d'érosion subaérienne dans sa partie amont ; entre U147 et U150 elle correspond à une surface d'érosion marine régressive induite par la chute importante (et sans doute rapide) du niveau marin (40 - 60 m) associée à l'action érosive des vagues. Une partie du matériel constituant l'unité U150 serait issue de l'unité U147. Le processus de dépôt est similaire à celui décrit pour les "*sharp-based shorefaces*", dans un contexte de régression (forcée)[9] par Plint (1988), Walker et Plint (1992) et présenté au chapitre I. L'érosion pourrait être favorisée et accentuée par la proximité du canyon de l'Aude (*Cf.* sous-chapitre E). L'unité U150s se dépose en plusieurs phases avec migration des centres de dépôt (U150s-1, U150s-2), la phase ultime de dépôt de bas niveau est représentée par U150s-3 à proximité du canyon de l'Hérault. La surface parfois visible entre U150s et U150m peut être aussi une surface d'érosion marine régressive ou une surface conforme en fonction de l'espace disponible lié à la physiographie de la marge (en particulier à l'existence des canyons (fig. 49 *in* (Berné, 1999)). D'après Walker et Plint (Walker et Plint, 1992), les rivières s'écoulant à travers l'ensemble de la plate-forme fourniraient un stock sédimentaire grossier au shoreface nouvellement construit au maximum de bas niveau. Ici, par contre, et contrairement au modèle de Plint (Plint, 1988), aucun dépôt de type arrière-barrière, lagune ou baie ne semble préservé dans la partie superficielle en amont de l'unité U150. Le carottage CLVK20, réalisé pour vérifier cette hypothèse (*Cf.* chapitre IV) a montré des sables transgressifs marins surmontant des dépôts marins anciens (stade 3 et 5) sans trace de lagune. Le lobe terminal de l'unité U150s (c'est-à-dire la sous-unité U150s-3) a une géométrie lobée, non remaniée par les vagues, elle est donc préservée « en l'état » et représente le niveau le plus bas de la régression.

Une phase de remontée et de haut niveau marin relatif : la phase de remontée du niveau marin s'accompagne d'une érosion (surface de ravinement) qui remobilise une partie du sable de l'unité U150s et le redistribue en aval sous forme d'un placage de sables transgressifs au sommet de l'unité U150 m et en amont sous la forme de dunes et de corps allongés (Berné, Lericolais *et al.*, 1998a) ou simplement d'un placage de sable. Le faible volume représenté par la phase transgressive correspond aux modèles décrits entre autres par (Walker et Plint, 1992, Homewood, Guillocheau *et al.*, 1992). L'érosion de ravinement affecte toute l'unité U150s ainsi que l'unité U147 quand elle affleure, et en particulier dans sa partie amont (en amont de U150s) si bien qu'aucun environnement de type fluviatile ou lagune ne semble préservé au sommet de U147 (*Cf.* clvk20). On notera que l'érosion se concentre en « couloir » d'érosion préférentielle ; ces couloirs représentent l'empreinte des fleuves au moment de la chute et/ou au moment de la remontée. La phase de haut niveau correspond à l'actuel, les dépôts ont lieu sur la plate-forme interne exclusivement. Ces dépôts seront complètement érodés par l'érosion fluviale intense lors des phases ultérieures de chute et de bas niveau marin.

Les figures V-4 et V-5 représentent les paléogéographies simplifiées des unités U147 et U150 dans la zone d'étude. Elles correspondent à l'interprétation des cartes morphologiques, isopaques (présentées au chapitre III) et au scénario proposé.

On a positionné une ligne de rivage initiale (t0) (au moment des premiers dépôts préservés de U147), une ligne de rivage intermédiaire correspondant à la position de la ligne de rivage au début du

[9] C'est-à-dire une régression induite par une chute du niveau marin relatif (*Cf.* chapitre I).

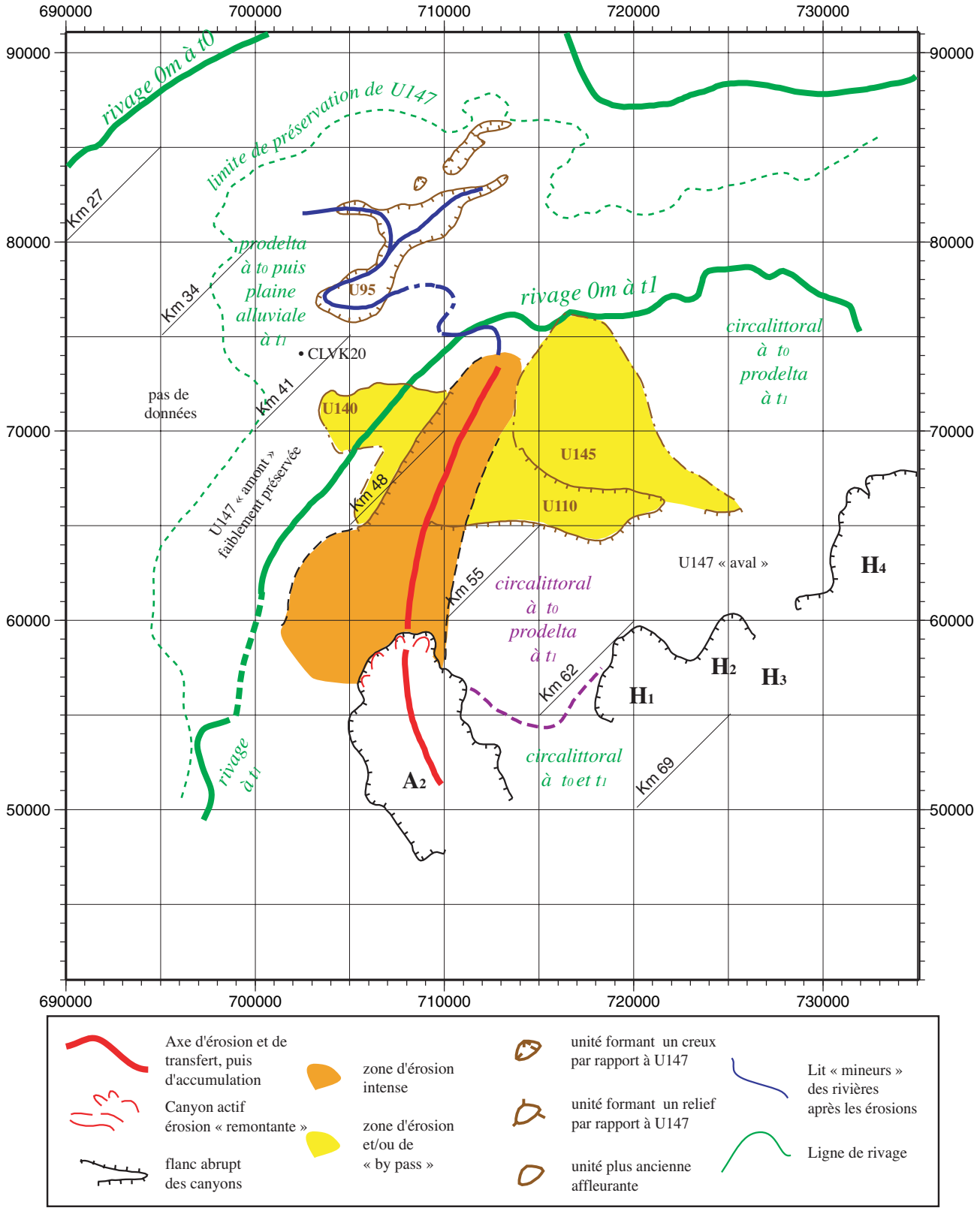


Figure V-4
Paléogéographie au début et à la fin du stade 3 (t0 et t1) (vers 25 ka) pendant la chute du niveau marin (regression forcée) entre les dépôts de U147 et ceux de U150. Le mouvement de la ligne de rivage est rapide entre t0 et t1, la zone comprise entre les deux positions de la ligne de rivage est soumise à une érosion subaérienne. Une fine couche de sédiments prodeltaïque est néanmoins préservée (U147 "amont"). Noter l'axe d'érosion prolongeant le canyon de l'Aude A2 qui érode complètement l'unité U147 et partiellement les unités plus anciennes. L'axe d'érosion se connecte vraissemblablement à un système fluviatile dont les traces d'érosion sont visibles sur la bathymétrie. L'unité U147 ne peut être suivie de l'amont à l'aval que dans la partie NE de la zone.
t0 correspond au début du stade isotopique 3 ; t1 correspond à la fin du stade isotopique 3 (début du stade 2) (*Cf.* figure V-2).

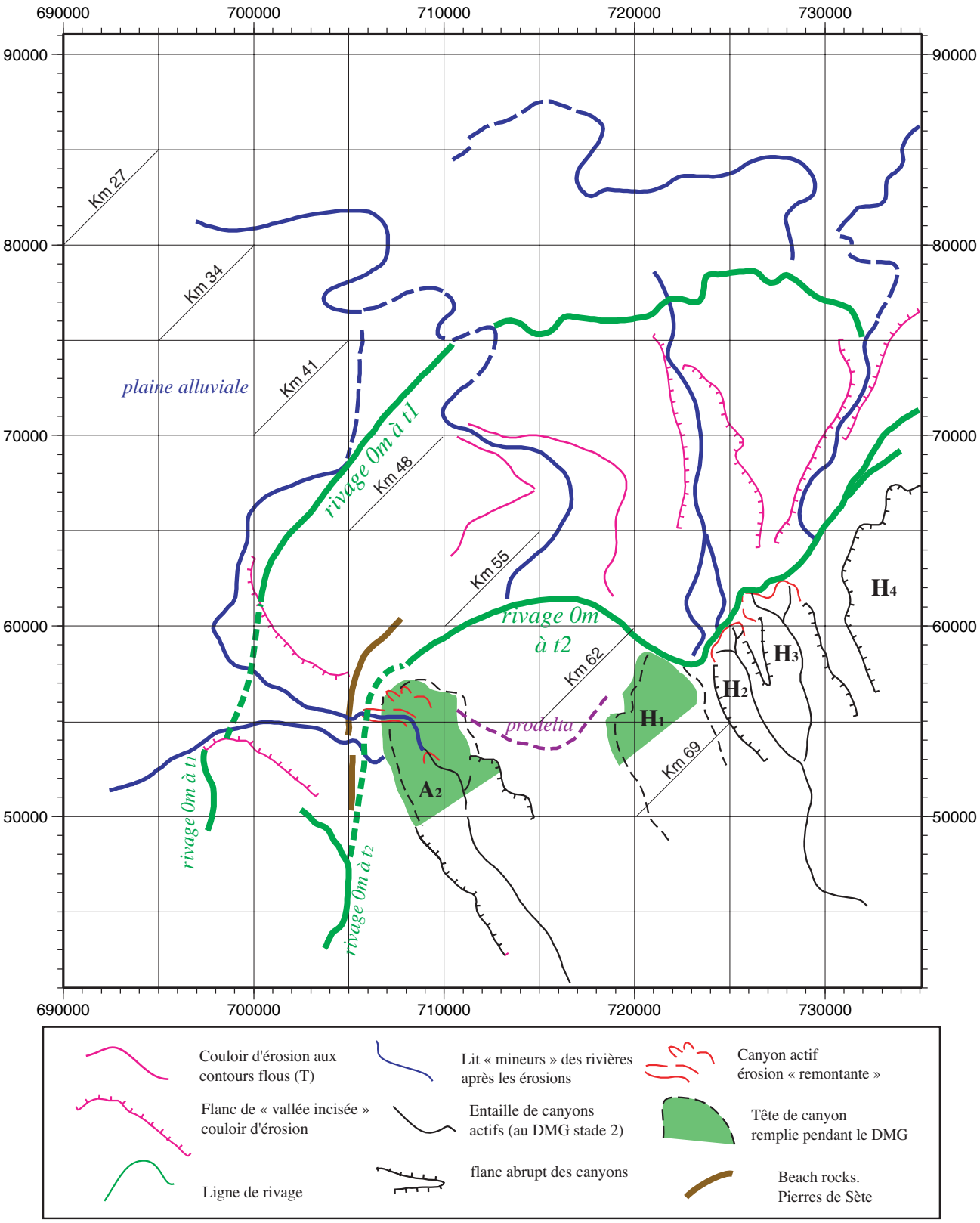


Figure V-5
Paléogéographie au début du stade 2 (t1) et autour du dernier maximum glaciaire (t2) (dépôt de l'unité U150). Les lignes de rivages sont réprésentées ; l'une à t1 (vers 25 ka), l'autre à t2 (vers 18 ka) à ce moment la ligne de rivage se situe au niveau des canyons qui influent fortement des dépôts. Le fonctionnement des canyons est variable dans le temps et l'espace. Les canyons de l'Aude (A2) et de l'Hérault (H1) voient leur tête largement comblée. Une érosion active et tardive (en début de remontée) surcreuse les dépôts du DMG (Dernier Maximum Glaciaire) (entaille de surcreusement) au sein des canyons A2, H2 et H3, H1 par contre ne présente pas de surcreusement. L'interfluve est soumise à une sédimentation prodeltaïque continue.
Les dépôts en amont de la ligne de rivage sont soumis à l'érosion subaérienne qui se marque par des incisions qui se connectent aux canyons (à l'Ouest de A2 par exemple) : ailleurs l'érosion est plus diffuse et moins intense et se concentre en couloirs.

dépôt de l'unité U150s (t1) et une ligne de rivage finale (t2) correspondant à la fin du dépôt de U150. La ligne de rivage de l'unité U147 (t0) a été positionnée à environ 5 km en amont des premiers dépôts de U147 dont la paléobathymétrie est d'environ 50 m, par analogie avec le profil de dépôt des lobes actifs du Rhône actuel (*Cf.* fig. II-28). On a représenté les zones d'apports d'après l'allure des isobathes. Les « couloirs » et les « gouttières d'érosion » sont aussi représentés, leur origine sera discutée au paragraphe D).

4. Synthèse : un motif élémentaire PI/PII d'origine glacio-eustatique

Les unités affleurantes U147-U150s-U150m-U155 représentent un motif PI/PII sédimentaire élémentaire caractérisé par des faciès sismiques et sédimentaires et des géométries en trois dimensions. Le motif élémentaire correspond à un cycle amincissement-approfondissement de la tranche d'eau (diminution-augmentation des paléobathymétries) c'est-à-dire aussi à un cycle régressif-transgressif. On schématise ce motif en coupe de la manière suivante (fig. V-6).

• Le prisme PI correspond à un niveau marin relatif plus haut (que PII) mais en phase de chute du niveau marin relatif (existence de surfaces de discontinuités internes de *downward shift*).

• Le prisme PII-PII' correspond aux dépôts de chute rapide et de plus bas niveau marin relatif. Le prisme PII', équivalent distal du prisme PII, correspond au même environnement que le prisme PI (prodeltaïque à plate-forme), on a choisi de l'appeler PII' pour tenir compte de sa période de dépôt (synchrone de PII).

• Le prisme PIII, quant à lui, correspond à un dépôt de remaniement lors de la phase de remontée du niveau marin ; il se présente sous forme d'une couche fine de sédiment (visible sur les profils 2,5 kHz) (fig. IV-3) ou localement sous forme de dunes.

On notera l'**asymétrie** particulièrement marquée du motif. La phase régressive et progradante est très développée ; la phase transgressive est par contre très réduite. Le passage du prisme PI au prisme PII-PII' (*downwardshift* des environnements de dépôts) correspond à une diminution rapide du niveau marin relatif[10] ou encore à un rapport vitesse de variation d'accommodation sur vitesse de variation d'apport sédimentaire (dA/dS) négatif correspondant à une suppression d'espace d'accommodation. Les prismes sont chapeautés par une surface marquant l'inversion de tendance (des dépôts régressifs aux dépôts transgressifs). Cette surface correspond à la surface d'érosion subaérienne reprise par la surface de ravinement. La surface à la base de PI correspond aux environnements les plus profonds, c'est la surface d'inondation maximale. Le fond de la mer actuel (sommet de PI-PII-PII'-PIII) correspond aussi à une surface d'inondation maximale (relative au moins puisqu'on ne connaît pas l'évolution future). On notera qu'à l'échelle sismique (sparker), la surface de ravinement et la surface d'inondation maximale sont confondues la plupart du temps sauf lorsque les prismes PIII existent. Dans ce cas la surface de ravinement se situe à la base du prisme alors que la surface d'inondation maximale se situe au sommet de PIII.

Les analyses sédimentologiques, micropaléontologiques, palynologiques, magnétostratigraphiques et les datations réalisées sur les carottes ont permis d'associer le prisme PI (U147) au stade isotopique 3 du dernier cycle glacioeustatique. Le prisme PII' est de son côté associé au stade isotopique 2. Le prisme PII U140 (sous l'unité U147), très localisée, correspondrait au stade isotopique 4. Les dépôts associés au stade 5, correspondent à un « plus haut niveau marin relatif » ; ils ont nécessairement été déposés dans une zone plus en amont sur la plate-forme où ils ne sont pas préservés (en tout cas à l'échelle sismique, la carotte 92K19 suggère la présence, sur la plate-forme moyenne en amont de l'unité U147 de dépôts associés au stade 5^{e}). Dans notre zone, cette période de temps est enregistrée sous la forme d'une surface condensée assimilée à une surface d'inondation maximale à la base du motif.

Le dernier motif élémentaire PI/PII présent sur la plate-forme externe du Golfe du Lion représente donc l'enregistrement géométrique des derniers 40 - 60 ka. La séquence S5 représente la partie préservée d'un cycle glaciaire/interglaciaire de 100 000 ans. Les dépôts de plus haut niveau sont déposés sur la plate-forme interne et sont en grande partie érodés par les chutes ultérieures du niveau marin relatif. La figure V-7 (en trois planches) (a, b, c, d, e, f, g, h, i) présente une reconstitution complète (en coupe), établie d'après le profil 1046 qui retrace la sédimentation sur la plate-forme au cours du dernier cycle de 100 000 ans entre le stade isotopique 6 et le stade actuel (stade 1).

[10] C'est la « surface de baisse des eaux » (CFS, 1997), on notera que cette terminologie est ambigüe

La question qui reste posée est de savoir si les variations eustatiques seules permettent de produire et de préserver cette géométrie ? On reviendra sur cette question au chapitre VI.

Retrouve-t-on ce motif en profondeur ? C'est la question que l'on aborde dans le sous-chapitre suivant.

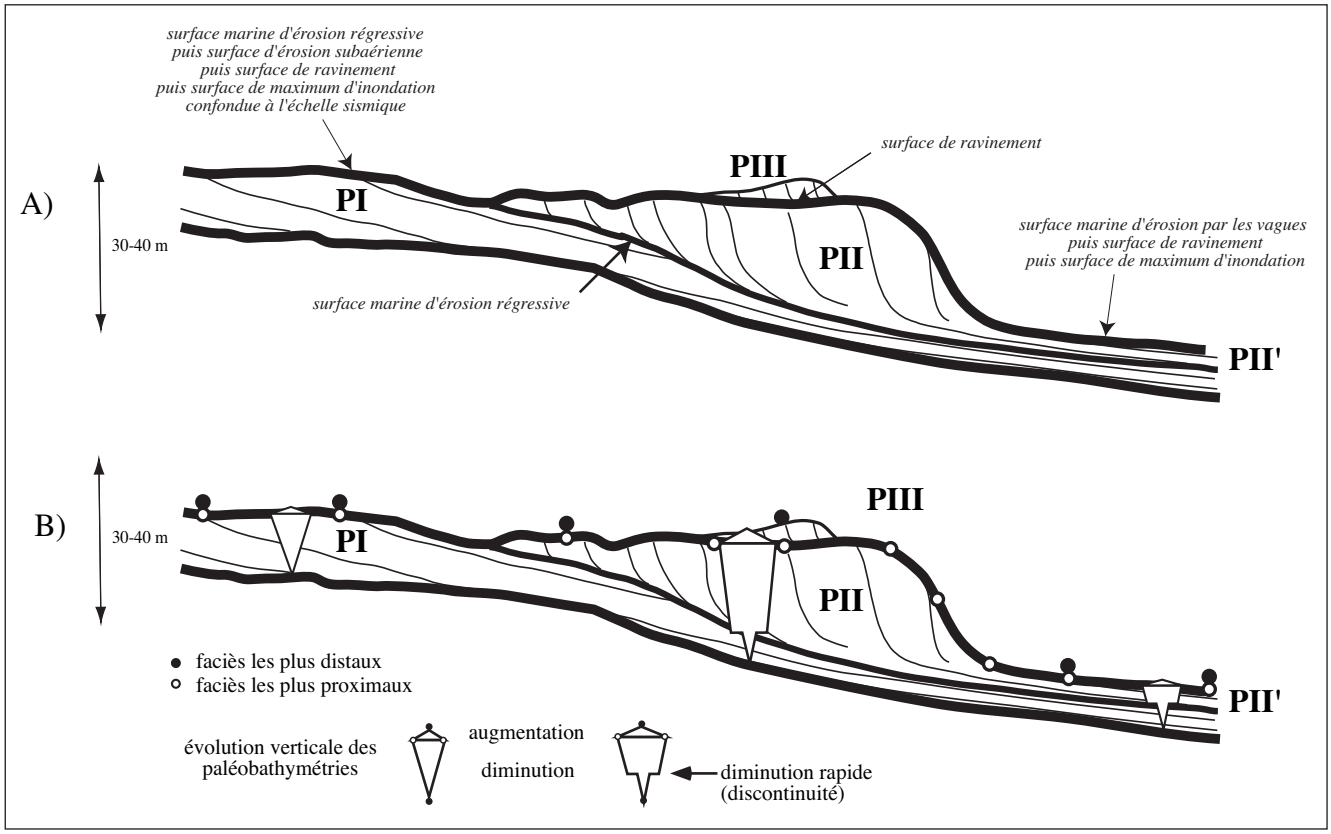


Figure V-6
Motif élémentaire de dépôt : un cycle régressif - transgressif.

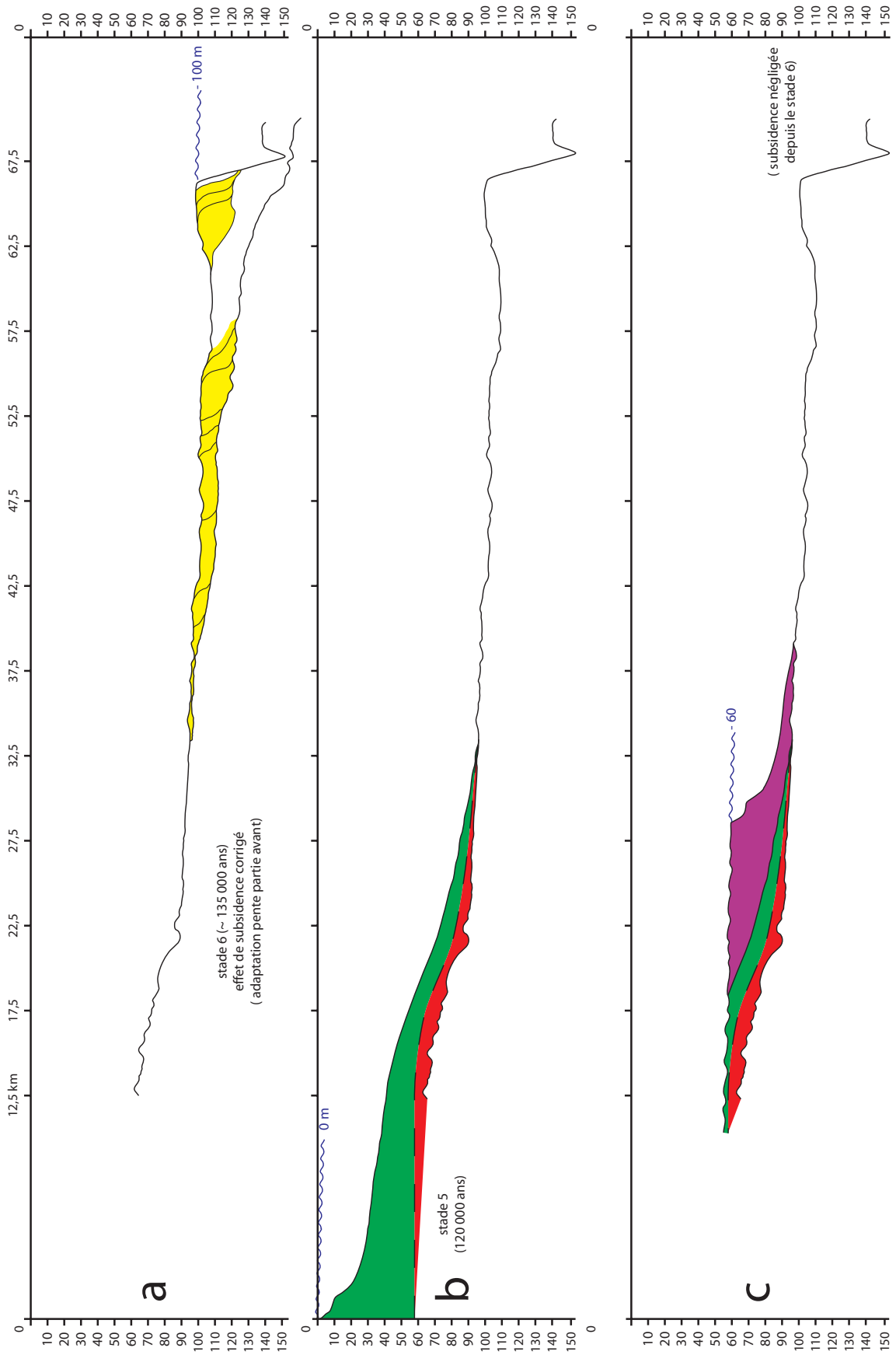


Figure V-7 (a, b et c)
Reconstitution des dépôts au cours du dernier cycle glacioeustatique.
a) stade 6 (bas niveau marin) (effet de subsidence corrigé) ; b) stade 5 (haut niveau marin) et c) début de chute du niveau marin.

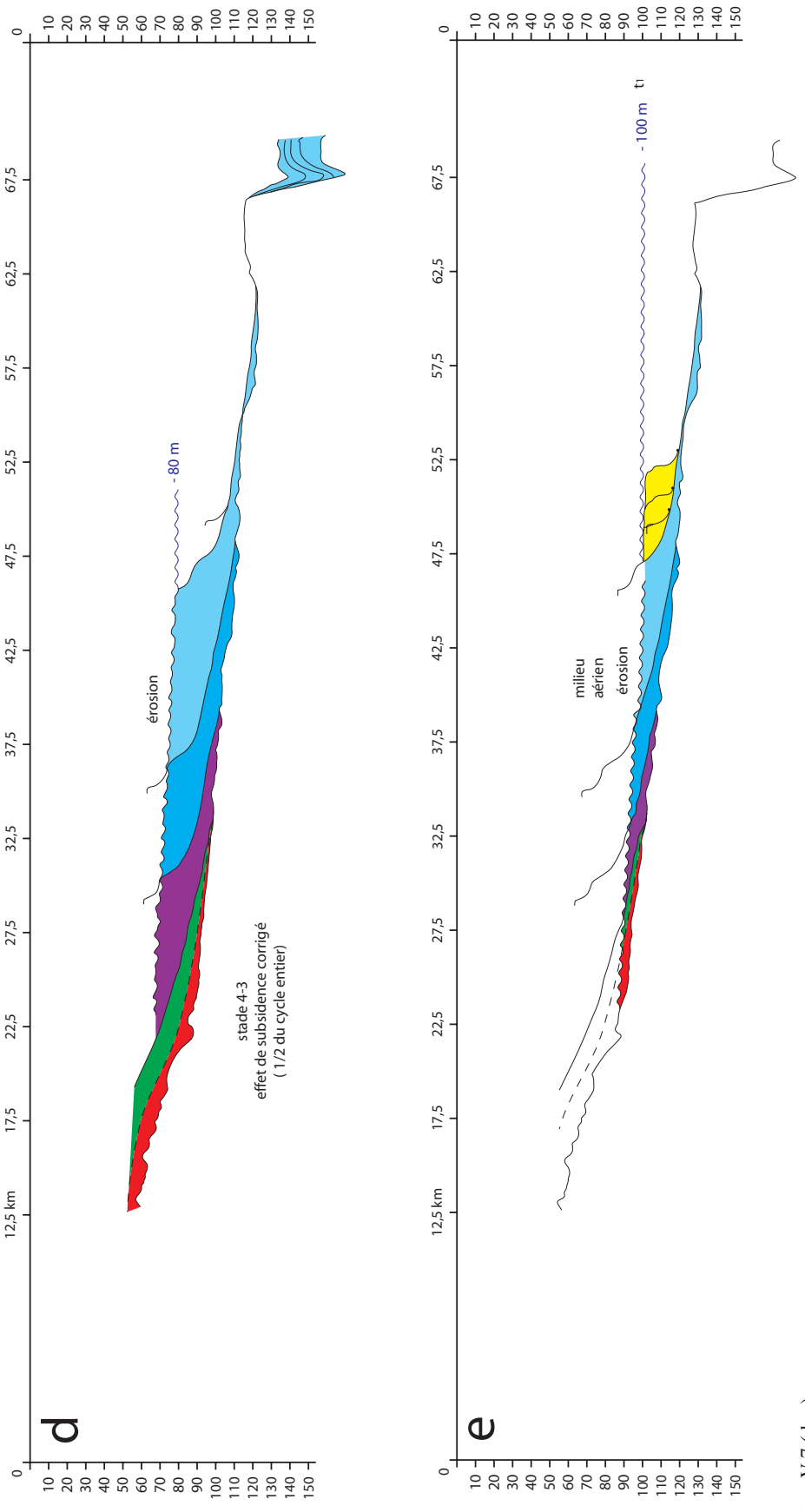


Figure V-7 (d, e)
Reconstitution des dépôts au cours du dernier cycle glacioeustatique.
d) stade 3 chute du niveau marin ; e) fin du stade 3 et début de stade 2 (chute du niveau marin).

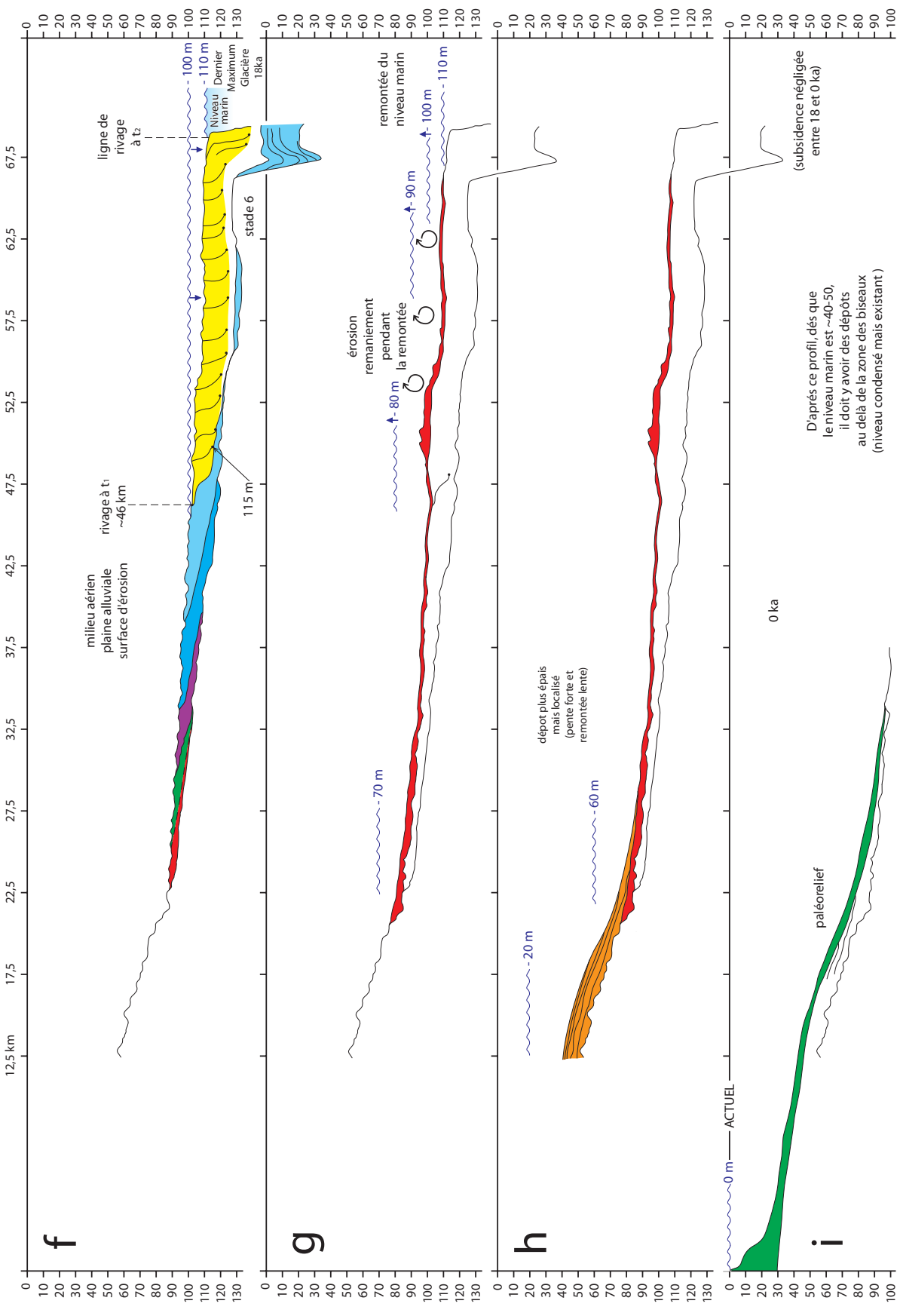


Figure V-7 (f, g, h, i)
Reconstitution des dépôts au cours du dernier cycle glacioeustatique.
f) stade 2, bas niveau marin) ; b) stade 1, début de remontée du niveau marin ; h) stade 1, fin de remontée du niveau marin et i) actuel, haut niveau marin.

B - EMPILEMENT DES COUPLES PI/PII INTERPRÉTATION DES UNITÉS ENFOUIES

1. Interprétation des environnements de dépôts

Les unités sédimentaires profondes n'ont pas été atteintes par les carottages. L'interprétation des unités en environnements de dépôt sera fondée sur les modélisations géométriques des surfaces et des corps sédimentaires en trois dimensions associées à une interprétation des faciès sismiques basée sur les corrélations lithosismiques établies pour les unités sub-affleurantes et sur le scénario de mise en place du motif élémentaire présenté ci-dessus.

a. prismes PI (argileux ou silteux) : prodelta, plate-forme ouverte

Les unités U85, U90, U75-78, U60, U50 présentent des clinoformes progradants à faible pendage (< 1°) qui sont assimilés à une lithologie silto-argileuse à argileuse. Ces unités sont analogues aux unités U147 et U150m qui ont été prélevées par nos carottes et pour lesquelles un environnement de dépôt de type prodeltaïque à plate-forme ouverte, soit une bathymétrie de dépôt supérieure à 30 - 40 m, a été suggéré. On rappelle que cette interprétation est notablement différente de celle proposée par Tesson qui propose une paléobathymétrie de 10 - 15 m pour le toit de ces unités (Tesson, Posamentier *et al.*, 2000).

b. Les clinoformes PII (sableux) : trois types

Par analogie de faciès sismique, les corps à clinoformes fortement pentus (unité progradante à fort pendage) (5 - 6°) sont assimilés, au moins dans leur partie foresets, à une lithologie sableuse. Malgré un faciès sismique identique en 2D, plusieurs types de géométries 3D bien différentes sont observés et permettent de distinguer des processus sédimentaires différents (Rabineau, Berné *et al.*, 1998).

• Les corps linéaires, de grande extension, parallèles aux isobathes, ont des directions de progradation quasi-parallèles entre elles, perpendiculaires à la direction d'allongement du corps, avec de fortes pentes (≈ 4 - 5° de moyenne, maximum 7° *Cf.* tableau en **Annexe D**). Les unités U80, U105, U110 entrent dans cette catégorie. Les caractéristiques géométriques sont analogues à celles des sous-unités U150s-1 et U150s-2 ; les unités sont interprétées de la même manière et correspondraient donc à un environnement dominé par la houle : **plage-*shoreface* supérieur et moyen** reposant de manière plus ou moins abrupte sur des dépôts progradants à faible angle à la faveur d'une régression forcée (chute du niveau marin relatif).

• Les corps à géométrie lobée ont une extension latérale limitée, des pendages forts mais des directions de progradation divergentes. Il s'agit des uni-

tés U130 ; U140 dont la géométrie est assez semblable à celle de l'unité U150s-3 et correspondrait à un **lobe deltaïque** faiblement remanié par les vagues.

• Les corps en remplissage d'incisions ont une faible extension et se biseautent vers l'amont et vers l'aval ; leurs pendages ont de fortes valeurs mais des directions de progradation complexes : il s'agit de l'unité U140. Le faciès sismique fortement pentu à chaotique suggère un remplissage sableux. L'importance et l'allure de l'incision (NW-SE, approfondissement de l'incision vers l'aval) amènent à penser à un creusement d'origine fluviatile. Cependant, l'incision (et son remplissage) est très limitée ce qui ne va pas dans le sens d'un réseau fluviatile bien établi et pérenne. On peut imaginer un surcreusement local d'un système fluviatile à la faveur (1) d'un ressaut topographique (2) d'une confluence de plusieurs bras fluviatiles.

La géométrie du corps en remplissage de l'incision conduit à une inversion de relief : le toit de l'unité U140 est « bombé » et présente une « marche » vers le nord-est. L'unité de remplissage forme une sorte de lobe à pendages forts et divergents (figure pendages en annexe) impliquant une progradation vers le N-NE (et non « vers le large » comme l'indiquent Tesson et Gensous[11]). La direction de progradation est perpendiculaire à la direction d'incision (NW-SE). Cela implique un découplage complet entre la phase d'incision et la phase de remplissage. On aurait donc (1) une incision fluviatile (2) remplissage par un lobe deltaïque sableux remplissant une dépression antérieure. Cette géométrie exclut d'ailleurs l'interprétation en « dépôts de débordement » proposée par (Tesson et Gensous, 1998a).

L'utilisation des géométries pour l'interprétation des environnements et des processus amène la question suivante : Les limites de l'unité U140 sont-elles intrinsèques ou dues à l'érosion ultérieure ? En 1998, nous proposions que les limites amont et aval soient surtout dues à l'érosion ultérieure de l'unité (Rabineau, Berné *et al.*, 1998). Le dépouillement de l'ensemble des profils et la réalisation de cartes isobathes détaillées a, depuis, mis en évidence l'existence d'une marche de forme sigmoïdale à l'extrémité de l'unité vers l'est, qui traduit plutôt une limite de dépôt préservée, accentuée par l'effet de compaction différentielle[12].

Dans tous les cas, les prismes PII nous indiquent la position approximative d'une paléo-ligne de rivage à un moment donné. Une structure de morphologie analogue aux Pierres de Sète (sables de plage cimentés) semble exister au toit d'une unité ancienne (D20) non cartographiée ici (fig. V-9).

c. Les dunes PIII

Ce type de structures apparait au toit de l'unité U150s de manière discontinue ; nous les avons interprétées comme des dépôts transgressifs remaniant le matériel des prismes PII. Ces structures dunaires sont encore plus rarement observées pour les unités enfouies ; cela peut s'expliquer par le fait que les dépôts transgressifs antérieurs ont été érodés lors de la phase régressive de la séquence qui suit la transgression. On trouve néanmoins quelques traces de remaniements créant des reliefs dunaires en particulier au toit de l'unité U80 et au toit de l'unité U130 (fig. III-23). Nous pensons que l'unité U145, surmontant l'unité U130, correspond aussi à un corps sableux transgressif étant donné sa nature discontinue et sa faible épaisseur (fig. III-39).

d. Le faciès « vagues migrantes » : un faciès prodeltaïque PI

L'existence des structures liées au faciès « vagues migrantes » pose plusieurs problèmes. Outre la question du mécanisme à l'origine de ces structures, la question est de savoir si son apparition correspond à une paléobathymétrie particulière et à quelle lithologie elles sont associées.

Le faciès à vagues migrantes le mieux développé correspond à celui de l'unité U100 qui a été présenté au chapitre III. Malheureusement cette unité n'a pas pu être échantillonnée : la nature des sédiments correspondant à ce faciès est donc inconnue.

L'existence du même faciès sur d'autres unités, en particulier au sein de l'unité U150m suggère une lithologie silto-argileuse et une paléobathymétrie de l'ordre de 40 m au sein d'un environnement prodeltaïque. Des vagues migrantes similaires développées sous faible profondeur d'eau (40 m) ont été décrites par (Trincardi et Normark, 1988) sur le prodelta de Tibre. On notera aussi qu'Aloïsi (Aloïsi, 1986, p.52) décrit sur le prodelta actuel du Rhône des « bourrelets de forme asymétrique généralement subhorizontaux dans le partie amont et médiane et se terminant vers l'aval par une pente frontale abrupte », mais dont la structure interne n'est pas discernable à cause du phénomène d'écran acoustique ; la description morphologique suggère néanmoins l'existence d'un phénomène équivalent.

Nous discuterons de l'origine de ce faciès (structurale ou sédimentaire) dans le sous-chapitre D.

[11] « Le membre supérieur (de l'unité intercalée de type 3) progade vers le large avec de forts angles de pendage des réflecteurs » (*Cit.*) (Tesson et Gensous, 1998a).

[12] Les sables se compactent moins que les argiles.

2. Reconnaissance du motif

On a identifié au cours du pointé sismique un certain nombre d'unités correspondant à des prismes PI et PII se succédant de l'amont (PI) vers l'aval (PII) et constituant un motif élémentaire de dépôt horizontal (couple PI/PII) (*Cf.* chapitre III). Dans notre zone, les prismes PI de faibles pendages « silto-argileux » sont déposés préférentiellement aux extrémités en amont (ouest et nord) et en aval (sud et est) et surtout dans les zones septentrionales et méridionales de la zone d'étude. Les unités « sableuses » (prismes PII) sont par contre déposées préférentiellement dans la partie centrale de la zone, surtout au nord du canyon de l'Aude. D'après notre interprétation des environnements de dépôt, les prismes PII sont plus proximaux (littoraux) que les prismes PI (prodeltaïques) ; les prismes PII représentent la meilleure approximation de la position de la ligne de rivage au cours du temps. C'est donc dans cette zone centrale que nous allons décrypter l'empilement du motif élémentaire (PI/PII), en se basant sur l'allure et la position des prismes PI et PII successifs. Cette analyse permettra de reconstituer la migration de la ligne de rivage et les variations du niveau marin relatif associées. On présente sur les figures V-8 et V-9, deux profils caractéristiques de cette zone centrale où les prismes PI et PII ont été identifiés. Le tableau V-1 représente une estimation des rapports dA/dS (*Cf.* chapitre I) pour chacune des unités.

a. Répétition « classique » du motif

Le profil 1036 montre que l'on retrouve bien notre motif (fig. V-9) :

• Sous la surface D30, il est constitué de l'unité U50 (PI) et de l'unité U55 (PII) disposée très en aval.

• Entre D30 et D40, il est constitué de l'unité U60 (PI) et de l'unité U65 (PII). On notera que dans cette association, le prisme PII semble comprendre deux éléments, un prisme disposé très en aval sur l'interfluve Aude-Hérault et un prisme situé plus en amont qui est plus ou moins discontinu.

• Entre D40 et D50, il est constitué de l'unité U75-78 (PI) et de l'unité U80 (PII).

• Au sommet, sous D70, il est constitué de l'unité U147 (PI) et de l'unité U150 (PII).

La reconnaissance de ce « motif » suggère des mécanismes (« régressions forcées ») et des durées de phénomènes (cycles de 100 000 ans) équivalents à ceux décrits précédemment (*Cf.* sous-chapitre A) mais une analyse détaillée reste nécessaire. La figure V-10 montre la position en carte des limites des prismes PII successifs.

b. Motif « anomal »

Entre D50 et D60, l'organisation des unités sédimentaires semble plus compliquée (fig. V-11). On observe quatre prismes PI bien distincts (U85, U90, U100 et U129). Le prisme PI (U85) est situé dans la partie N-NE, le prisme PI (U90) est situé dans la partie en amont et à l'ouest de la zone. Au-dessus de U85, dans la partie distale, deux autres prismes PI se superposent (U100 et U129). Plusieurs prismes PII bien distincts ont aussi été identifiés (U95-U110-U130-U135).

Comment interpréter cette succession ? L'une des difficultés est que ces unités sont déconnectées dans l'espace ; en schématisant on trouve sur les profils NWSE des unités bien circonscrites dans la partie amont et d'autres bien circonscrites dans la partie en aval. Entre les deux, ces unités se biseautent sur la surface D50 (qui présente une forte topographie). La corrélation amont-aval n'est donc pas directe, la correspondance exacte entre les unités est donc difficile à définir. Or, on rappelle que plusieurs unités peuvent être synchrones et déconnectées (au moment du dépôt ou à posteriori) ; il convient donc de hiérarchiser les unités pour en faire un motif PI/PII significatif.

L'analyse des géométries des prismes PII (U95-U110-U130) (*Cf.* chapitre III et cartes isobathes et isopaques en Annexe), montre qu'ils se succèdent horizontalement dans l'espace (ils ne s'empilent pas verticalement) ; leur toit se situe à une profondeur voisine, légèrement « descendante » d'une unité à l'autre (moins de 10 m). **Les différents prismes individualisés représentent donc des sous-unités du motif élémentaire** (à l'instar des sous-unités U150s-1, U150s-2 et U150s-3 identifiés pour la séquence supérieure).

Les prismes PI U85 et U90 représentent aussi des sous-unités du motif élémentaire associées à des sources d'apports différentes (respectivement du nord et de l'ouest).

Par ailleurs, sur les profils au nord de la zone, on observe une continuité entre les unités U95 et U100. Le prisme PI U100 est l'équivalent distal prodeltaïque du prisme PII U95 (*Cf.* discussion sur l'origine du faciès « vagues migrantes »). Les unités U95 et U100 sont donc synchrones (fig. V-12).

L'ensemble des sous-unités décrit donc aussi un couple PI/PII. PI est représenté par U85-U90 et PII par U95-U110-U130. La surface au toit des unités U90-U95-U110-U130 (D60) est équivalente aux discontinuités Di précédentes (fig. V-8). On notera que l'angle entre D50 et D60 (dans la partie amont) qui mesure l'effet d'une subsidence différentielle est du même ordre de grandeur que celui des autres motifs (1,4 %).

Les unités comprises entre D50 et D60 constituent donc un couple PI/PII, c'est la séquence de dépôt S4. La période de temps qui y est associée est, *a priori*, du même ordre de grandeur que celle du motif élémentaire , les différents prismes individualisés représentent[13] des sous-unités du motif élémentaire et seraient associés à des variations secondaires (d'amplitude et de durée moindres) du niveau marin relatif.

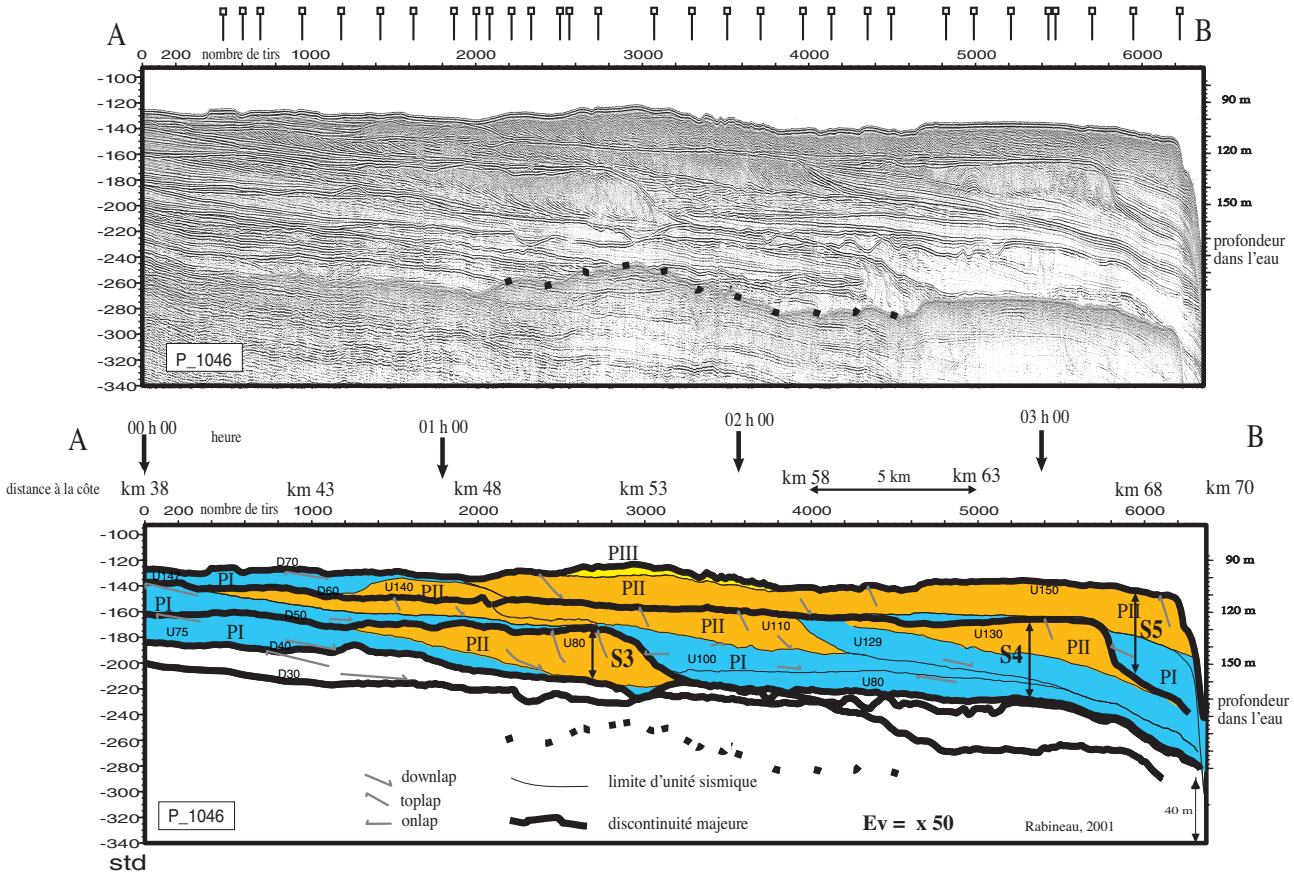


Figure V-8
Identification des prismes PI (bleu) - PIII (jaune).

[11] Dans les conditions les plus simples, c'est-à-dire en considérant une subsidence et une quantité d'apport constante au cours du temps.

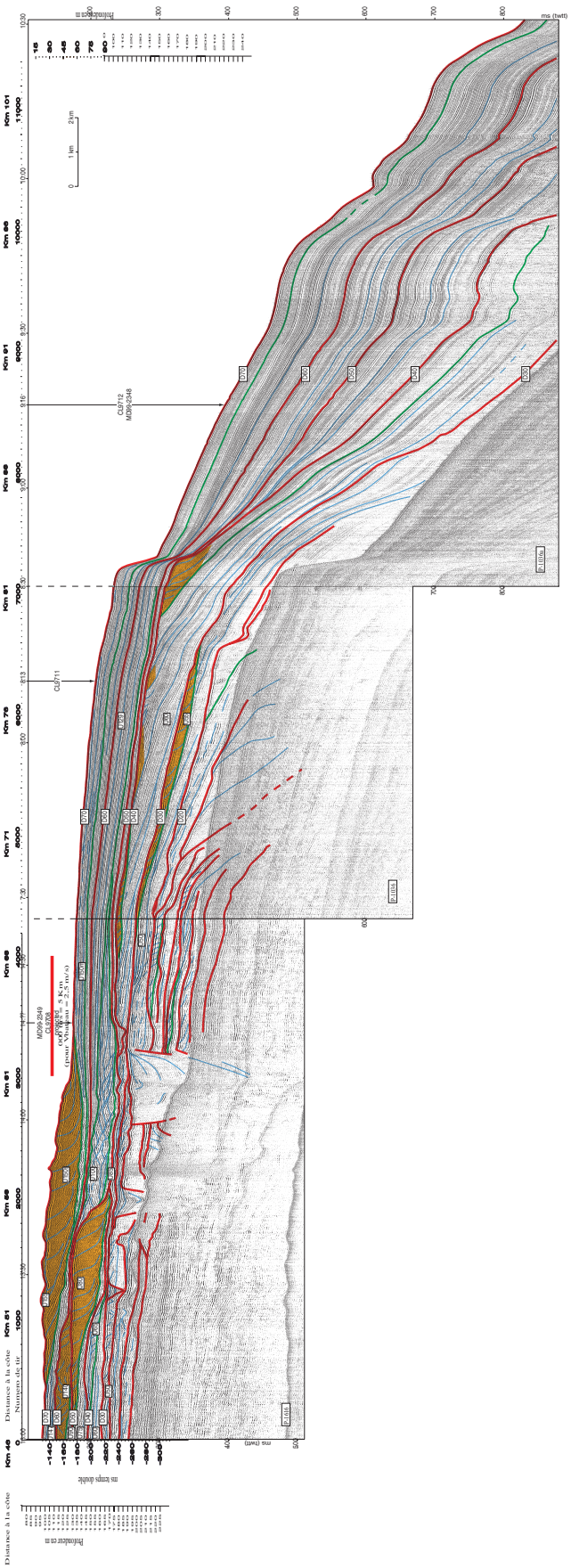


Figure V-9
Interpétition du profil 1016-1036. Identification des discontinuités supérieures. Les prismes PII sont coloriés en orange. Noter la polongation dans discotinuités sur la pente continental au niveau de interfleuve Aude/Hérault. (Position du profil sur le plan de position en Annexe G). (Le profil est présenté en grand en Annexe B).

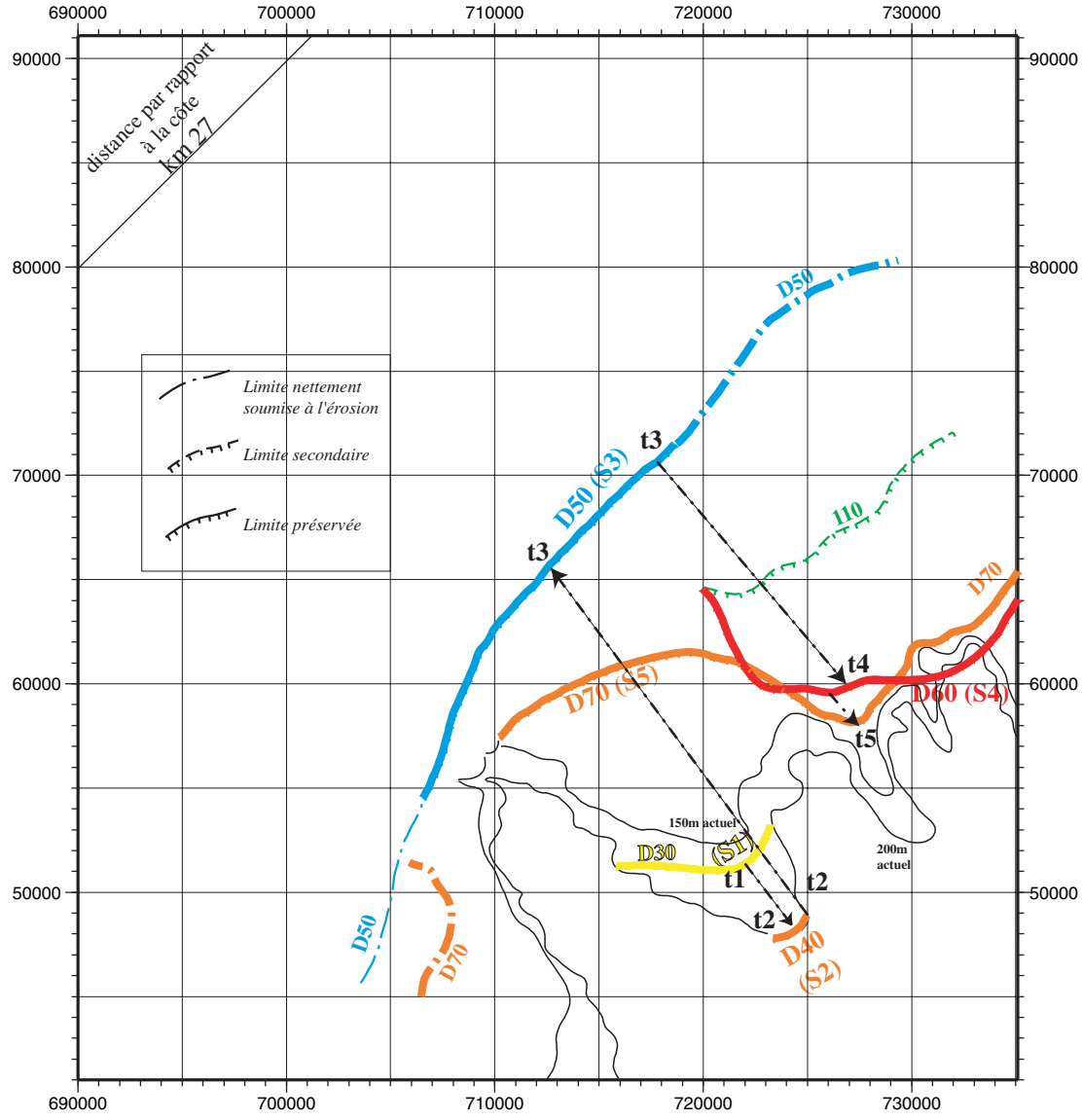


Figure V-10
Cartographie en plan des limites de progradation maximales des prismes PII associés aux séquences S1 à S5. Ces limites représentent une bonne approximation de la position de la ligne de rivage au maximum de bas niveau des séquences successives. On notera la nécessité de l'analyse en trois dimensions des séquences (la totalité des prismes n'étant pas visible sur un seul profil sismique). t1 à t5 correspondent à l'âge des bas niveaux des séquences S1 à S5.

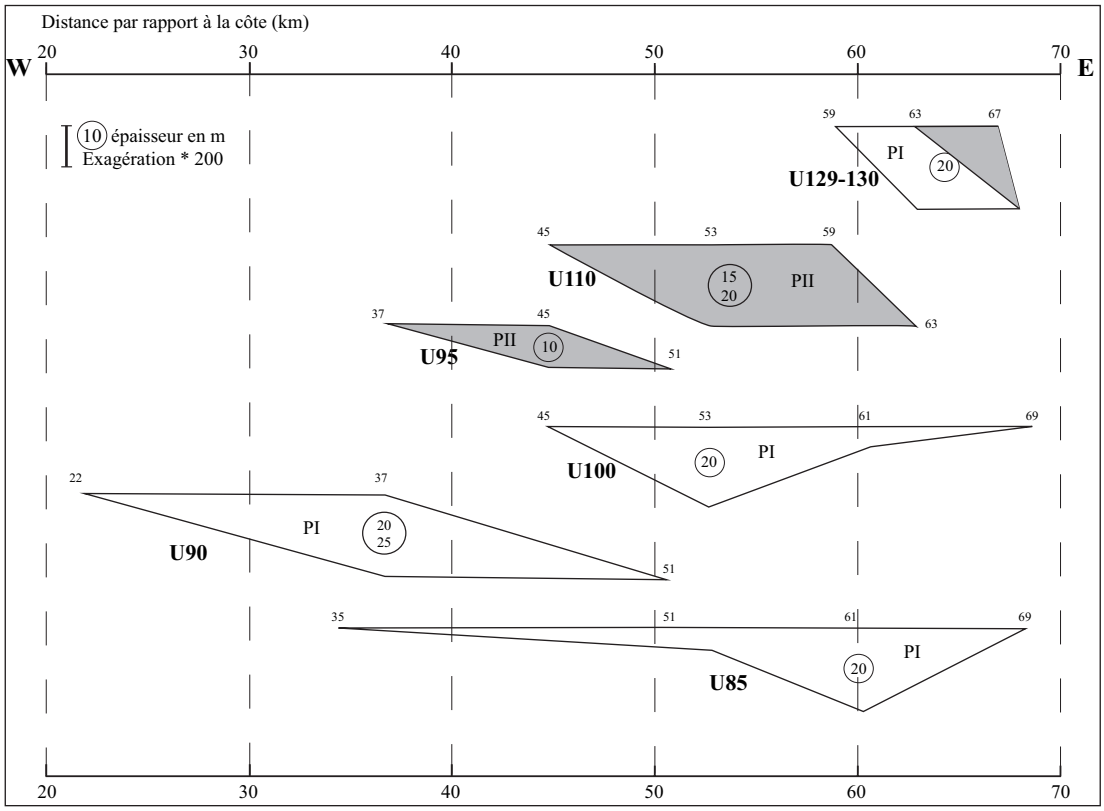


Figure V-11
Architecture des unités U85 à U140 selon la direction WE. Les distances sont mesurées par rapport à la côte. Les prismes PII sont en gris.

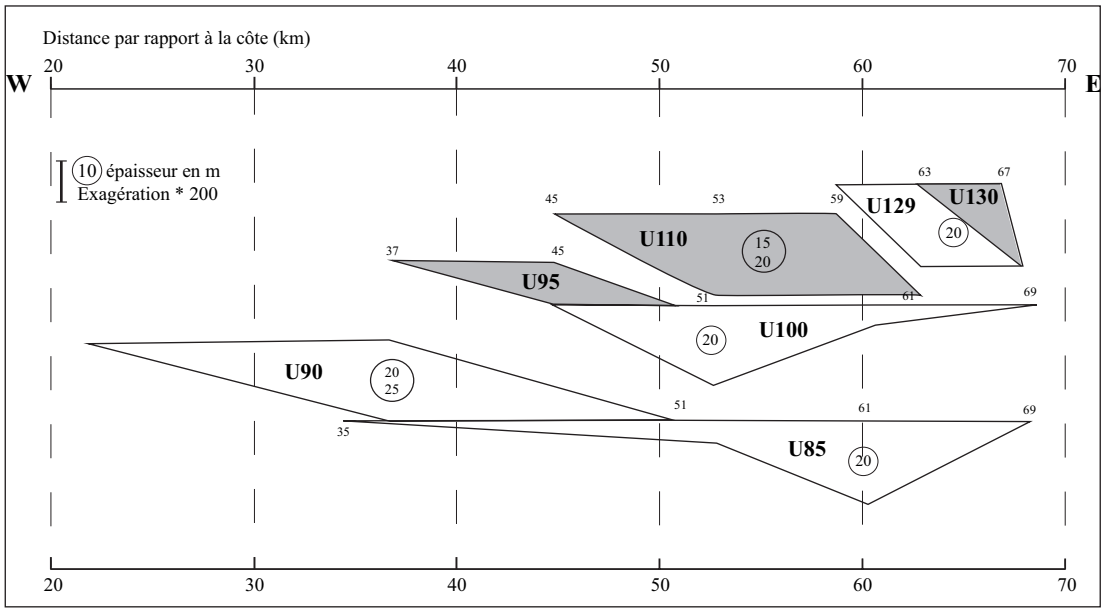


Figure V-12
Regroupement des sous-unités synchrones.

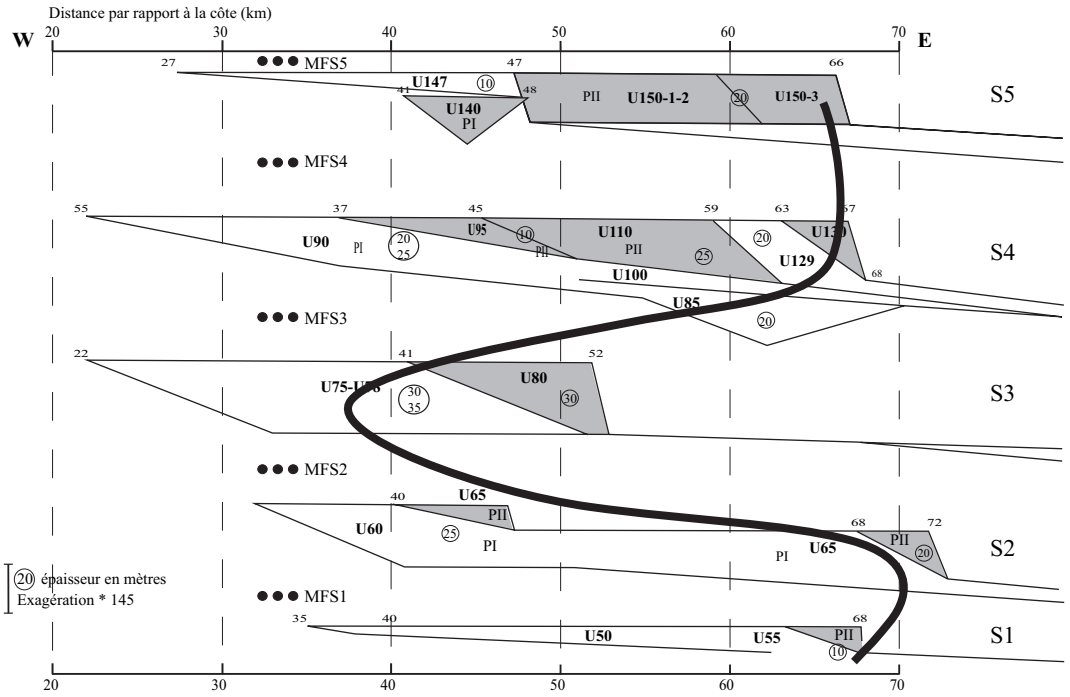


Figure V-13
Architecture des séquences de dépôts S1 à S5. Les distances sont mesurées par rapport à la côte. PI = prisme de type 1, PII = prisme de type 2 (en grisé).

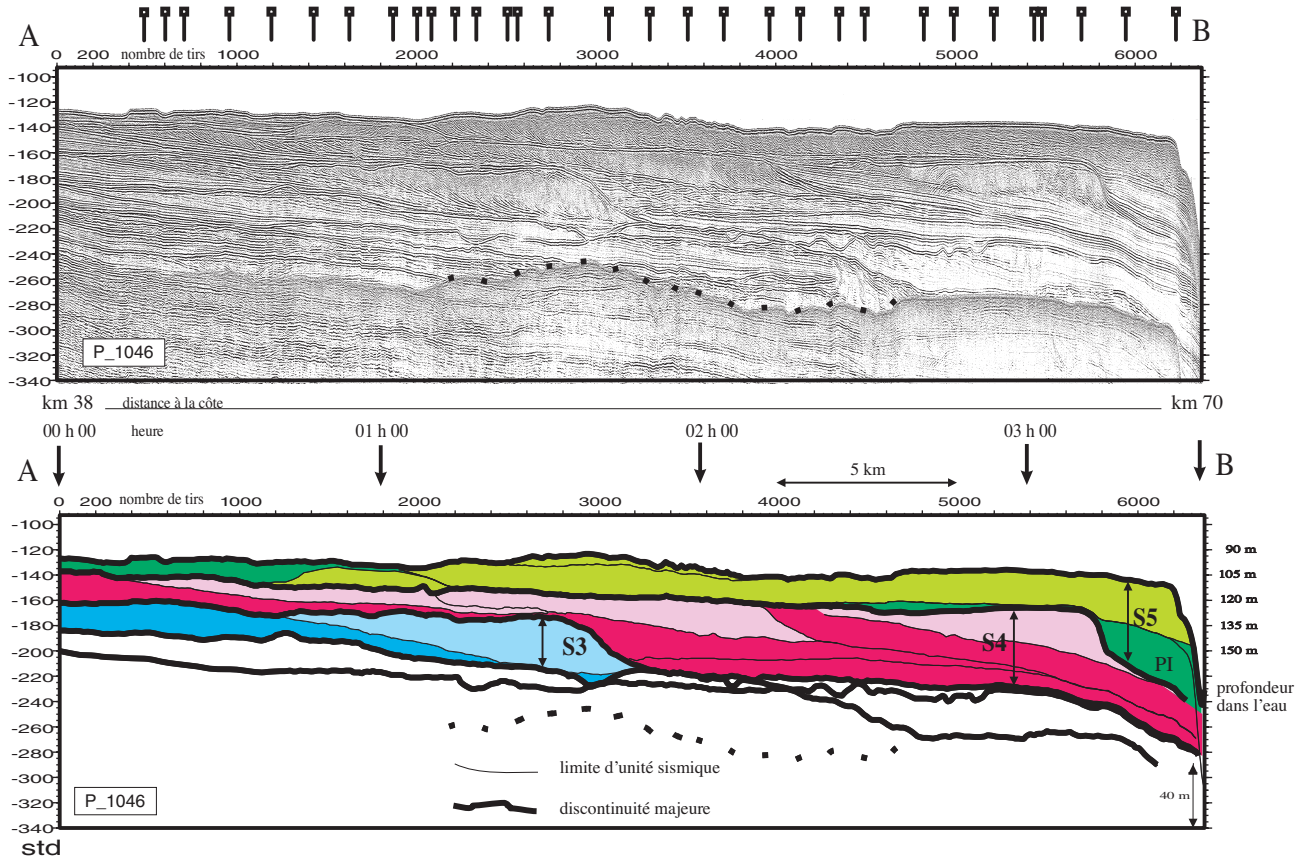


Figure V-14
Les trois séquences supérieures S3, S4, S5. Chacune des séquences est constituée du motif élémentaire PI (couleur foncée - milieu prodeltaïque à marin ouvert) et PII (couleur claire - littoral).

3. Analyse de l'empilement, superposition des ordres de séquences, distorsion du motif

On a mis en évidence 5 séquences (régressive-transgressive ; progradante-rétrogradante) superposées nommées de bas en haut S1 à S5. La figure V-14 met en évidence les trois séquences supérieures (S3, S4, S5) (fig. V-14).

Dans ce qui suit on parlera de séquences et de cycles de dépôts de différentes fréquences d'après l'observation des mouvements de la ligne de rivage ce qui n'indique en rien les paramètres à l'origine de ces cycles (subsidence, eustatisme ou apports…).

a. Superposition des ordres de séquences

• Cycle haute fréquence

Les séquences S1 à S5 sont associées à 5 cycles régressifs-transgressifs à priori du même ordre de grandeur, que l'on appellera cycles à haute fréquence. Entre chacune des séquences, l'on identifie une surface d'inondation maximale MFS1 (au-dessus de S1) à MFS5 (au-dessus de S5). Le dernier de ces cycle (S5) a été associé à la partie préservée d'un cycle glacioeustatique de 100 000 ans.

• Cycle moyenne fréquence

L'organisation spatiale des séquences, la position de leur centre de dépôt sur la plate-forme et la limite d'extension des prismes PII met en évidence une hiérarchisation de l'enregistrement stratigraphique avec plusieurs niveaux d'imbrication. Le diagramme pseudo-chronostratigraphique réalisé selon une direction W-E (fig. V-13) montre ainsi un décalage des séquences de dépôt vers le continent (*landward stepping*) puis vers le bassin (*seaward stepping*). Cette organisation correspond à l'enregistrement d'un grand cycle transgressif-régressif d'ordre supérieur dont la phase transgressive est constituée des séquences S1-S2-S3 et dont la phase régressive est constituée des séquences S3-S4-S5. Ce cycle transgressif-régressif d'ordre inférieur que l'on appellera cycle moyenne fréquence, se superpose aux cycles hautes fréquences à l'origine de chaque motif élémentaire.

Quelle est l'origine de ce cycle transgressif-régressif ? La reconnaissance du cycle transgressif-régressif d'ordre inférieur est basée sur la migration entre deux séquences successives du système sédimentaire (position de la ligne de rivage et localisation des centres de dépôts). L'on ne peut pas passer, *à priori*, directement de ce cycle transgressif-régressif (ou des surfaces RS-MFS) à un cycle de variation du niveau marin relatif de moyenne fréquence.

Plusieurs hypothèses peuvent être formulées :

(1) Le cycle correspond à un cycle de variation du niveau marin relatif de plus basse fréquence.

(2) Le cycle est l'expression d'une dissymétrie des cycles de variations à hautes fréquences du niveau marin relatif (variation de l'ampleur des chutes) (fig. V-15).

(3) Le cycle traduit des variations de taux d'érosion et d'apports sédimentaires ou de durée des cycles hautes fréquences.

Dans l'hypothèse (3) une diminution des apports de S2 à S3 par exemple pourrait expliquer le retrait de la ligne de rivage. Cependant, cette hypothèse n'explique pas pourquoi la séquence S3 est plus épaisse.

L'un des problèmes pour trancher entre les hypothèses (1) et (2) est lié à l'enregistrement partiel du cycle transgressif-régressif. En effet, l'ampleur des transgressions n'est pas accessible dans notre enregistrement (les séries se biseautent vers 80 m de profondeur, les dépôts de haut niveau marin relatif ne sont pas préservés et l'on ne dispose pas d'information sur les paléobathymétries des séquences anciennes). Les mouvements observés pourraient donc être le reflet des hypothèses (1) ou (2). La limite amont des séquences ne caractérise donc pas l'ampleur de la transgression mais la limite de préservation.

Où se positionne la surface d'ennoiement maximum résultant de la superposition des cycles ? Dans l'hypothèse (1), en fonction du mode de superposition des cycles de variation du niveau marin relatif on peut avoir une seule et unique surface d'ennoiement maximal ou deux surfaces d'ennoiement maximum distinctes et équivalentes (fig. V-16). L'organisation des séquences de dépôt, sur les profils, et en particulier l'existence d'une séquence unique en position amont (S3) correspond plutôt au cas b), ce qui impliquerait donc que les surfaces MFS2 et MFS3 soient équivalentes à l'ordre n+1 (haute fréquence) comme à l'ordre n (moyenne fréquence).

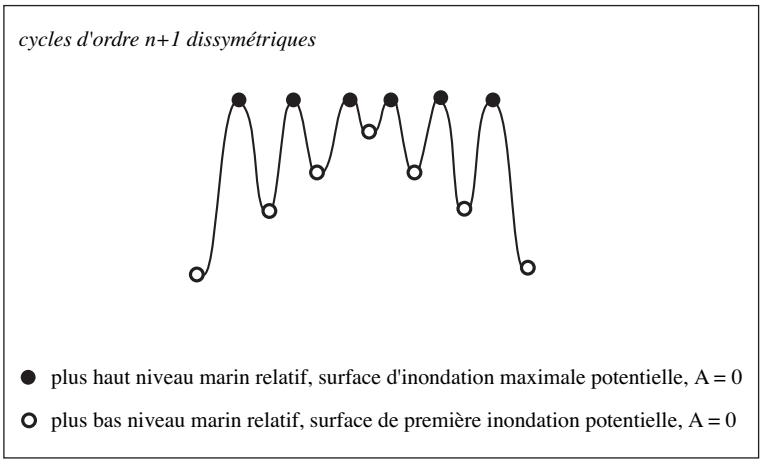


Figure V-15
Cycles dissymétriques.

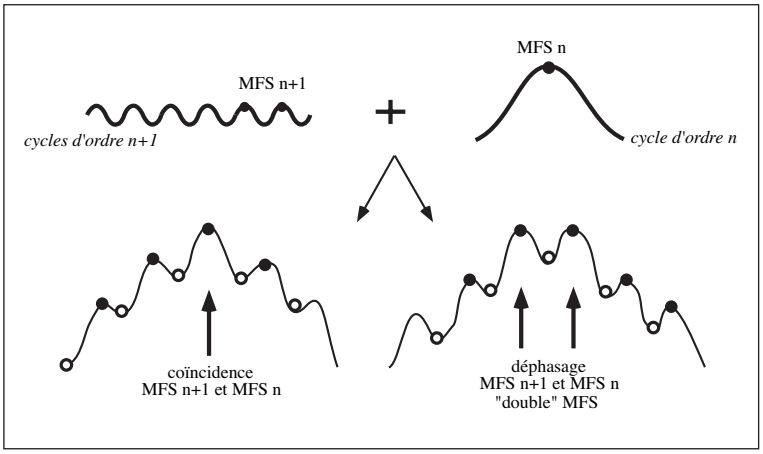


Figure V-16
Différentes possibilités de superposition des cyclicité, en fonction du dephasage des cycles d'ordres différents.

• Cycle basse fréquence

L'empilement de plus de 200 m de sédiments dont le milieu de dépôt correspond à une paléobathymérie qui ne dépasse pas ≈ 50 m à 100 m sur la plate-forme externe montre que la série ne peut pas correspondre au comblement progressif d'une paléotopographie. Une création permanente d'accommodation est nécessaire, elle est différentielle dans l'espace : nulle au niveau du biseau amont des séquences, elle augmente vers le large et est vraisemblablement liée au régime de subsidence (*s.l.*) de la marge. La subsidence agit préférentiellement vers l'aval sous la forme d'un léger basculement dans cette direction (*Cf.* chapitre VI).

• Cycle très haute fréquence

Les sous-unités du motif élémentaire PI/PII représentent un autre ordre d'organisation des dépôts. La question se pose de la principale cause à leur origine. *A priori* plusieurs origines sont envisageables (eustatisme ou apports). On tentera de résoudre cette question à l'aide des simulations stratigraphiques (chapitre VI) après avoir décrit quelques aspects de leurs mécanismes de dépôt.

b. Distorsion des séquences

• Un partitionnement volumétrique

Les séquences hautes fréquences témoignent d'un **partitionnement volumétrique exacerbé car seule la phase de progradation des environnements marins de chacune des séquences est préservée sur la plate-forme.** La phase de rétrogradation est représentée par des niveaux condensés (et quelques formes dunaires) alors que l'essentiel du volume de sédiment préservé est compris dans des structures progradantes. Plusieurs paramètres peuvent être invoqués pour expliquer cette observation : une plate-forme plane et peu pentue induit un ennoiement extensif et rapide de la plate-forme (cela est proposé dans le modèle de Helland-Hansen par exemple *Cf.* chapitre I) et/ou un effet de seuil des vitesses de transgressions, trop rapide pour permette le dépôts de paraséquences sur la plate-forme et l'on sait que les cycles glacio-eustatiques sont particulièrement rapides (*Cf.* chapitre II).

Peut-on expliquer les variations d'épaisseurs des séquences de haute fréquence ?

La partie transgressive du cycle de moyenne fréquence montre une augmentation de l'épaisseur des séquences. S1 a des prismes PII d'épaisseur maximale de 10 m. S2 a des prismes PI et PII d'épaisseur maximale de 25 et 20 m respectivement. S3 a des prismes PI et PII d'épaisseur maximale de 35 et 30 m respectivement. D'autre part c'est aussi la séquence S3 qui présente la meilleure préservation de la partie « *topsets* » des clinoformes sigmoïdes. Cette meilleure préservation pourrait caractériser la position particulière de la séquence S3, autour du maximum d'inondation du cycle de moyenne fréquence, c'est-à-dire encadrée par la MFS dédoublée (MFS2 et MFS3).

Si l'on se base sur les prismes PII au sein de la phase régressive du cycle de moyenne fréquence, on observe une diminution de l'épaisseur de 30 m pour la séquence S3 à 25 m pour la séquence S4 et à 20 m pour la séquence S5.

On notera que cette observation est différente du principe de distorsion du signal haute fréquence classiquement décrit en stratigraphie génétique[14] (*Cf.* chapitre I). Ici, c'est la phase régressive de S3 qui est la mieux préservée au maximum de transgression du cycle de moyenne fréquence.

• Une distorsion d'inversion

La séquence S4 est surdéveloppée par rapport aux autres séquences, elle présente un motif « anomal ». Comment expliquer cette géométrie ? On note que la séquence S4 est la première séquence développée après la période d'ennoiement maximal du cycle basse fréquence. L'inversion de tendance du cycle de moyenne fréquence a induit un décalage des centres de dépôts vers le continent et donc un déficit de dépôt dans la partie distale, alors que la subsidence continue, *à priori* de jouer. La préservation de la paléotopographie de S3 joue aussi un rôle dans l'expression de la séquence S4. Dans tous les cas, le double effet de la topographie et de l'excès

[14] Il est communément admis que dans un demi-cycle transgressif d'ordre n les régressions n-1 sont de moins en moins fortes et de moins en moins bien exprimées, les transgressions sont de plus en plus fortes et bien exprimées. Dans le demi-cycle régressif d'ordre n, les régressions de plus en plus fortes et de mieux en mieux exprimées, les transgressions de moins en moins fortes et moins bien exprimées. Ici c'est uniquement la phase régressive n-1 des séquences qui est enregistrée (*Cf.* chapitre I).

d'espace réellement disponible permet l'individualisation de sous-unités épaisses et originales.

• Quelle est la signification des angles des biseaux en amont des séquences ?

Si l'on fait l'hypothèse d'un taux de subsidence constant et responsable de l'empilement vertical des séquences et des biseaux en amont alors l'angle d'inclinaison des surfaces par rapport à l'horizontal est proportionnel à l'âge de chacun des cycles correspondants. (On détaillera cette approche dans le chapitre VI pour évaluer un taux de subsidence de la marge).

• Influence du point de basculement de la plateforme

Si le niveau marin monte très au-dessus du point de basculement : les stades initiaux de la progradation ne seront pas préservés puisqu'il n'y a de l'espace supprimé les dépôts sont complètement repris lors de la chute. L'ampleur de la préservation des dépôts de haut niveau dépendra de la quantité d'apport et des vitesses de progradation du rivage. Par contre, si le niveau marin est monté moins haut, les stades les plus hauts peuvent être mieux préservés.

En résumé, quatre ordres de grandeurs de cycles de variations du niveau relatif de la mer sont proposés. Les cycles très hautes fréquences, qui constituent les sous-unités du motif élémentaire (une composante autocyclique pouvant y jouer un rôle). Les cycles hautes fréquences représentés par le motif élémentaire de dépôt défini dans la première partie du chapitre. Le dernier de ces cycles (S5) est associé à un cycle glacioeustatique de 100 000 ans. Un cycle moyenne fréquence (transgressif-régressif) qui caractérise l'empilement du motif sédimentaire (S1 à S5) et un « cycle » basse fréquence qui crée l'espace disponible à la préservation des séquences successives.

Par analogie avec le motif élémentaire affleurant les séquences S1 à S5 pourraient correspondre à des cycles de 100 000 ans (Cf. ci-dessus). On testera cette hypothèse au chapitre VI.

C - GÉOMÉTRIES 3D : TÉMOINS DES CONDITIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES ET HYDRODYNAMIQUES

1. Variabilité latérale générale

a. Évolution vers le sud-sudouest

On notera une organisation particulière des unités U150s et U150m dans la partie sud de la zone d'étude (au sud du canyon de l'Aude). Là, l'unité U150s avec ses clinoformes à pentes élevées, est réduite (on la voit disparaître au fur et à mesure) ; la partie « bottomsets » (U150 m), par contre, s'épaissit mais la valeur des pendages augmente. Deux hypothèses peuvent être formulées :

[1] la quantité d'apport sableux est réduite dans cette zone ; on a surtout dépôt des particules les plus fines.

[2] le sable existe mais s'organise en « *strandline sands* » (Berg, 1982 ; la distinction entre *foresets* et *bottomsets* n'est plus possible, le passage du sable à l'argile ne peut pas non plus être mis en évidence.

b. Évolution vers le nord-nordest

On observe aussi une disparition des unités à clinoformes fortement pentus vers le N-NE. Par contre, les unités à clinoformes faiblement pentus s'épaississent considérablement.

Dans les deux directions, le motif sédimentaire que nous avons reconnu en Languedoc est incomplet : il est réduit au seul prisme PI.

La progradation de la plate-forme est dissymétrique : la partie nord du Golfe du Lion est sous l'influence directe du Rhône donc sa progradation est plus rapide que celle observée en Languedoc : l'unité U147 progade plus rapidement. Dans cette zone du Golfe, la plate-forme est moins large ; la connexion avec les canyons a lieu plus tôt, donc une grande quantité de sédiment est transférée en bas depente. Par contre, dans la partie ouest, la progradation est plus lente et U150 est déposée et préservé sur la plate-forme. Cela veut dire aussi que la U150 orientale pourrait correspondre à une parasséquence transgressive.

2. Paléo-hydrodynamisme

Les conditions hydrodynamiques sur la plate-forme sont liées à sa position au sein du système hydrodynamique global de la marge méditerranéenne mais aussi aux effets plus locaux de la topographie du fond marin. La position de la zone d'étude en bordure externe de la plate-forme nous permet de considérer la source de sédiment comme plus ou moins diffuse alors que les canyons semblent, de par leur proximité, influencer les unités comme un lieu de transfert privilégié des sédiments de la plate-forme vers les grandes profondeurs. De même, les dunes sédimentaires et les surfaces d'érosion cor-

respondent à des régimes hydrodynamiques que nous tenterons de déterminer.

a. Les surfaces d'érosion

Le fond marin : plusieurs mécanismes d'érosion

Trois types d'érosions existent : l'érosion subaérienne, l'érosion régressive de ravinement et l'érosion transgressive de ravinement (Nummedal, Riley *et al.*, 1993 par exemple).

L'ensemble du fond marin de la plate-forme moyenne et externe est constitué d'une surface érosive (à l'échelle de la sismique). Le sommet des unités U147-U150s-U150m-U155 est tronqué. Dans la partie la plus en amont de la zone, les sédiments ont été émergés au moins au moment du Dernier Maximum Glaciaire puisque le niveau marin est descendu jusqu'à -100 - 120 m. Toutes les zones actuellement à des profondeurs inférieures à 100 - 120 m ont donc été soumises à l'**érosion subaérienne**. Les dépôts sont à nouveau érodés ensuite au cours de la transgression par les vagues et/ou les courants.

Que se passe-t-il au-delà de la limite des prismes PII ?

Au-delà de la limite du prisme PII (U150), la surface sommitale montre aussi une érosion. Celle-ci est plus difficile a observer sur les profils sparker (elle devient nette sur le sondeur de sédiment). L'allure et l'amplitude de l'érosion est assez variable dans l'espace. Elle semble réduite (mais existe) sur l'interfluve Aude-Hérault ; elle devient plus importante au sud du canyon de l'Aude. **L'érosion est visible au moins jusqu'à 150 m**.

Cette **érosion est sous-marine** et serait due à l'effet des vagues et des tempêtes associée aux courants amplifiés dans les têtes de canyons.

Les sur-creusements ont-ils ou n'ont-ils pas d'exutoires ? L'effet cuvette sur les cartes est-il lié à la densité des profils et au contourage ???

Par ailleurs, l'analyse des géométries des surfaces en 3 dimensions a démontré l'importance des phénomènes d'érosion sur la plate-forme externe. L'importance de cette érosion implique en particulier qu'il existe un transfert important du matériel sédimentaire qui alimente le pied de la pente continentale via les canyons Pyrrénéo-languedociens.

• Comment expliquer les différences d'allure des surfaces basales de U150 par exemple ou de U80 qui sont érosives au centre et plutôt plane au nord ?

L'allure de U147toit ou 150base érosive dans la partie centrale à proximité du canyon de l'Aude peut nous faire envisager :

[1] un creusement par connexion fluviatile et écoulement turbiditiques avant le dépôt de U150 (courant hyperpycnaux).

[2] un creusement au moment de la chute accentué par la proximité du canyon.

• Comment expliquer l'allure de la surface D50 ?

U80 a été interprété comme l'extension maximale de la ligne de rivage de la séquence S3. Or on observe sur les profils que, vers le nord, la surface D50 (toit de U80 extrapolé vers l'aval) est très érosive. D'après notre interprétation, cette érosion est nécessairement marine.

Érosion liée aux réseaux fluviatiles

Plusieurs traces d'érosion sont visibles dans notre zone. Au niveau de l'Hérault, deux couloirs d'une largeur d'environ 2 km et d'une profondeur atteignant 5 m se rattachent aux têtes H2 et H3 du canyon de l'Hérault (figure morphologie du fond). Dans la même zone, Berné *et al.* ont décrit un dépôt laissé par le fleuve au cours de la remonté (*shoal retreat massif*) (Berné, Aloïsi *et al.*, 1998b). D'après l'orientation des érosions et des dépôts, le bras H2 se rattacherait plutôt au système du fleuve Hérault (déviation vers l'ouest) ; le bras H3 se rattacherait plutôt au système rhodanien (déviation vers l'est). Au niveau de l'Aude, l'érosion est particulièrement prononcée (zone C1 sur l'interprétation morphologique fig. III-40-B) ; le couloir atteint 5 km de large et sa profondeur d'incision atteint plus de **15 m** (par rapport au sommet de U150s) (valeur à laquelle il faudrait cependant rajouter l'érosion ayant eu lieu au toit de l'unité U150 et qui peut dépasser 20 m)[15]. L'unité sableuse U150s est complètement érodée dans cette zone (fig. III-43). Le couloir se connecte au canyon de l'Aude juste au sud des Pierres de Sète (qui sont elles-mêmes érodées dans cette zone). Le canyon quant à lui, montre des phénomènes de transport actifs marqués par un système de surcreusement méandriforme au débouché du « couloir » (*Cf.* ci-dessus). On rattache ce couloir de surcreusement à la position de la zone d'apport liée au système fluviatile de l'Aude (et de l'Orb). Ce système est suivi très nettement vers l'amont jusqu'à une profondeur de ≈ 105 m, l'incision n'est pas comblée à l'heure actuelle. On notera que ce couloir se situe

[15] La valeur d'incision des « couloirs » est d'un ordre de grandeur comparable à celle observée, par exemple, dans le delta de Lagniappe, Golfe du Mexique, où Sydow (Sydow, 1992) décrit des sables fluviatiles (≈ 10 m d'épaisseur sur le carottage mais pouvant être plus important avec une surface d'incision très nette à la base atteignant 19 m) surmontés par des dépôts de baie au sommet de l'unité progradante Pro10.

dans prolongement de la paléovallée de l'Aude décrite et cartographiée par Aloïsi (Aloïsi, Monaco *et al.*, 1975c ; Aloïsi, 1986) avec une incision d'une trentaine de mètres suivie jusqu'à l'isobathe actuelle 76 m (fig. V-5) ; les deux zones incisées en amont et en aval semblent déconnectées et séparées par une zone centrale faiblement pentue[16]. Le fait le plus remarquable est que dans la partie la plus distale la paléovallée reste **vide**.

La création de courants hyperpycnaux aux débouchés des fleuves et rivières dans la mer implique une charge sédimentaire importante, avec des concentrations estimées à **35 - 45 kg.m^{-3}** (Mulder et Syvitski, 1995)[17] [18]. D'après cette étude réalisée sur les apports et les débits de 150 fleuves mondiaux, plus de la moitié des fleuves étudiés sont capables de produire de tels courants, surtout en régime de crue. Les fleuves de taille modeste, dont la zone de drainage est petite et montagneuse et dont le débit annuel est faible (inférieur à 460 m^3 s^{-1}) sont particulièrement favorables.

D'après les données présentées au chapitre II, l'Aude ainsi que le Têt, le Tech entre dans la catégorie des fleuves modérément « sales » (selon la définition de Mulder (Mulder et Syvitski, 1995) avec de fortes crues et de fortes charges pouvant produire des courants hyperpycnaux avec une périodicité de 100 ans (*Cf.* chapitre II).

L'action des houles de tempêtes favorise la remise en suspension des sédiments. De plus, elle se conjugue à celle des courants côtiers (courants de retour, dérive littorale). Les processus en tête de canyon sont favorisés de même que le développement de courant de turbidité (Shepard, McLoughlin *et al.*, 1977). Ce type de mécanisme est en général associé à des domaines où le plateau continental est étroit et/ou disséqué par un ou plusieurs canyons recoupant la dérive littorale (Normark et Piper, 1991), ce qui est le cas dans notre zone.

A l'actuel, la limite de l'érosion sur l'interfluve Aude-Hérault se situe vers 150 m. (d'après les profils sondeur de sédiments). Or, le bas niveau à 18 000 ans était situé à -110 - 120 m. Donc l'érosion sous-marine liée aux vagues et aux tempêtes et conduisant à des reliefs métriques se situait à plus de 30 - 40 m de profondeur.

Les surfaces d'érosion fossiles enregistrées (e. g. D50) en aval des prismes littoraux peuvent donc représenter des **surfaces d'érosion marines**.

b. Les canyons : érosion-transfert-remplissage

Le canyon à l'actuel : un conduit pour sédiments fins

Les mesures de flux particulaires réalisées à l'aide de pièges à sédiments montrent que les flux sont deux fois plus forts au sein des canyons que sur les interfluves (Monaco, 2000). La charge en suspension augmente de l'Est vers l'Ouest, dans le sens du Courant Nord de la circulation générale (*Cf.* chapitre II) ; elle serait multipliée par un facteur 7 entre le Rhône et le Languedoc-Roussillon (situé à plus de 200 km du Rhône) (Monaco, 2000). Le transport de ces particules fines se réalise par advection sur le fond. Ces flux sont maxima en hiver. Le néphéloïde de fond entre donc dans les canyons par leur côté (perpendiculairement aux flancs) ; les sédiments en suspension sont piégés au sein des canyons, véritables pièges à sédiments (Millot, 1990).

Les mesures de courants effectuées tout au long de l'année ont montré une variabilité secondaire. Apparemment l'interaction du Courant Nord et de la bathymétrie, qui présente des reliefs significatifs, en particulier près de la limite de plate-forme (*shelf-break*), induisent des courants à petite échelle complexes. De petites variations dans la direction du courant par rapport aux flancs de canyons (globalement perpendiculaires) induira des courants vers le haut ou vers le bas au sein de ces canyons. Les canyons génèrent aussi des **turbulences**. (Ardhuin, Pinot *et al.*, 1999, *Cf.* chapitre II).

Les phénomènes de plongée d'eau dense liés en particulier aux tempêtes impliquent des transferts dans le sens de la pente et des canyons (contrairement à la circulation générale) (*Cf.* chapitre II dynamique des tempêtes).

Les ondes internes induiraient aussi des courants oscillatoires atteignant 20 - 30cm/s qui seraient capables de remettre en suspension les particules légères. De tels courants seraient un **agent érosif actif** en particulier dans les canyons. Des courants de fond existent aussi sur la plate-forme(fig. II-23 (Millot, 1990)).

Mais les courants décrits ici ne sauraient être responsables du creusement des canyons qui est un phénomène d'un autre ordre de grandeur. Dans leur ensemble les canyons sont aujourd'hui inactifs.

[16] Cela reste à vérifier à l'aide de profils continus.

[17] La fourchette dépend des conditions de température, salinité des eaux marines et donc globalement de la latitude (du climat) : 35 kg/m^3 correspond à un climat équatorial (T forte, Lat < 10°), cette concentration augmente ensuite avec la latitude (Mulder et Syvitski, 1995).

[18] Les courants hyperpycnaux sont aussi favorisés par les apports d'eaux froides (fjords) ainsi que des matériaux denses.

Les canyons : un fonctionnement variable

L'un des traits morphologiques marquant de notre zone d'étude est l'existence des canyons sous-marins qui incisent le rebord de la plate-forme. La question se pose de leur période de fonctionnement : l'activité des canyons est-elle continue ou discontinue ? Quand a-t-elle lieu ? Quel est le rôle des canyons sur les processus d'érosion, de transport et/ou de piégeage des sédiments ? Comment se fait le remplissage de l'amont à l'aval par la tête ou latéralement par les flancs ?

Nous proposons dans un premier temps une description des géométries d'érosion et de remplissage associés aux canyons tels qu'observées à partir de l'unité supérieure U150. Seules les têtes des canyons seront décrites ici, elles seront caractérisées par :

- Leurs flancs et leur profondeur d'incision ;
- Leur remplissage ;
- L'existence de chenal de surcreusement ;
- Leur relation avec la dernière unité U150 : dépôt et/ou érosion.

[1] Le canyon de l'Aude : un canyon partiellement comblé mais repris par l'érosion.

- L'unité U150 remplit la tête du canyon de l'Aude, la tête du canyon est un centre de dépôt pendant la progradation de l'unité U150 (ou au moins à la fin) (fig. III-42 ; fig. III-43).
- Le faciès sismique de ce remplissage montre des réflexions continues divergentes, parfois chaotiques. Le faciès très continu suggère un dépôt de sédiments fins drapants. Le faciès chaotique suggère par contre un dépôt de sédiments plus grossiers (sables). Un double mécanisme de remplissage par gravité et par suspension semble avoir lieu. Sur les profils NWSE, on visualise la progradation de l'unité U150 sableuse directement dans la tête de canyon (fig. III-24, fig. V-5). Le dépôt se fait par gravité des sédiments *à priori* plus grossiers qui donnent un faciès chaotique dans la partie la plus en amont du canyon. Sur certains profils (fig. 1020-pas faite !) on distingue des système de chenaux avec des levées en construction ; le chenal transporte et dépose dans la tête du canyon. L'alternance de faciès plus ou moins continus et de zones déstructurées dans cette zone suggère des phénomènes de liquéfaction et/ou de glissement au sein du remplissage (Rabineau, Berné *et al.*, 1998) (fig. III-43).
- La réactivation des flancs du canyon se fait à la base de l'unité U150-2 (postérieur a l'unité U150-1).

L'analyse de la dernière unité U150 et son rapport avec les canyons nous permet de proposer un mécanisme de fonctionnement des canyons (canyon de l'Aude en particulier) en plusieurs phases :

a) Pendant les hauts niveaux marins (équivalents à l'actuel) : les canyons sont globalement inactifs (on considère qu'ils ne sont pas le lieu d'une érosion et d'un transport par courants de turbidité). Les canyons de l'Aude et de l'Hérault sont donc figés (ils sont restés « en l'état »), il n'y a pas de dépôt actuel.

b) On imagine une progradation importante et progressive du littoral. A un moment donné, il va être suffisamment près des canyons pour que les sédiments en suspension atteignent la tête de canyon. Ce mécanisme avait déjà été proposé par Aloïsi (Aloïsi, 1986). La tête du canyon représente alors un piège à sédiments.

c) Si la progradation du littoral s'accompagne d'une chute du niveau marin relatif, on peut envisager des déstabilisations des flancs de canyons (par la charge hydrostatique). L'existence de courant hyperpycnaux reliant directement le fleuve au canyon et induisant un chenal actif et érosif pourrait être la conséquence d'un littoral a proximité de la plate-forme au moment de la chute.

d) Si la progradation continue, le littoral atteint le canyon et entraîne un remplissage direct et rapide de la tête de canyon par simple dépot gravitaire.

e) Au plus bas niveau, le fleuve est connecté au canyon. Celui-ci se creuse, érode ses propres dépôts en particulier les sédiments déposés pendant le début de la chute pour « rattraper » le « nouveau » niveau de base, il y a alors érosion rétrogressive et écoulements turbiditiques. Le canyon érode et transporte vers le bas. Cette activité perdure, *a priori* aussi au début de la remontée. La connexion au système « Aude » est particulièrement visible sur la carte bathymétrique, sur l'écorché et sur le profils, elle est décrite plus loin (*Cf.* figures paléogéographies V-5 et V-6).

f) A un certain moment de la remontée, l'érosion s'arrête, on a peut-être encore quelques dépôts par suspension puis le canyon est fossilisé.

[2] Les canyons de l'Hérault H2 et H3 : érosifs

Les deux bras plus au nord H2 et H3 présentent deux petites entailles très nettes qui « rongent » l'unité U150-2 (fig. V-5 et zoom bathy et en Annexe B). Il ne semble pas y avoir eu de sédiments arrivant par suspension. Par ailleurs, on distingue sur la bathymétrie un couloir d'érosion se connectant justement à ces deux têtes de l'Hérault H2 et H3 qui semble donc être la trace érosive du fleuve pendant la chute (*Cf.* plus loin). Sur le profil 4056 en Annexe B, les dépôts de l'unité U150 sont directement chenalisé vers canyon ?

[3] Le canyon de l'Hérault H1 : un canyon rempli et inactif.

On notera que parmi les quatre canyons de l'Hérault, H1 n'est pas affecté par les incisions de surcreusement récentes. Par contre, H1 est rempli par l'unité U150m (en Annexe B). Le canyon H1 est donc rempli et quasiment scellé, sans entaille de surcreusement, ce qui indique que le fleuve était plutôt connecté à H2 et à H3.

Progradation des canyons

En profondeur, d'anciennes incisions sont visibles, plusieurs phases d'incision anciennes sont discernables. Deux phases d'incision-remplissage sont particulièrement bien visibles au sein des unités cartographiées. L'une est associée à la séquence S1 (un peu avant la surface D30), l'autre est associée à la séquence S5.

Localement et de manière moins importante on distingue une incision associée à S2. La figure V-17 représente la cartographie de ces incisions. Globalement les canyons « progradent » puisqu'ils se remplissent en partie à chaque progradation et forment alors les « vallées en U » (Torres, Olivet J.-L. *et al.*, 1993b ; Torres, 1995 ; Torres, Savoye *et al.*, 1995b) visibles sur la sismique.

On notera qu'il existe sous les unités cartographiées (sous D30) des incisions-remplissages aussi importantes et prenant place encore plus en amont sur la plate-forme (fig. P1049 en annexe). D'autres incisions plus anciennes sont visibles sur l'interfluve Aude-Hérault (fig. V-17). Nous reviendrons sur les incisions anciennes au Chapitre VII.

Comme l'explique Aloïsi (1986) : « Au maximum glaciaire, le shelfbreak est atteint. L'érosion façonne la plate-forme par creusement des chenaux et des têtes de canyons. Les centres de dépôts sont transférés vers le bassin profond ». Le deep-sea fan rhodanien s'édifie et prograde pendant cette période (Monaco, Aloïsi *et al.*, 1982 ; Méar, 1984). Les périodes immédiatement antérieure et postérieure aux maximas glaciaires installent la plate-forme externe et le talus en situation infralittorale et favorisent les phénomènes de colmatage et de progradation du rebord de plate-forme. Au cours des premières phases transgressives la sédimentation et la progradation sont contrariées par la chenalisation, encore active du matériel terrigène vers le bassin. « Au contraire au cours des dernières étapes régressives : la progradation bénéficie d'une alimentation plus importante (double source d'apport) et se développe sur des surfaces aplanies et larges. La chenalisation étant plus faible, le rebord de la plate-forme est mieux alimenté (interfluves Grand et Petit-Rhône). Mais l'existence des canyons induit un effet de chenalisation qui peut débuter avant que le rebord ne soit atteint. Ce qui expliquerait que la plate-forme n'ait que peu progradé au cours du IV ».

c. Formation des dunes sédimentaires : effet des vagues, des courants et des canyons

Deux interprétations ont été proposées et ont d'ailleurs donné lieu à des débats houleux, pour expliquer les géométries de type « vagues migrantes » :

- (1) Des glissements rotationnels synsédimentaires (*growth fault*) ou des déstabilisation de pentes (Bellotti et Tortora, 1984 *in* Trincardi, 1988).
- (2) Des vagues sédimentaires (*Sediment waves*) liées à un courant de fond (s.l.).

A priori les deux mécanismes sont envisageables en fonction des contextes. L'origine sédimentaire des dunes en relation avec un courant de fond est bien établie pour les vagues sédimentaires associées aux accumulations contouritiques (courants géostrophiques longeant les pentes continentales) (Heezen, 1966 ; Hollister, Southard *et al.*, 1976) de même que les vagues sédimentaires liées aux systèmes de levées de débordement des courants turbiditiques (Hamilton, 1967, Damuth, 1975 *in* Normark, Hess *et al.*, 1980). Ces vagues sont symétriques ou asymétriques, leur amplitude peut atteindre plusieurs dizaines de mètres voire une centaine de mètres (Flood, 1988), leur longueur d'onde quelques kilomètres ; la longueur de la crête varient de quelques kilomètres à 20 km (Normark, Hess *et al.*, 1980) et l'empilement vertical peut atteindre plusieurs kilomètres. Les crêtes sont en général assez rectilignes et toujours perpendiculaires à la direction des courants. Dans le cas des contourites la direction des crêtes est perpendiculaire aux isobathes (des orientations obliques étant aussi décrites) ; dans le cas des turbidites elle est parallèle aux isobathes (ou légèrement oblique) (Migeon, 2000).

L'observation du même type de faciès sur le haut des pentes continentales ou à proximité des canyons pose plus de problèmes car les deux hypothèses (sédimentaire et glissement) peuvent être envisagées en raison des instabilités liées à la pente. Le contexte n'est toutefois pas le même que celui des contourites décrites dans la littérature.

Dans notre cas d'étude, nous pensons que l'hypothèse (2) sédimentaire est plus vraisemblable car : (a) le faciès observé sur nos données est tout à fait similaire à celui de nombreuses « dunes géantes » asymétriques décrites en milieu profond avec un flanc amont peu pentu, long et à réflecteurs parallèles et un flanc aval plus raide et plus court dont les réflecteurs sont tronqués ; la migration verticale se

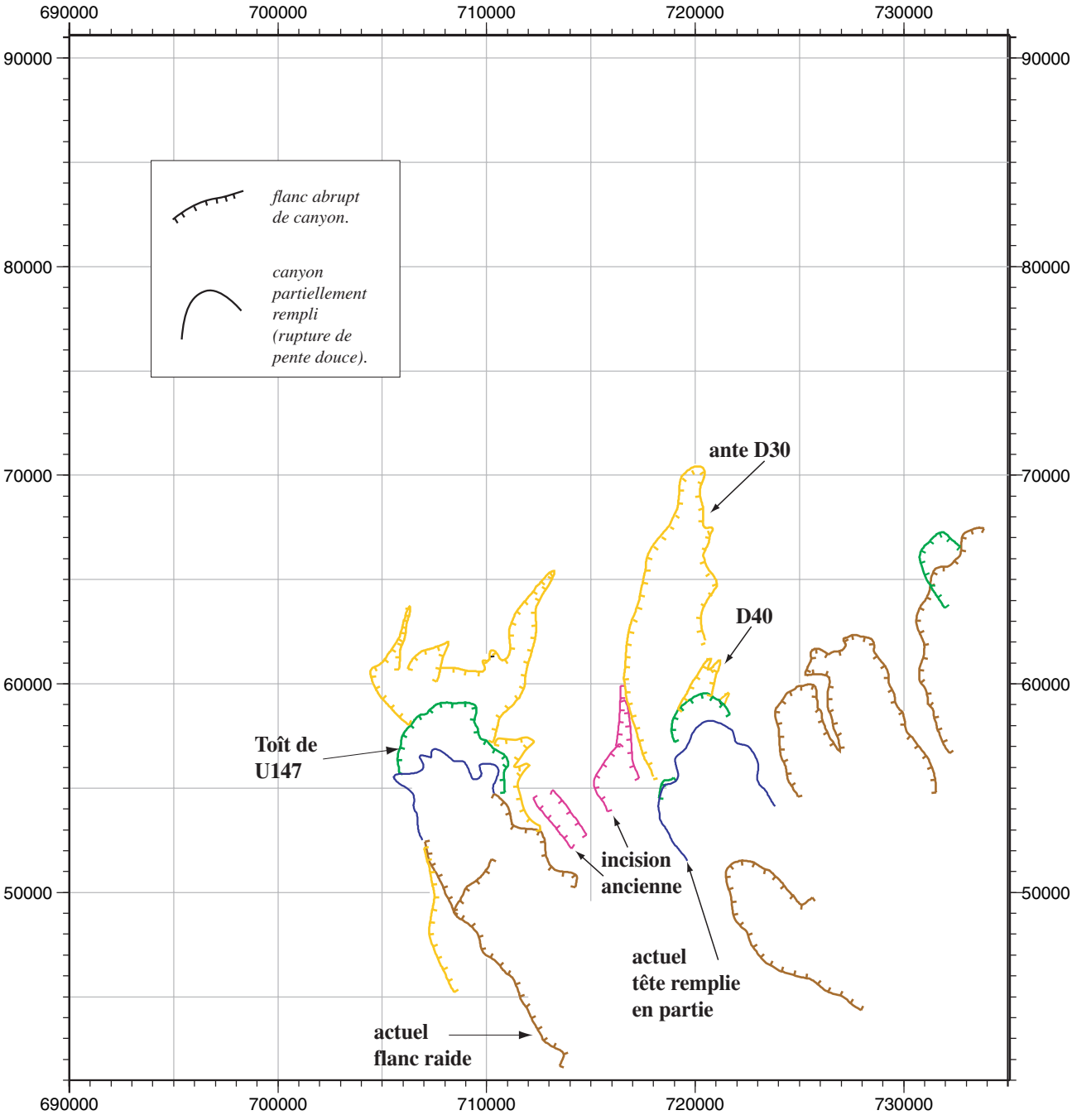


Figure V-17
Cartographie des flancs raides des canyons correspondant aux incisions successives. Entre D30 et l'actuel les incisions se décalent vers le large ce qui traduit le remplissage progressif des canyons (en particulier des canyons A2 et H1) et la progradation générale de la marge.

réalise vers l'amont (à contre-pente)[19]. (b) les structures sont régulières (c) la longueur d'onde et l'amplitude diminuent vers le large (d) l'évolution verticale des dunes montre une augmentation progressive de l'amplitude (fig. III-41) (e) les structures n'affectent, parfois, que la partie supérieure de l'unité (U150m par exemple). On souligne par contre la différence d'échelle entre « nos » dunes de faible profondeur (amplitude métrique, longueur d'onde kilométrique, et empilement décamétrique) et les dunes profondes.

Dans le cadre de l'hypothèse (2) sédimentaire il reste néanmoins à déterminer le type de courant pouvant être à l'origine des structures observées. La situation paléogéographique particulière **exposée l'influence concomitante de la plate-forme, des canyons et de la pente** doit nous faire envisager plusieurs hypothèses :

(a) un écoulement gravitaire lié aux courants hyperpycnaux des périodes de crues des fleuves.

(b) un écoulement gravitaire initié par des déstabilisations de front de delta.

(c) des courants de fond liés aux ondes internes amplifiées par les têtes de canyons (Apel *et al.*, 1975 *in* Karl, Cacchione *et al.*, 1986 ; Karl, Cacchione *et al.*, 1986, 1988 ; Karl et Carlson, 1982).

(d) des courants de fonds liés aux conditions climatiques hivernales (courants froids et denses) (Hand et Bartberger, 1988).

(e) un effet topographique lié à l'existence des reliefs littoraux (anciens ou modernes) en bordure de plate-forme ? (Trincardi et Normark, 1988).

Il est difficile de trancher dans notre cas d'étude car les structures observées (y compris celles de l'unité U150) sont reliques (On ne peux donc pas se baser sur les valeurs des courants actuels), de plus plusieurs mécanismes peuvent se combiner ([a] et [d] par exemple) surtout en période glaciaire où chacune des possibilités présentée est favorisée : augmentation des apports, refroidissement du climat, faible tranche d'eau, stratification et gradient de densité plus forts (Karl, Cacchione *et al.*, 1986). Howe (Howe, 1996) propose de son côté un accroissement de l'activité des courants de fonds dus au passage de conditions glaciaire à interglaciaire. Tincardi et Normark, (1988) ont proposé d'expliquer les vagues sédimentaires du prodelta de Tibre Holocène, par un effet topographique lié à la proéminence du prodelta qui accroît la vitesse du courant par réduction de la largeur « utile » de la plate-forme. Matteucci et Hine, (Matteucci et Hine, 1987) ont aussi montré l'effet de l'interaction entre un courant de fond sur la plate-forme et la topographie, sur la distribution des sédiments au large de la Caroline du Nord (*in* Trincardi et Normark, 1988).

Dans tout les cas, l'existence des structures dunaires sur la totalité de l'unité U100, c'est-à-dire sur plus de 25 m d'épaisseur, suggère un processus relativement pérenne à leur origine.

Résumé :

La zone occidentale (Languedoc) est la seule zone de tout le Golfe du Lion qui permet l'enregistrement d'un motif de dépôt PI/PII complet c'est-à-dire avec préservation des prismes PII sur la plate-forme externe. Or les prismes PII fournissent un critère géométrique permettant une estimation paléobathymétrique et donc une reconstitution paléogéographique des séquences successives. On interprète le motif de dépôt PI/PII subaffleurant comme la réponse sédimentaire à un cycle de chute du niveau marin. La partie transgressive est très réduite. Le prisme PII représente la position de plus bas niveau marin du littoral.

Quatre ordres de grandeurs de cycles de variations du niveau relatif de la mer sont proposés. Les cycles très hautes fréquences, qui constituent les sous-unités du motif élémentaire (une composante autocyclique pouvant y jouer un rôle). Les cycles hautes fréquences représentés par le motif élémentaire de dépôt défini dans la première partie du chapitre. Le dernier de ces cycles (S5) est associé à un cycle glacioeustatique de 100 000 ans. Un cycle moyenne fréquence (transgressif-régressif) qui caractérise l'empilement du motif sédimentaire (S1 à S5) et un « cycle » basse fréquence qui crée l'espace disponible à la préservation des séquences successives.

Dans la deuxième partie du chapitre, on a montré que les géométries en trois dimensions permettaient de reconstituer les conditions paléo- hydrodynamiques (importance et nature de l'érosion, activité ou inactivité des canyons, connexion aux réseaux fluviatiles…). Ce facteur hydrodynamique induit des variabilités de second ordre du motif sédimentaires.

Deux questions principales restent posées à ce stade. On a vu que la séquence supérieure (S5) correspondait à la partie préservée d'un cycle glacioeustatique de 100 000 ans. Qu'en est-il des séquences enfouies ? Peut-on établir une corrélation entre les séquences préservées en profondeur et les cycles glacio-eustatiques ? L'autre question qui reste posée est celle des facteurs à l'origine des séquences. Sont-elles dues aux variations du niveau marin uniquement ? Quel est le rôle des variations d'apports par exemple ?

[19] On pourra se reporter à la thèse de Migeon pour une synthèse sur les dunes chevauchantes « profondes » (Migeon, 2000).

Chapitre VI

Simulations stratigraphiques : datation des séquences de dépot

INTRODUCTION

La simulation stratigraphique est classiquement effectuée en trois étapes indépendantes. Dans un premier temps, l'espace disponible pour les sédiments (ou accommodation) est calculé en tenant compte du régime de subsidence du bassin, des variations de l'eustatisme, de la compaction des sédiments préalablement déposés... Dans un second temps, une certaine quantité de sédiments est introduite aux frontières du bassin simulé (apport silicoclastique des fleuves) ou est produite au sein de ce bassin (production carbonatée marine). Dans une troisième et dernière étape, le modèle calcule la répartition des sédiments au sein du bassin.

La succession de ces trois étapes de calcul permet d'obtenir progressivement une reconstitution de l'histoire du remplissage sédimentaire du bassin. Elle permet ainsi de mieux comprendre l'interaction entre les processus contrôlant l'espace disponible (tectonique, eustatisme, ...) et les processus gouvernant les apports et le mode de répartition des sédiments (transport par les fleuves, par les vagues,...), interaction qui induit la réponse stratigraphique du système sédimentaire (la géométrie des corps sédimentaires, leur extension, leur empilement, leur lithologie).

De nombreuses approches numériques ont été développées afin de simuler le remplissage sédimentaire des bassins. Elles s'opposent essentiellement sur le mode de répartition des sédiments qu'elles traitent soit de manière stochastique, soit de manière déterministe, en se basant sur des principes géométriques ou physiques (*Cf.* chapitre I, paragraphe E).

A - PRINCIPE DU MODÈLE DIONISOS

1. Présentation du modèle

DIONISOS (DIffusion Oriented - Normal and Inverse - Simulation Of Sedimentation) est un logiciel de simulation stratigraphique, développé par l'IFP, qui permet la simulation du remplissage d'un bassin sédimentaire où l'ensemble des processus responsables du transport des sédiments est modélisé par une équation de diffusion[1]. Cette équation indique que le flux de sédiments Q qui s'écoule à la surface du sol en chaque point du bassin est proportionnel à deux paramètres principaux : la pente du sol et le flux d'eau s'écoulant à la surface du sol (Granjeon, 1997). La pente du sol caractérise l'énergie motrice de l'écoulement de l'eau, issue de la transformation de son énergie potentielle (ou gravitaire) en énergie cinétique. Le flux d'eau caractérise la capacité de transport de l'eau et permet de différencier les zones de transport privilégié au sein d'un même environnement (par exemple les ceintures fluviatiles en milieu continental) (fig. VI-1). Le flux de sédiments est relié à ces deux paramètres principaux par le biais du coefficient de diffusion qui caractérise l'efficacité moyenne du transport pour un environnement donné et dépend de la dynamique impliquée (fluviale, tidale ou de vagues).

$$Q = -K\,(\varphi_{eau})\,\frac{\partial h}{\partial x}$$

Q : Flux de sédiments (en $m^{2/s}$)
K : Cœfficient de diffusion (en $m^{2/s}$)
φ_{eau} : Flux d'eau (adimensionnel)
Capacité de transport
h : Élévation de la surface du sol (en m)
∂x : Énergie motrice

Les quantités de sédiments déposés ou érodés en chaque point du bassin sont calculées en couplant cette loi de transport au principe de conservation de la masse :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{\partial Q}{\partial x}$$

Le modèle peut ainsi être utilisé en deux ou trois dimensions et peut traiter le transport d'une seule ou de plusieurs lithologies ayant des comportements physiques différents. L'équation décrivant le transport en 3D avec plusieurs lithologies devient donc :

[1] Pour une présentation plus détaillée (en particulier la justification des lois utilisées) le lecteur consultera la thèse de D. Granjeon, (1997).

$$Q_i = -v_i.K_i\,(\varphi_{eau}).\frac{\partial h}{\partial x}$$

Qi : Flux de la lithologie (en m²/s)
Vi : Teneur en lithologie i (adimensionnelle)
Ki : Cœf. de diffusion de la lithologie (en m²/s)
φ_{eau} : Flux d'eau (adimensionnelle)
h : Altitude de la surface du sol (en m)
$\frac{\partial h}{\partial x}$: Vh gradient d'élévation (pente du sol)

Le modèle DIONISOS fournit alors, en tout point de la zone simulée, deux résultats majeurs : la paléobathymétrie de dépôt et la teneur lithologique moyenne (rapport sable-argile-carbonate) du matériel déposé. Il permet donc de reconstruire la géométrie moyenne des unités sédimentaires et de prédire l'évolution des faciès à l'intérieur de ces unités.

2. Conditions d'application du modèle

Tout modèle numérique possède ses limitations qu'il est indispensable d'identifier avant toute tentative de simulation pour éviter toute mésinterprétation des résultats. Le modèle DIONISOS est basé sur une physique simplifiée qui permet de simuler le transport des sédiments à grande échelle (Granjeon, 1997). Ce transport ne représente qu'une moyenne de l'ensemble des processus sédimentaires : mouvements par reptation des grains sédimentaires, glissements rapides de terrains, transport par les rivières en suspension et en saltation. Les conditions d'application et d'interprétation du modèle sont donc limitées :

(1) à des échelles de temps de la dizaine de milliers à la dizaine de millions d'années : le modèle ne peut pas reproduire les effets d'une dynamique tidale, ni d'une tempête…

(2) à des échelles d'espace de l'ordre de la dizaine au millier de kilomètres : le modèle ne peut pas reproduire la construction d'une dune, d'une levée, d'un méandre…

(3) aux processus pouvant être décrits par une équation de diffusion : le modèle ne prend pas en compte les processus hydrodynamiques que ce soit en domaine fluviatile (incision, développement de méandres…) ou en domaine marin (hydrodynamique des courants, effets des vagues, courants de turbidité…)

(4) aux méthodes de calcul : maillage de taille constante…

La complexité des phénomènes sédimentaires et les hétérogénéités à petite échelle de temps et d'espace ne sauraient donc être restituées par la modélisation stratigraphique. Les résultats des simulations représentent donc des images lissées de la réalité dont la précision dépend du choix de la zone simulée, de la maille de calcul et de la pertinence des noeuds d'interpolation.

A l'inverse, le modèle DIONISOS simule efficacement le remplissage d'un bassin, les séquences progradation-rétrogradation des systèmes deltaïques sur de grandes échelles de temps et d'espace, ce qui n'est pas le cas de modèles plus précis.

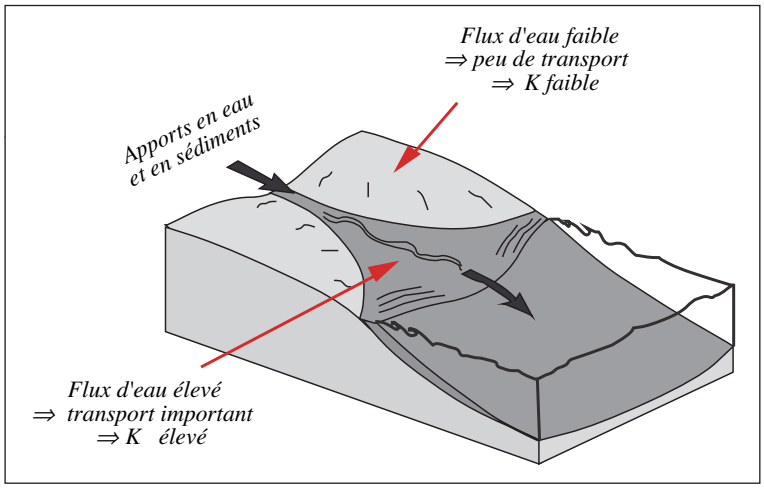


Figure VI-1
Le principe du flux d'eau utilisé dans le modèle DIONISOS (d'après Granjeon, 1995).

B - APERÇU DU ROLE RESPECTIF DES FACTEURS SUR LE PROFIL DE DÉPOT, TESTS ET SENSIBILITÉ DES PARAMÈTRES DE SIMULATIONS

Dans une première étape, nous avons réalisé une série de simulations simples qui nous permettent de tester et d'appréhender l'effet des paramètres utilisés par le modèle sur les géométries de dépôts simulées, sur les vitesses de progradation.

1. Remarques préalables

Toutes les modélisations que nous avons effectuées sont monolithologiques, malgré les possibilités du modèle à réaliser des simulations multilithologiques. Ce choix s'explique par deux raisons : les simulations doivent être réalisées d'abord sur les cas les plus simples et l'intérêt principal de notre étude était axé sur les reconstructions des géométries observées et la datation des séquences (suivant différentes hypothèses géologiques).

Les simulations donnent les valeurs de profondeurs en chaque maille de la simulation. Au moment du rendu graphique, les points informés sont reliés entre eux par des segments de droites : les lignes-temps qui correspondent au tracé du profil de dépôt à un instant donné. Plus la maille est petite, plus le profil rendu par la simulation est précis. Pour une maille donnée (m), l'artefact graphique lié à la maille de simulation va dépendre de la vitesse de progradation (Vp) et de l'espacement des lignes-temps tracées. Le profil réel sera le mieux restitué par les simulations si la maille est égale au produit de la vitesse de progradation par l'espacement des lignes-temps ($m = Vp \times \tau$) (fig. VI-2). Si $m > Vp*\tau$ ($Vp < m/\tau$ ou $\tau < m/Vp$), les lignes temps successives forment ainsi un figuré « en triangle » entre les mailles de simulation. (fig. VI-3).

Si le flux de sédiment entrant est supérieur à l'espace disponible créé le long de la coupe de simulation, et en l'absence de flux sortant de sédiments, on observe rapidement un phénomène de « bourrage » qui est contraire à la réalité de notre contexte géologique puisqu'en bordure de plateforme les sédiments ne sont pas bloqués mais sont transférés en bas de pente en particulier par les canyons. Le phénomène de bourrage induit une forme concave des lignes temps qui doit être considérée comme un artefact lié à la condition à la limite (fig. VI-3).

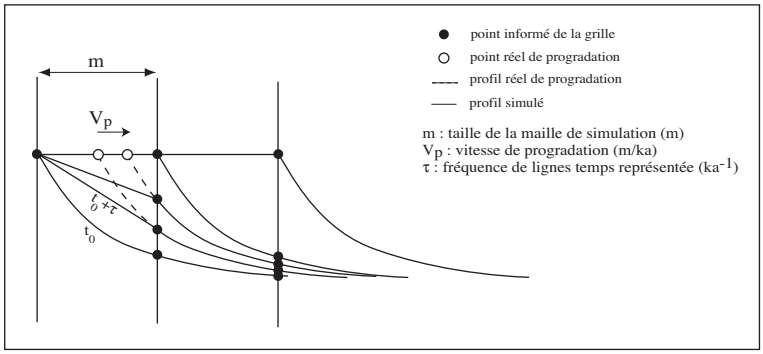


Figure VI-2
Problème de résolution lié à la maille de simulation. La signification des figures est indiquée sur la figure.
L'allure du profil entre les mailles de simulation ne peut pas être restituée si $m > Vpxt$ et représente donc un artéfact d'interpolation.

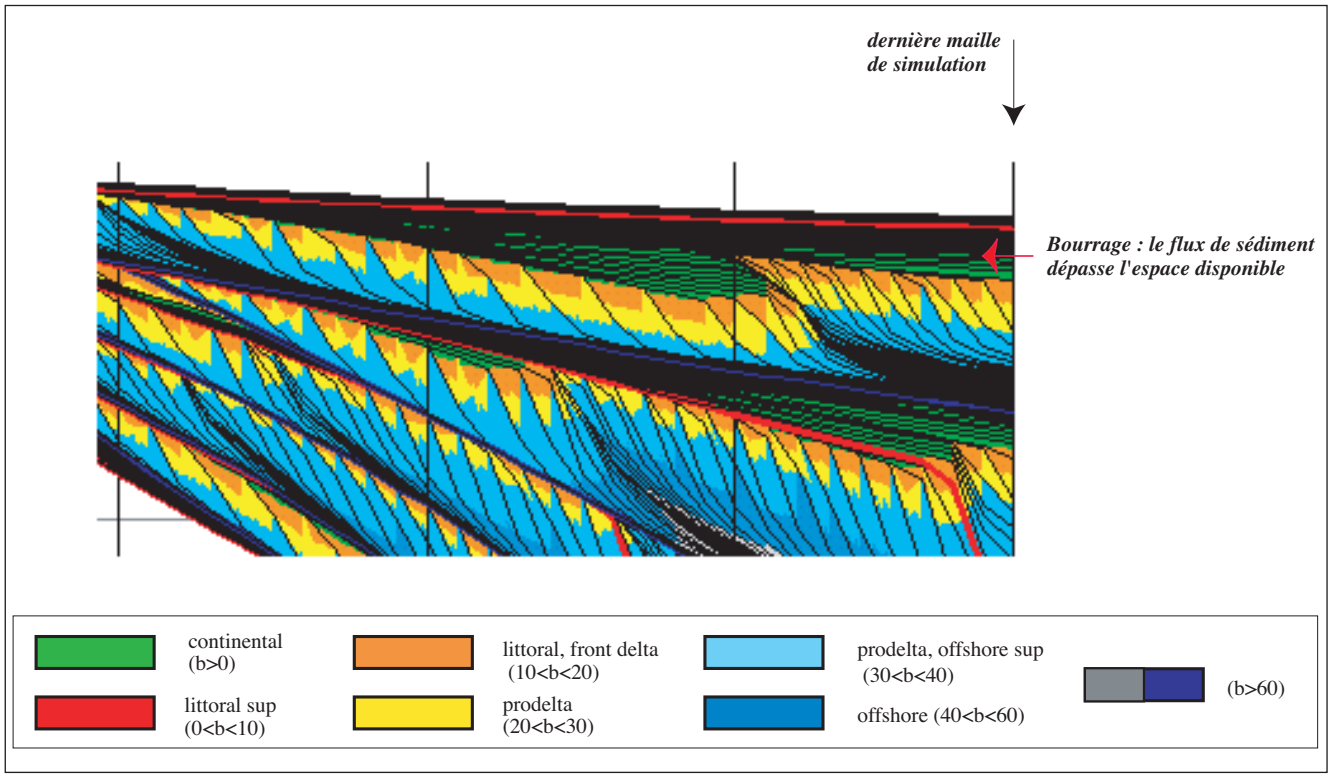


Figure VI-3
Problème de bourrage en l'absence de flux sortant : le flux de sédiment dépasse l'espace disponible : les sédiments de plaine côtière s'empilent verticalement.

Nous nous efforcerons donc choisir une maille et un espacement des lignes-temps qui respecte l'égalité m = Vp x τ et nous adapterons au mieux les flux en entrée pour éviter les phénomènes de bourrages.

2. Le rôle des cœfficients de diffusion, du flux sédimentaire et de la profondeur d'eau

Les cœfficients de diffusion gèrent le transport des sédiments et donc le profil de dépôt. La loi de diffusion indique que le flux de sédiments localement est proportionnel au cœfficient de diffusion, au flux d'eau et à la pente du sol. Le flux d'eau pourrait être calculé par une méthode de reconstitution du système de drainage (on estime combien de mailles amont ont pu fournir de l'eau à une maille aval). Afin de simplifier la quantification des flux d'eau, ce paramètre a été rendu adimensionnel dans le modèle. Ainsi, un flux d'eau égal à 1 (ou 100 %) correspond au flux d'eau maximal calculé, tandis qu'un flux d'eau égal à 0 (ou 0 %) correspond à un flux d'eau nul. Si nous nous plaçons dans le premier cas (flux d'eau égal à 100 %), nous pouvons donc écrire que le flux de sédiments est égal au produit de la pente du sol et du cœfficient de diffusion. Inversement, le cœfficient de diffusion est égal au rapport entre le flux de sédiments et la pente.

$$Q = -K \frac{\partial h}{\partial x} \quad ou \quad K = -\frac{Q}{\frac{\delta h}{\delta x}}$$

avec :
Q : Flux de sédiments (en m^2/s)
K : Cœfficient de diffusion (en m^2/s)
$\frac{\delta h}{\delta x}$: pente du sol (adimensionnelle)

Afin de différencier les divers régimes de transport sédimentaire (fluvial, tidal et de vagues), nous avons choisi de définir les cœfficients de diffusion en identifiant deux environnements de dépôt ayant des plages bathymétriques distinctes : le domaine continental (bathymétrie b > 0) et le domaine marin ouvert (b < 0).

Dans le domaine continental nous avons supposé que la diffusion des sédiments, induite par les processus fluviaux, est constante (fig. VI-5). Dans

le domaine marin, le transport des sédiments est la combinaison des effets des fleuves arrivant en mer et de l'action des vagues.

$$Q = -K(\varphi_{eau}).\frac{\partial h}{\partial x}$$

K = peut prendre les valeurs suivantes :
K_c = cste
$K_m = K_f + K_v$

avec:
K_c *: cœf. de transport en milieu continental*
K_m *: cœf. de transport global en milieu marin*
K_f *: cœf. fluviatile en milieu marin*
K_v *: cœf. lié à l'action des vagues*

Nous avons supposé que les cœfficients de diffusion Kc et Kf sont constants quelle que soit la bathymétrie ; Kf est, par contre, influencé par la distance par rapport à l'embouchure Dfluvial, distance à partir de laquelle l'influence est négligeable. Quant au cœfficient de diffusion Kv, il est toujours négatif (effet de freinage du transport fluvial) et suit une croissance exponentielle proportionnelle à la décroissance de l'énergie des vagues avec la profondeur (fig. VI-4).

La figure VI-5 représente l'effet des cœfficients de diffusion caractéristiques du milieu marin sur le profil de dépôt. Une augmentation, en valeur absolue, des cœfficients (cas B sur la figure) induit des pentes plus faibles, un profil plus plat (les sédiments diffusent plus). Les milieux les plus profonds des deltas sont mieux alimentés et la progradation de la ligne de rivage est plus lente (le delta prograde moins loin pour une période de temps donnée).

$$K_y = K_{vo}\, e^{-b/bv}$$

avec :
K_{vo} *: Valeur du cœfficient de transport à côte*
-b : Profondeur
bv : Cœfficient de décroissance de la loi exponentielle
si b = 0 alors $K_v = K_{vo}$
si b = bv alors $K_v = 0{,}37\, K_{vo}$

La figure VI-6 montre la sensibilité du profil de dépôt au seul cœfficient de décroissance de l'effet des vagues (bv). Un coefficient de décroissance plus faible (cas B) implique une atténuation beaucoup plus rapide de l'effet des vagues et donc aussi une diminution plus rapide des pentes de dépôt. Le profil est plus plat ; les milieux les plus profonds sont mieux alimentés et la progradation de la ligne de rivage est plus lente.

La figure VI-7 montre l'influence de la profondeur d'eau initiale sur la progradation et sur l'allure du delta. Une profondeur d'eau moindre (deux fois moindre dans le cas B) induit une progradation plus de trois fois plus importante et plus rapide (respectivement 3 km et 10 km).

La figure VI-8 montre l'influence du flux sédimentaire sur le profil de dépôt simulé. Dans le cas B) le flux est augmenté brutalement par 5 à T = 50.

L'allure du profil change radicalement : les pentes sont augmentées et la vitesse de progradation passe d'environ 0,1 km/ka à 1 km/ka. On notera que la surface marquant le changement de vitesse de progradation est caractérisée par des figures de *downlaps* des clinoformes. Par contre les environnements de dépôt ne subissent pas de translation verticale vers le bas (pas de *downwardshift*).

3. Les effets des variations du niveau marin et de l'érodabilité des sédiments

La figure VI-9 montre l'influence d'une chute progressive du niveau marin sur les géométries de dépôt simulées (cas B). Les environnements de dépôt progradent vers le large ; ils se décalent progressivement et **régulièrement** « vers le bas » (*downwardshift*). La vitesse de progradation est nettement augmentée dans ce cas (plus de 10 km par rapport au cas A) où elle est limitée à environ 3 km). Les dépôts des environnements les moins profonds sont érodés au fur et à mesure de la chute du niveau marin. Les produits de cette érosion alimentent la progradation du littoral. Cette augmentation du flux sédimentaire combinée à la diminution de l'espace disponible liée à la chute du niveau marin induit une augmentation de la vitesse de progradation.

La figure VI-10 montre l'effet d'une chute rapide du niveau marin sur les géométries de dépôt simulées (cas A et B). Les dépôts initiaux sont érodés au fur et à mesure de la chute du niveau marin et alimentent la progradation du littoral. Les environnements de dépôts se décalent vers le large et « vers le bas » (*downwardshift*). Les périodes de chute étant relativement rapides, une surface de discordance est générée. Les vitesses de sédimentation et de progradation sont nettement augmentées pendant les chutes (apports augmentés par l'altération et l'espace réduit).

On notera la remarquable similarité des géométries de dépôt résultantes en A) et en B) qui illustre la multiplicité des paramètres possibles pour restituer une géométrie donnée. C'est le principe de l'adimensionnement des paramètres Q, H, L, T, K. En imaginant un flux qui remplisse complètement le

bassin (de longueur L et de hauteur H).

Qs1 = H1.L1/T1 et K1 = Qs1. L1/H1 = L^1_2/T1

Qs2 = H2.L2/T2 et K = Qs2. L2/H2 = L^2_2/T2

Ici, L2 = L1 et T2 = T1/2 d'où Qs2 = 2Qs1 et K2 = 2K1.

Si ces proportions sont respectées, les simulations donneront strictement les mêmes géométries.

Un autre paramètre influant fortement sur les géométries de dépôt est l'érodabilité des sédiments. En B) sur la figure VI-11 l'altération est double du cas A) : les dépôts « amont » plus anciens y sont plus érodés au moment de la chute du niveau marin, la ligne de rivage prograde plus loin car elle est alimentée en partie par les produits de l'érosion.

Les simulations sont donc plus ou moins sensibles aux variations de paramètres considérés. L'accommodation le flux sédimentaire et l'ampleur de l'érosion sont des paramètres de premier ordre qui influent très fortement sur les géométries. Les variations des coefficients de diffusion sont par contre secondaires.

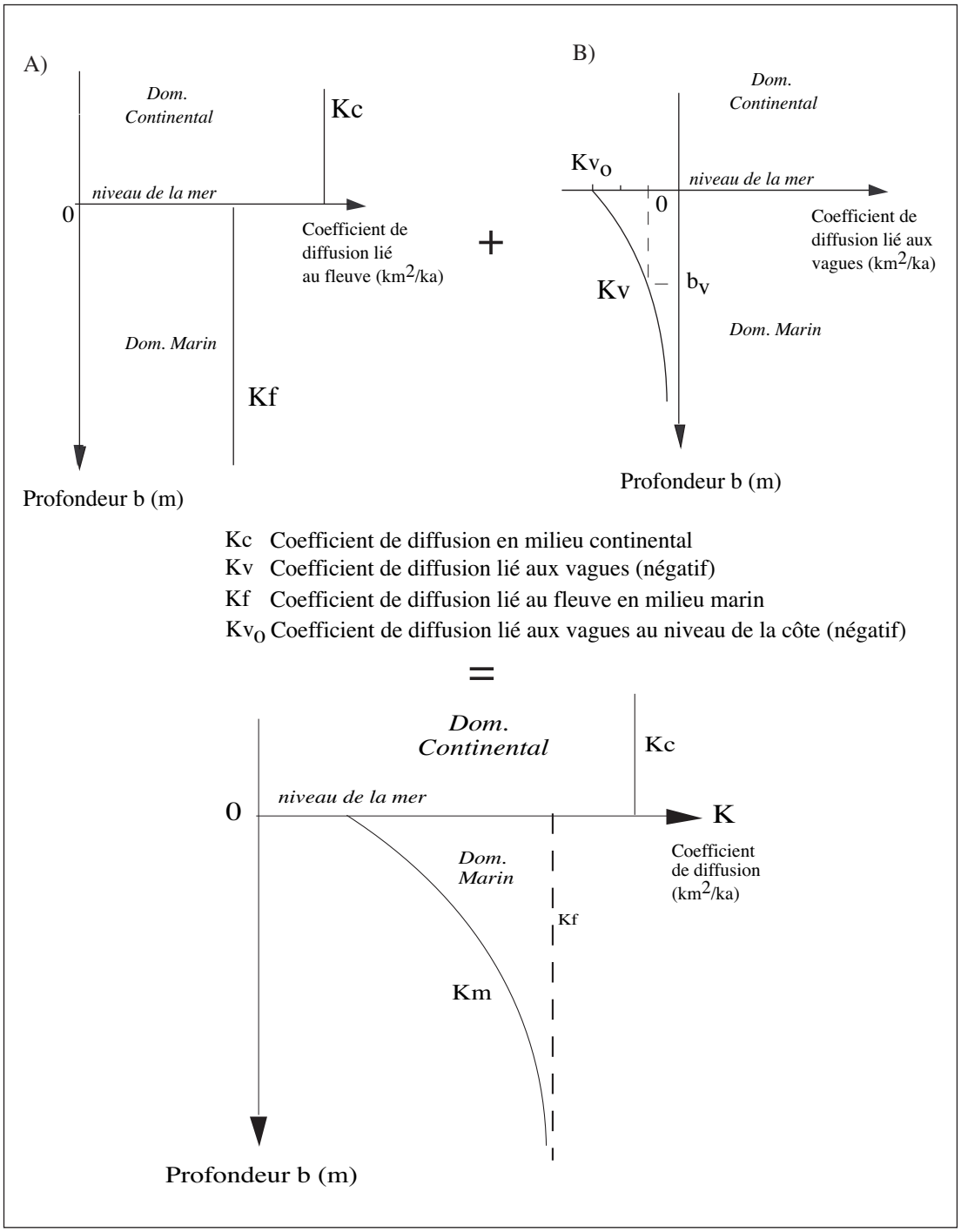


Figure VI-4
Évolution des cœfficients de diffusion en fonction de la profondeur.
A) Cœfficient liés au système fluviatile (en domaine continental le cœfficient est considéré comme constant de même qu'en milieu marin mais avec des valeurs distinctes). Le cœfficient « fluvial marin » quantifie l'influence du système fluvial en milieu marin (cette influence est limitée à une certaine distance par rapport à l'embouchure).
B) Cœfficient lié aux vagues. Au niveau de rivage le cœfficient est faible (les sédiments ont tendance à s'accumuler) ; le cœfficient augmente ensuite exponentiellement avec la profondeur (les vagues dispersent le sédiment).
C) Cœfficient total en milieu marin ; le cœfficient correspond à la somme du cœfficient « fluvial » et du cœfficient lié aux vagues.

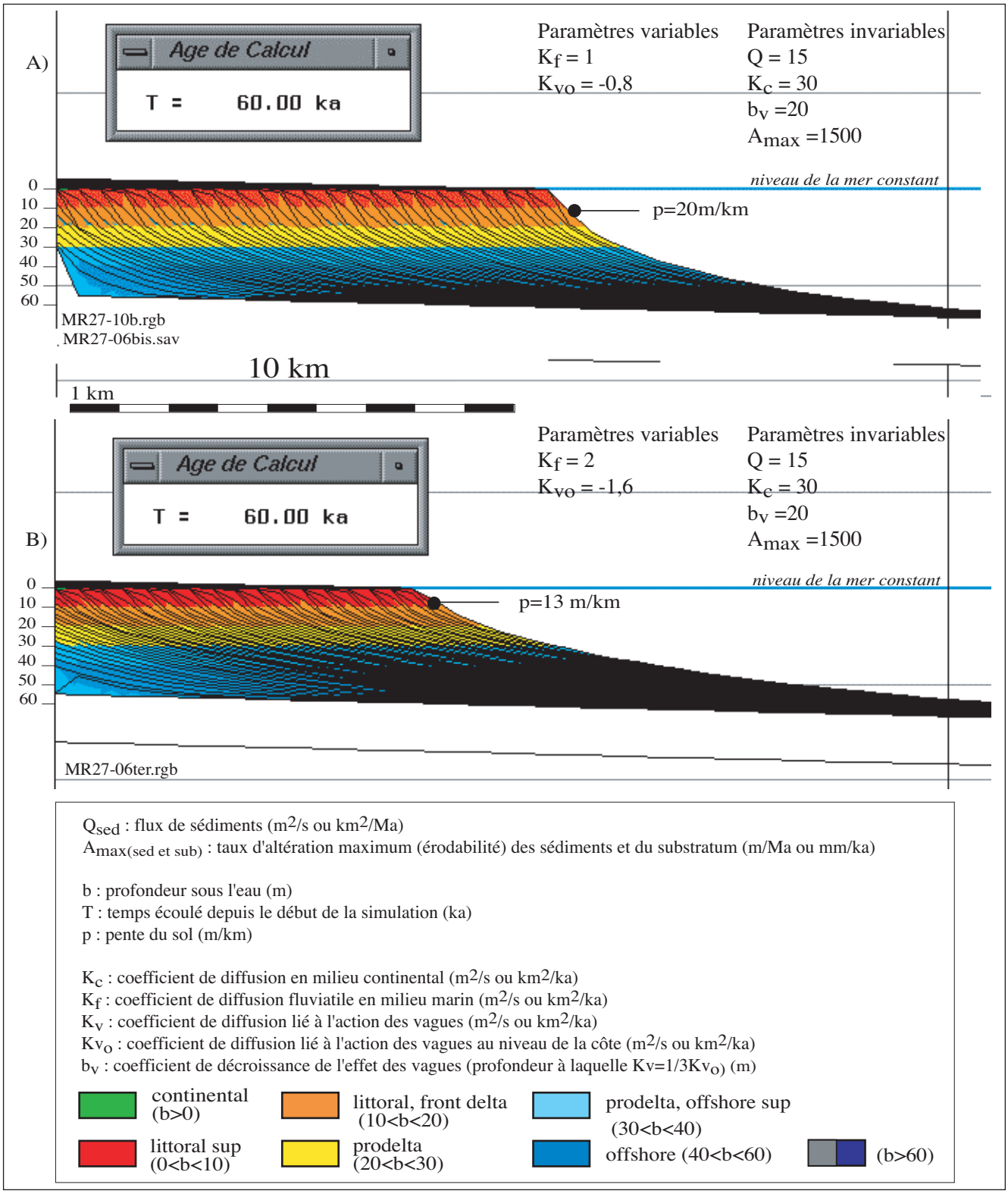


Figure VI-5
Sensibilité du profil de dépôt aux variations des cœfficients de diffusion en milieu marin. Le niveau marin est constant, la morphologie initiale est une droite de pente de 0,5 m/km sous une tranche d'eau de 50 m. La subsidence est nulle.
Entre A) et B) les cœfficients de diffusion en milieu marin sont multipliés par deux tandis que l'ensemble des autres variables sont identiques (en particulier le flux Qsed et la décroissance de l'effet des vagues).
Le profil de dépôt B) montre des pentes de dépôt plus faibles qu'en A) : le profil est plus plat, les tœsets-bottomsets sont plus développés et la ligue de rivage progade moins vite qu'en A).

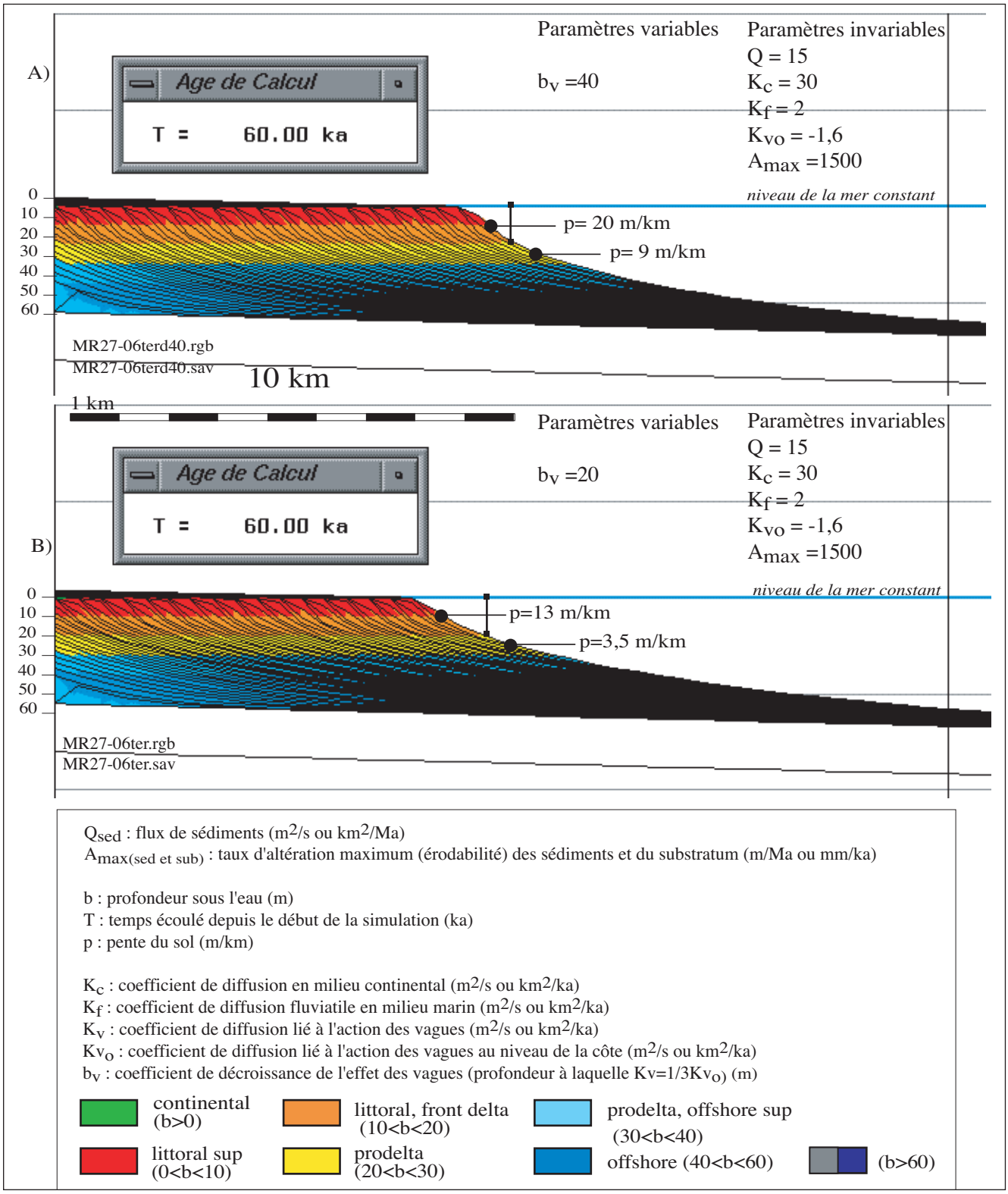


Figure VI-6
Sensibilité du profil de dépôt au cœfficient de décroissance des vagues. Le niveau marin est constant ; la morphologie initiale est une droite de pente de 0,5 m/km sous une tranche d'eau d'environ 50 m. La subsidence est nulle. La maille de simulation est de 0,5 km. (Le profil B) est le même que le profil B) de la figure VI-13).
Entre A) et B) les cœfficients de décroissance des vagues est divisé par deux tandis que l'ensemble des autres variables sont identiques (en particulier le flux Qsed).
Le profil de dépôt B) montre des pentes de dépôt qui s'atténuent plus rapidement qu'en A) : le profil s'aplatit plus rapidement, les tœsets-bottomsets sont plus développés et la ligue de rivage progade moins vite qu'en A).

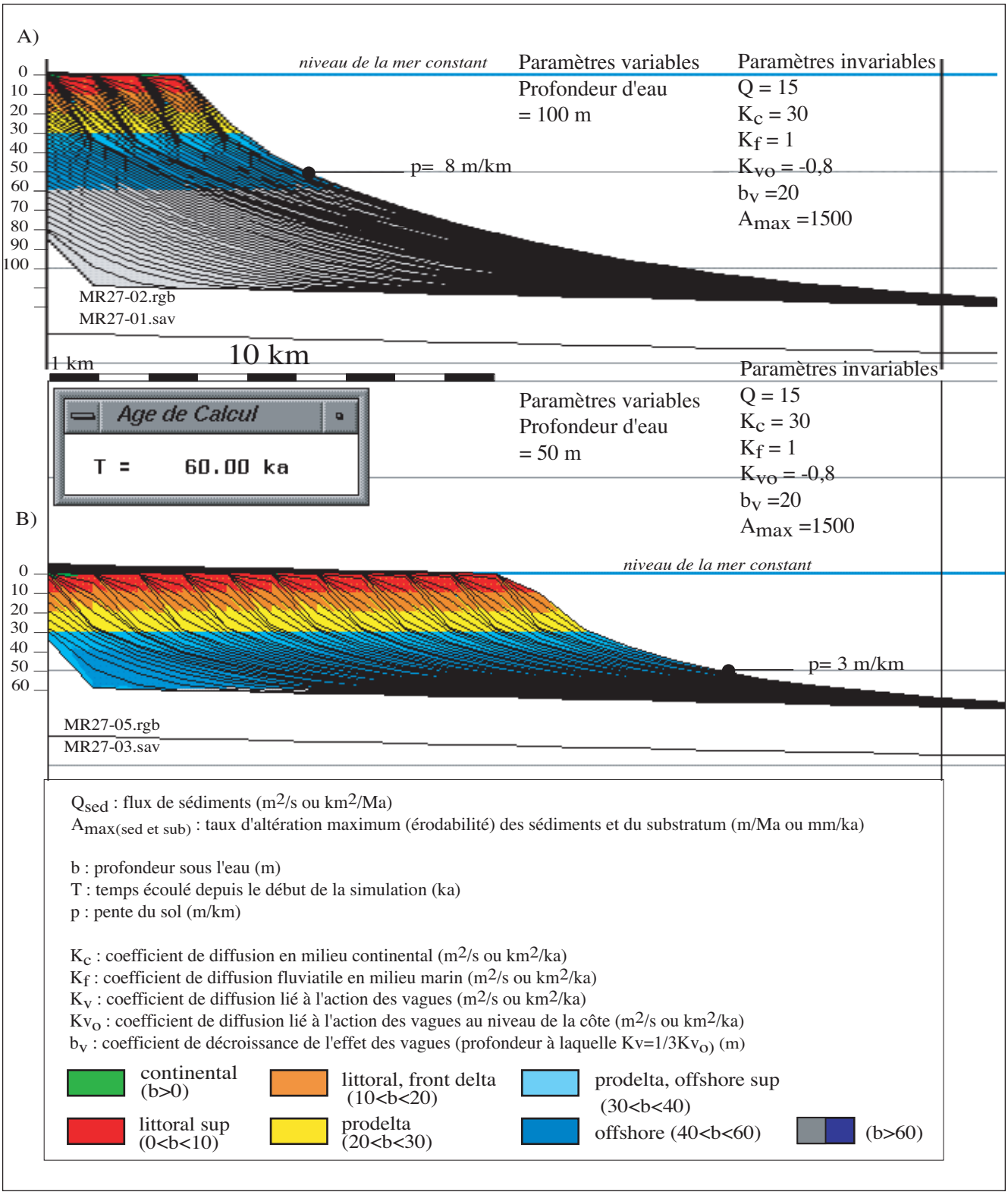


Figure VI-7
Sensibilité du profil de dépôt à la profondeur d'eau initiale. Le niveau marin est constant ; la morphologie initiale est une droite de pente de 0,5 m/km. La subsidence est nulle. La maille de simulation est de 1 km.
A) La profondeur d'eau est environ 100 m et B) La profondeur d'eau est d'environ 50 m.
Les autres variables sont identiques (en particulier le flux Qsed, les cœfficients de diffusion et de décroissance).
Le profil de dépôt B) montre des pentes de dépôt qui s'atténuent plus rapidement qu'en A) : le profil s'aplatit plus rapidement, les pieds de clinoformes (tœsets-bottomsets) sont beaucoup plus développés en A).par contre la ligue de rivage prograde beaucoup plus vite en B).

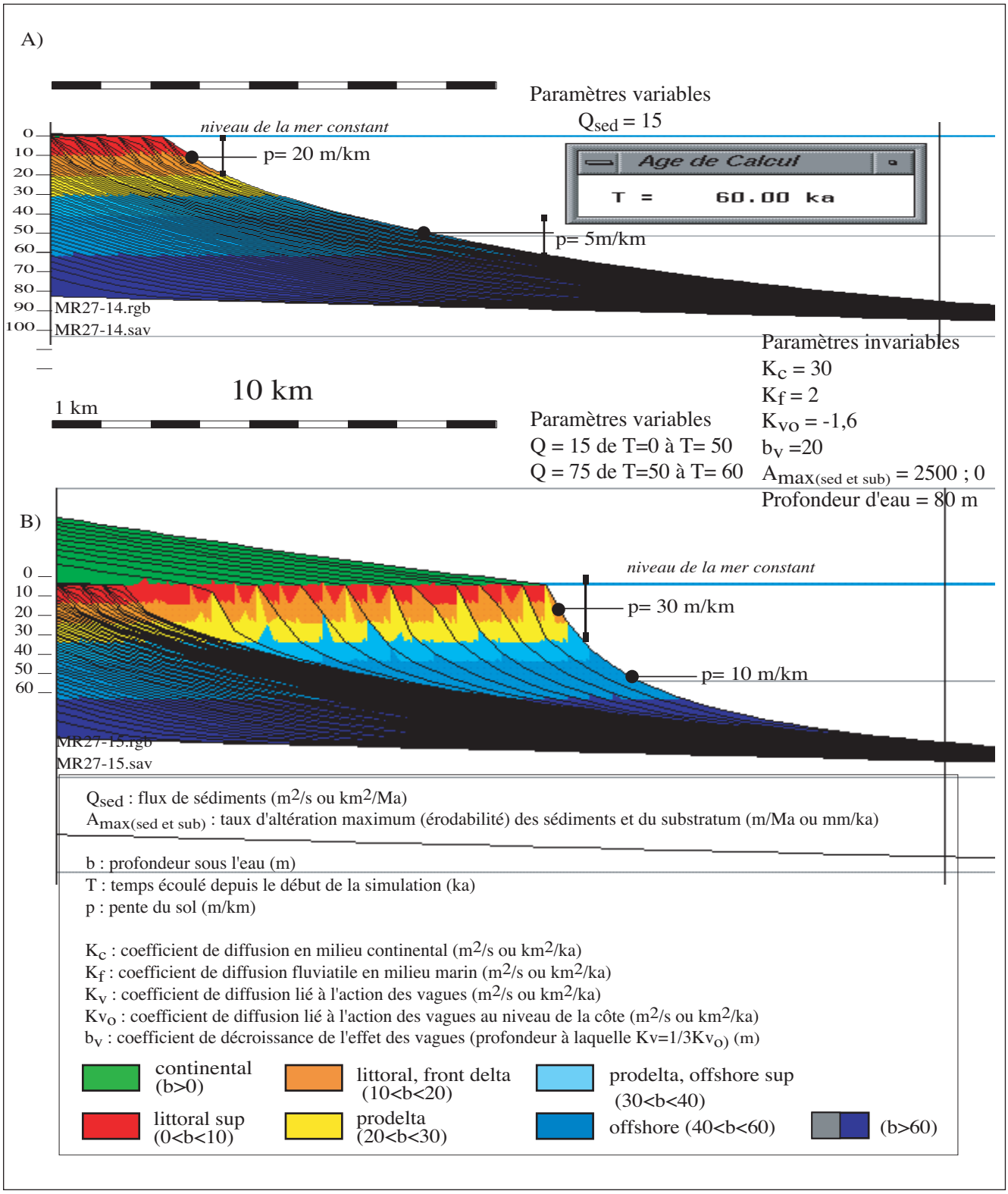


Figure VI-8
Sensibilité du profil de dépôt au flux de sédiments. Le niveau marin est constant ; la morphologie initiale est une droite de pente de 0,5 m/km. La subsidence est nulle. La maille de simulation est de 1 km. La profondeur d'eau est environ 80 m.
Les autres variables sont identiques (les cœfficients de diffusion et de décroissance, d'altération).
A) Le flux de sédiments est constant et égal à 15 km²/ka.
B) Le flux de sédiments est égal à 15 km²/ka de T = 0 à T = 50 ka puis le flux est égal à 75 km²/ka de T = 50 à T = 60.
L'augmentation du flux induit une variation brutale du profil de dépôt : les pentes de dépôts sont fortement accentuées, la progradation est beaucoup plus rapide. Par contre, les environnement de dépôt ne subissent pas de translation verticale (pas de downwardshift).

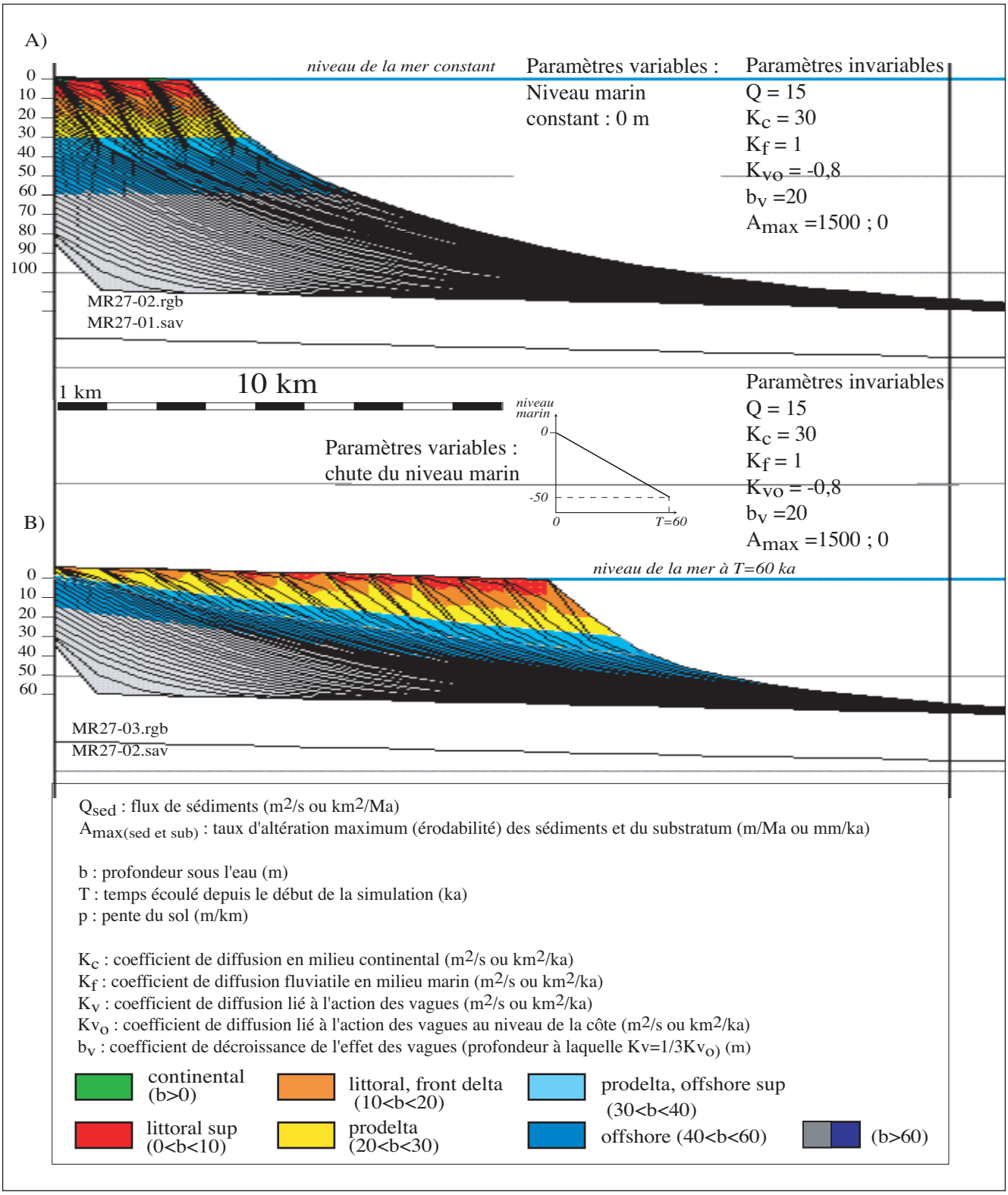


Figure VI-9
Sensibilité du profil de dépôt aux variations du niveau marin. La morphologie initiale est une droite de pente de 0,5 m/km. La subsidence est nulle. La maille de simulation est de 1 km. Le flux Qsed est identique pour les deux simulations.
Les autres variables sont identiques (les cœfficients de diffusion et de décroissance, d'altération).
A) Le niveau marin est constant (profil identique au profil A) de la figure VI-15).
B) Le niveau marin chute régulièrement de 0 m à T = 0 jusqu'à -50 m à T = 60.
Le rivage progade nettement plus rapidement en B). Les dépôts initaux sont érodés au fur et à mesure de la chute et alimente la progradation du littoral. Les environnements de dépôts se décalent vers le large et « vers le bas » (downwardshift).

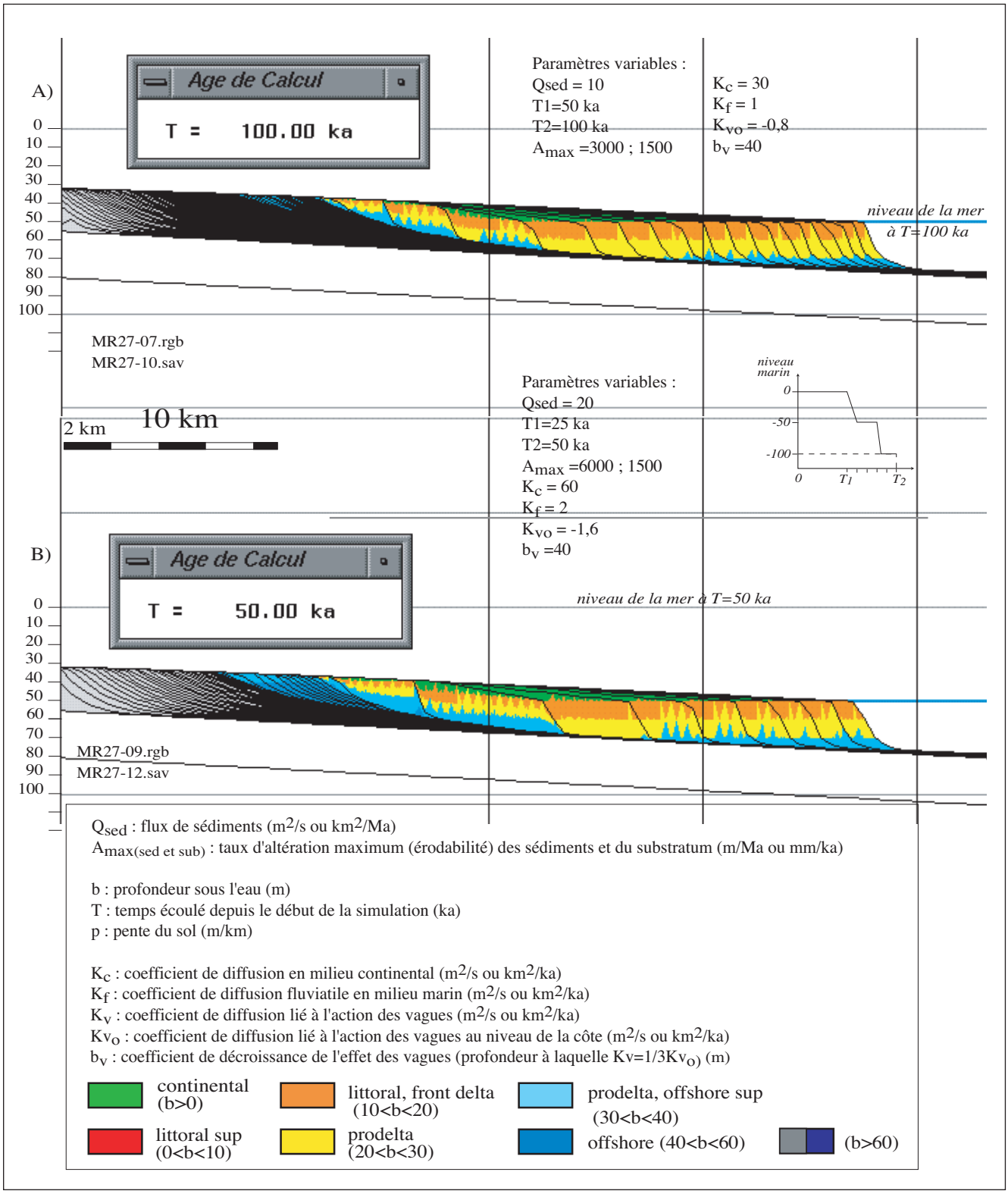


Figure VI-10
Sensibilité des géométries de dépôt aux variations du niveau marin.La morphologie initiale est une droite de pente de 0,5° m/km. La subsidence est nulle. La maille de simulation est de 0,5° km. Les variations du niveau marin sont de même amplitudes entre les deux simulations (schéma à droite de la figure)..
A) Le flux de sédiments Qsed A = 10 km2/ka, la durée de simulation est de T = 100° ka ; le taux d'altération Amax = 3 000° mm/ka..
B) Le flux de sédiments Qsed B = 2 Qsed A = 20 km2/ka ; la durée de simulation est de T' = T/2 = 50° ka ; le taux d'altération Amax = 6 000° mm/ka..
Les dépôts initaux sont érodés au fur et à mesure de la chute et alimente la progradation du littoral. Les environnements de dépôt se décalent vers le large et « vers le bas » (downwardshift). Les périodes de chute étant relativement rapide, une surface de discordance est générée. Les vitesses de sédimentation et de progradation sont nettement augmentée pendant les chutes (apports augmentés par l'altération et espace réduit). On notera la remarquable similarité des géométries de dépôts résultantes en A) et B) qui illustre la multiplicité des paramètres possibles pour restituer une géométrie donnée (adimensionnement des paramètres Q, H, L, T, K).

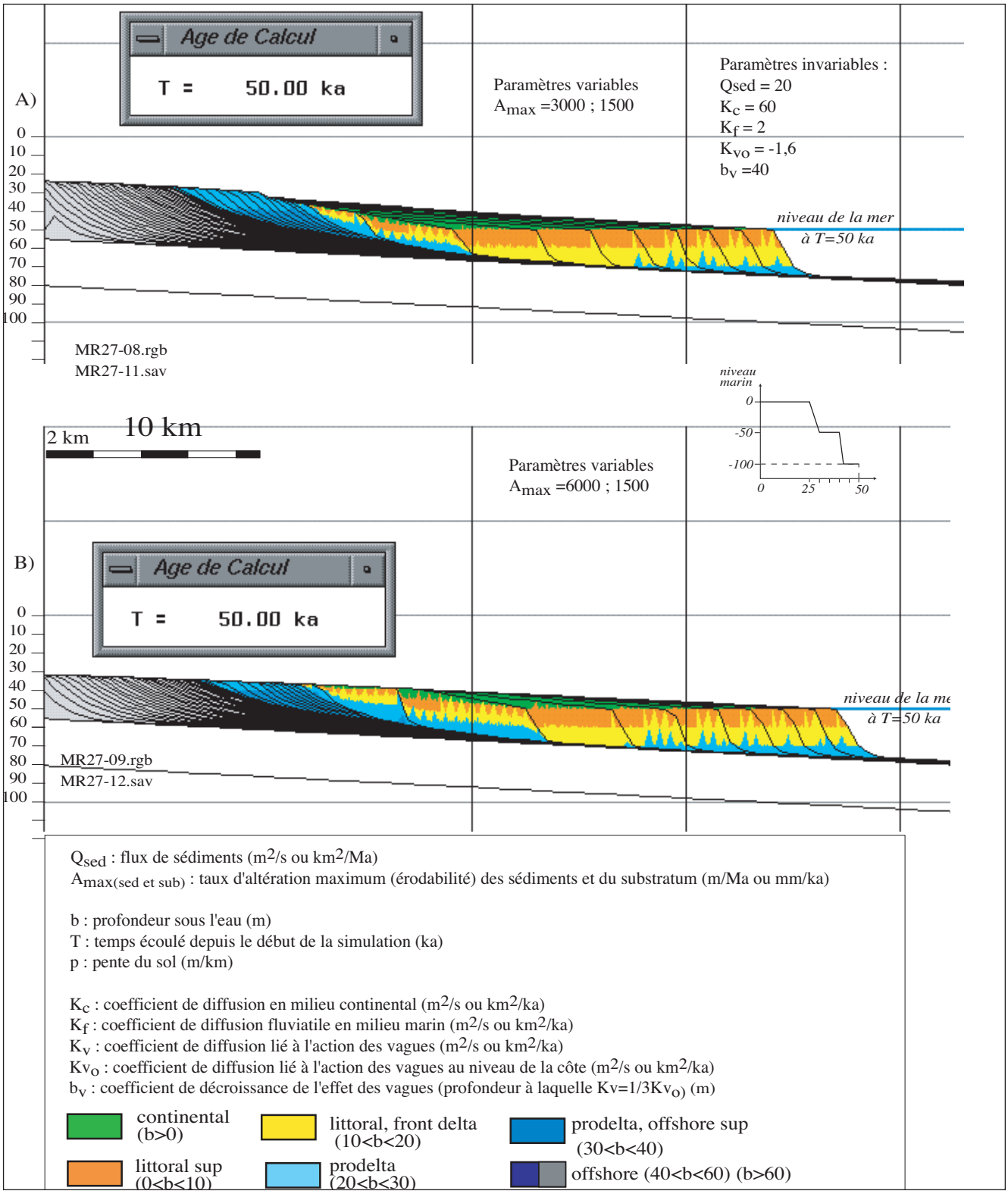


Figure VI-11
Sensibilité des géométries de dépôt au taux d'altération. La morphologie initiale est une droite de pente de 0,5° m/km. La subsidence est nulle. La maille de simulation est de 0,5° km. Le flux Qsed est identique pour les deux simulations. (Attention : le code des couleurs est légèrement différent de celui des figures VI-13 à VI-17).
A) Le taux d'altération des sédiments est 3 000 mm/ka.
B) Le taux d'altération des sédiments est 6 000 mm/ka.
En B) l'altération est plus intense, les dépôts « amont » sont plus érodés, la ligue de rivage prograde plus loin.

C - MISE EN ŒUVRE DES SIMULATIONS POUR LE GOLFE DU LION

La simulation numérique d'un cas réel nécessite la quantification et l'évolution au cours du temps d'un certain nombre de paramètres. Avant d'aborder la simulation numérique (au sens strict), il est ainsi nécessaire de transcrire les informations géologiques qualitatives en données quantitatives (fig. VI-12).

1. Stratégies de modélisation

L'utilisation d'un modèle stratigraphique nécessite la définition de paramètres d'entrée et leur évolution au cours du temps :

- l'accommodation, correspondant à l'espace disponible pour la sédimentation en tout point du bassin et pour tout âge (*Cf.* Chapitre I) (fig. VI-13) ;
- les quantités de chaque type de sédiments introduit en bordure du bassin par les fleuves ;
- les cœfficients de diffusion régissant le mode de répartition des sédiments dans le bassin ;
- l'érodabilité des sédiments préalablement déposés.

En pratique, la définition de ces paramètres dépend du but recherché, des données disponibles et du choix de la stratégie de simulation. L'analyse de l'ensemble des données (sismique, carottes, diagraphies…) conduit à l'établissement d'un modèle géologique qui permet d'identifier et de hiérarchiser les informations en fonction de leur certitude (variables connues/inconnues). C'est l'analyse de ce modèle géologique et le choix de la stratégie de simulation qui permettent d'estimer quantitativement les paramètres d'entrée du modèle diffusif (un

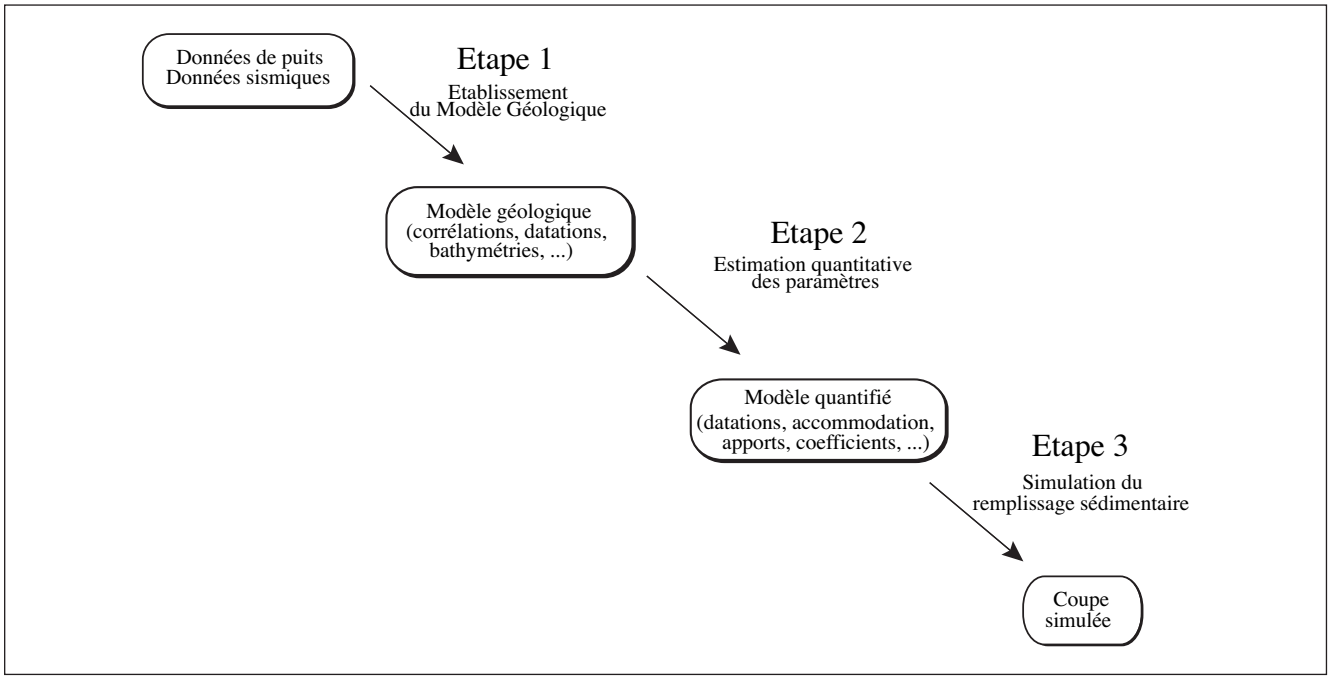


Figure VI-12
Des données géologiques aux simulations : trois étapes (d'après Granjeon, 1995).

degré d'incertitude est associé à chaque paramètre estimé). La stratégie de simulation est alors choisie en liaison avec les objectifs à atteindre :

- soit un objectif de simulation-inversion du modèle : à l'aide d'une méthode d'essai-erreur chacun des paramètres du modèle est calibré afin de restituer le plus précisément possible les données de calage.

- soit un objectif de simulation-tests d'hypothèses géologiques : les paramètres « certains » sont estimés une fois pour toutes et restent invariants d'une simulation à l'autre. Les paramètres « incertains » pourront être testés successivement au cours de simulations distinctes.

a. Stratégie par inversion

L'inversion consiste à trouver le jeu de paramètres d'entrée du modèle tel que l'écart entre les résultats obtenus par ces paramètres et les contraintes imposées en entrée soit minimal (fig. VI-14). L'inversion par la méthode d'essai-erreur est délicate et coûteuse en temps. En pratique l'inversion impose :

- de définir un critère d'arrêt de l'inversion (restitution des profondeurs, des épaisseurs, des pentes ou de la position de la ligne de rivage observée par exemple).

- à l'issu de la première simulation, il est nécessaire d'identifier correctement le(s) paramètre(s) à modifier permettant de diminuer l'erreur simulation-contrainte.

- de déterminer l'ordre d'inversion des paramètres.

L'inversion nécessite une parfaite compréhension des différents paramètres, de leur rôle et de leur effet sur les simulations. Le danger d'une telle méthode réside dans le fait qu'en s'autorisant à modifier l'ensemble des paramètres au cours du temps, la simulation pourra toujours être calée parfaitement sur quelques puits (sauf aberration du modèle géologique). Le problème est alors la signification du jeu de paramètres utilisés car :

[1] les modifications apportées aux paramètres d'entrée n'auront pas forcément de signification géologique.

[2] plusieurs jeux de paramètres peuvent donner les mêmes simulations (multiplicité des solutions).

[3] en fonction des contraintes existantes, on peux obtenir plusieurs simulations calées aux puits mais présentant des caractéristiques très différentes hors des puits de calage (extension des progradations/rétrogradations très différentes par exemple *Cf.* Granjeon, 1997, Planche 4).

En résumé l'inversion est toujours difficile et peut produire des simulations « vraies » mais « insignifiantes ».

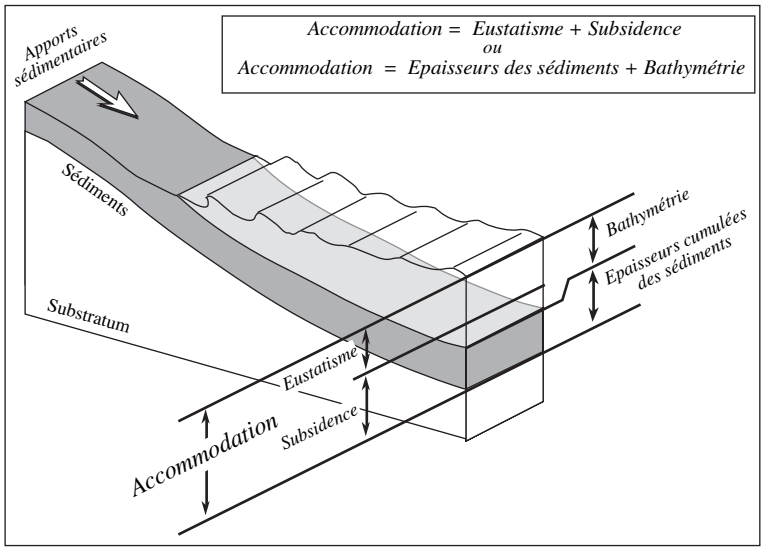


Figure VI-13
La double définition de l'accommodation (dessin de Granjeon, 1994).

b. Stratégie de test d'hypothèses géologiques

Cette stratégie (fig. VI-15), beaucoup plus « géologique », impose néanmoins la connaissance d'un nombre suffisant de paramètres que l'on peut estimer avec une certitude raisonnable.

C'est cette stratégie de test d'hypothèses géologiques et de tests de sensibilité que nous avons choisi d'appliquer dans notre étude. En particulier nous souhaitons tester les différentes hypothèses sur la datation des séquences (*Cf.* chapitre II et V). La vraisemblance et l'adéquation des hypothèses seront déterminées d'après l'efficacité des simulations à reproduire l'architecture du modèle géologique et en particulier à :

- restituer les épaisseurs sismiques observées ;
- respecter les environnements de dépôt interprétés (chapitre V).

Ainsi, une simulation stratigraphique (étape 3) n'est réalisable qu'à partir du moment où les données géologiques ont été interprétées, où un modèle sédimentologique et chronostratigraphique (étape 1) est établi (chapitre V) et quantifié (étape 2) (sous-chapitre suivant VI-C). On insiste sur le fait que la validité des résultats de la simulation est intrinsèquement dépendante de la cohérence du modèle géologique initial.

2. Contraintes géologiques simplifiées et quantifiées

a. Coupe de référence et maille de simulation

Pour que la simulation en deux dimensions soit la plus réaliste possible, nous avons choisi d'orienter la coupe simulée suivant l'axe moyen du transport sédimentaire dans notre zone c'est-à-dire l'axe NW-SE de progradation qui correspond aussi à l'orientation des profils (fig. VI-16).

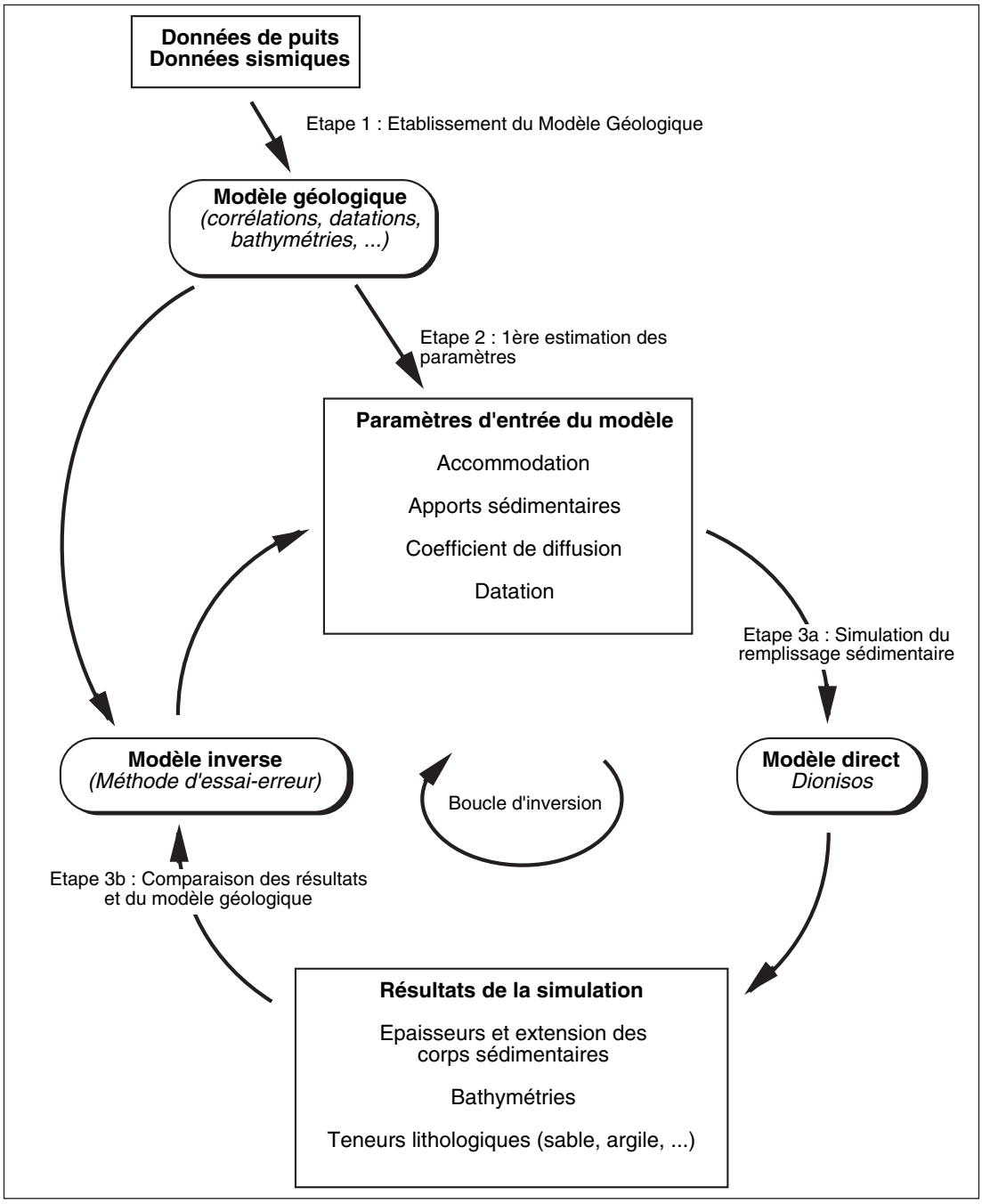


Figure VI-14
Stratégie d'inversion des modélisations stratigraphiques (d'après Granjeon, 1995 *in* Rabineau *et al.*, 1996).

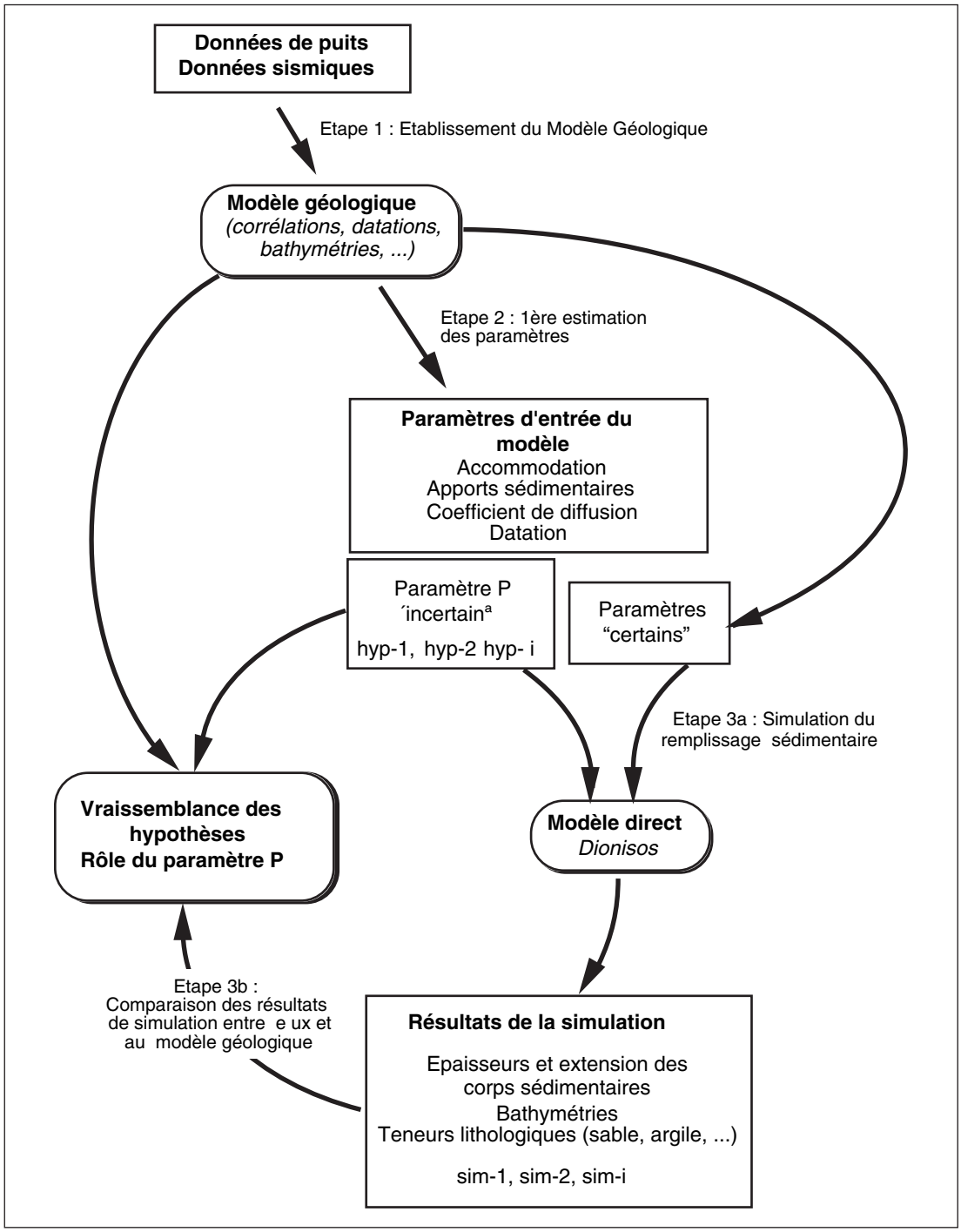


Figure VI-15
Stratégie de tests d'hypothèses géologiques et/ou de tests de sensibilité des modélisations stratigraphiques utilisée dans cette étude.

Le bassin à simuler est subdivisé en une succession de mailles régulières afin de résoudre numériquement les équations de transport des sédiments. Le choix de cette discrétisation dépend 1) des objectifs à atteindre, 2) des temps de calcul impliqués, mais surtout 3) du degré de résolution intrinsèque au modèle. Or, nous l'avons vu dans la présentation du modèle, DIONISOS est un modèle basé sur des lois de transport moyennes, il serait donc insignifiant de simuler sur des échelles d'espace inférieures au kilomètre : le modèle ne peut pas restituer le détail des géométries observées sur nos profils. Par ailleurs, c'est bien l'organisation à grande échelle des dépôts (sur l'ensemble de la plate-forme) que l'on cherche à simuler. Nous avons donc choisi de simuler une plate-forme de 70 km de largeur avec une maille de simulation de 1 400 mètres. On simule donc un équivalent du profil 1046 ou 1047 ou 1049 et leurs prolongations amont et aval.

b. Les marqueurs profondeurs et épaisseurs

Le modèle géométrique que l'on a bâti au cours de l'interprétation nous fournit les valeurs des profondeurs de chaque surface (fig. VI-17) et des épaisseurs de chaque unité en tout points de la grille au pas de 100 m (fig. VI-18). Nous avons donc extrait et re-échantillonné au pas de 1 400 m un profil à partir de cette grille pour simplifier et adapter les contraintes géologiques à l'échelle utilisée pour les simulations et faciliter les comparaisons entre ces données d'entrées et les résultats des simulations. Les conversions temps (std) en profondeurs sont réalisées en considérant une vitesse de 1 500 m/s dans l'eau et de 1 600 m/s dans les sédiments.

Tableau VI-1
Classification des environnements de dépôts : quantification des profondeurs et des pentes du système actuel.

Environnements de dépôt	Bathymétrie actuelle b	Pentes actuelles (m/km)
Continental	b < 0	0,5 à 1[2]
Plage (aérienne et sous-marine)	0 < b < 5	1 à 3
Littoral supérieur-moyen (*shoreface*), front de delta *action des vagues permanentes*	5 < b < 20	20 - 30
Littoral inférieur, prodelta, infralittoral	20 < b < 30	20 - 30
Marin proximal (offshore supérieur) *action des vagues de tempête*	30 < b < 40	
Marin distal (offshore inférieur)	40 < b < 60	5 à 10
Marin ouvert (circalittoral)	b > 60	5

c. Les paléo-bathymétries et les pentes de dépôts

Les données bibliographiques du Rhône actuel (*Cf.* chapitre II-B ; fig. II-28), qui combinées aux caractéristiques paléoclimatiques (*Cf.* chapitre II-C) et aux descriptions et interprétations réalisées sur les carottes et sur la sismique (*Cf.* chapitres III et IV), nous ont permis d'attribuer les valeurs suivantes aux paléobathymétries et aux pentes caractéristiques des environnements de dépôt (*Cf.* tab. VI-1). Cette classification permet d'associer des profondeurs à chaque faciès reconnu sur la sismique, de quantifier ainsi l'évolution de la bathymétrie au droit de puits fictifs (en vue des comparaisons aux résultats des simulations) et de transcrire les résultats bathymétriques du modèle numérique en faciès. Par exemple, une bathymétrie de 17,2 m sera interprétée en terme de littoral inférieur ou de barres d'embouchures distales, tandis qu'une bathymétrie de 2,3 m sera supposée correspondre à un environnement de plage ou à une barre d'embouchure proximale. Cette relation bijective entre le faciès et la bathymétrie, bien que fort commode, néglige cependant les variations latérales des environnements de dépôt. Du fait des variations latérales des environnements de dépôt, deux environnements distincts peuvent avoir les mêmes valeurs bathymétriques.

Par exemple, d'après les interprétations proposées au chapitre V, les prismes PI observés sur la sismique correspondent à une paléobathymétrie sommitale supérieure à 20 m (*prodelta*) ; les prismes PII observés sur la sismique correspondent à une paléobathymétrie sommitale comprise entre 0 et 20 m (littoral).

3. Quantification des paramètres

Nous allons décrire dans cette partie les étapes de la quantification des paramètres du modèle, les données utilisées et les hypothèses nécessaires pour pouvoir lancer les simulations (fig. VI-19).

a. Détermination des variations de l'accommodation

On rappelle que l'accommodation peut être appréhendée de deux manières distinctes (fig. VI-13) : son origine physique la définit comme étant le résultat de la combinaison des mouvements eustatiques et tectoniques, mais elle peut aussi être définie à partir de l'enregistrement sédimentaire comme étant la somme de l'épaisseur cumulée des sédiments (espace effectivement rempli) et de la paléo-

[2] Les pentes en milieu continental peuvent être très variables, la valeur donnée ici n'est qu'indicative et ne saurait traduire l'hétérogénéité du transport en milieu continental.

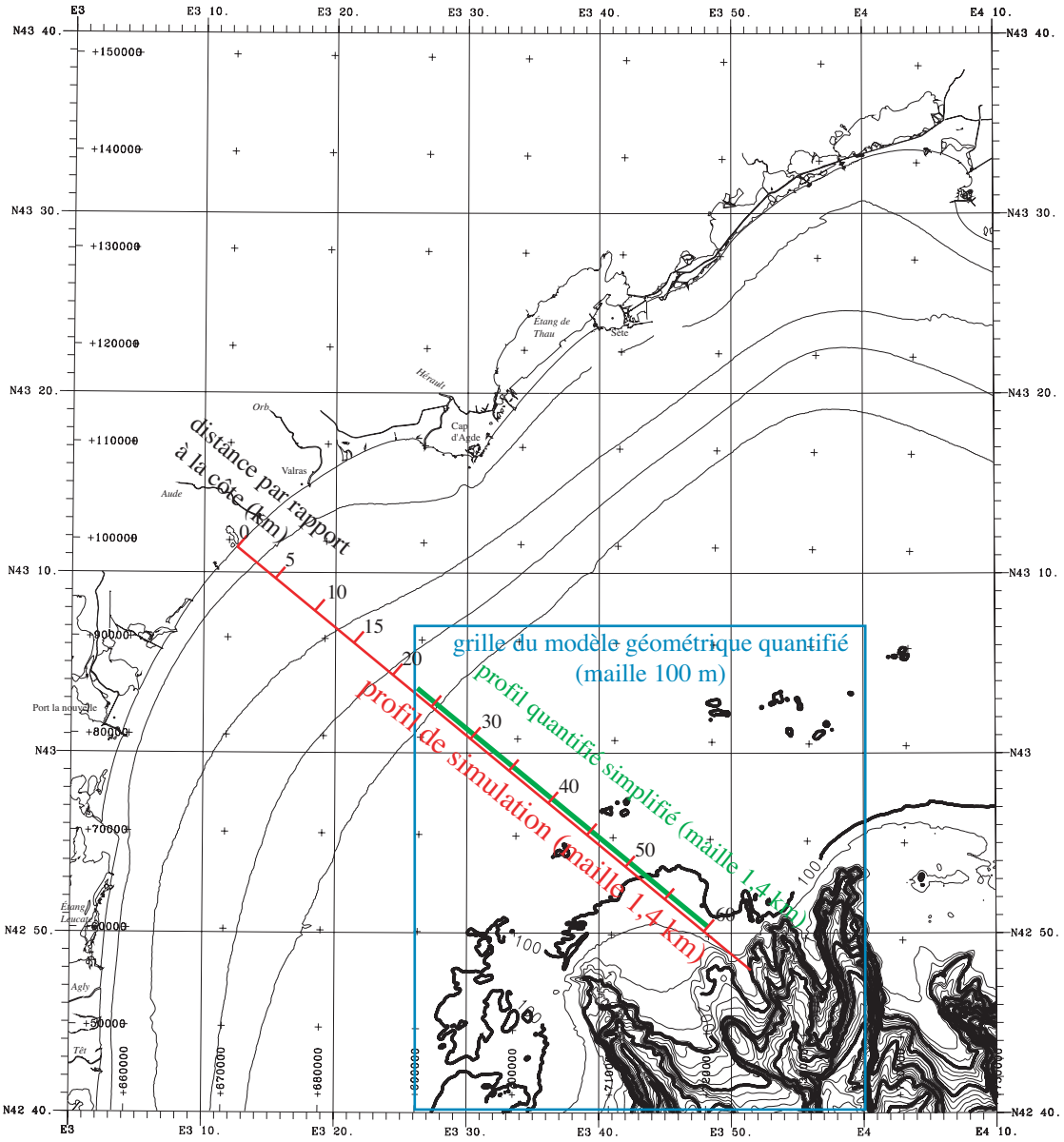


Figure VI-16
Position respective de la grillé du modèle géométrique réalisé avec une maille de 100 m (chapitre III), du profil de référence quantifié extrait de cette grille et ré-échantillonné (maille 1,4 km) et de la coupe de simulation (maille 1,4 km). Cette coupe est orientée NW-SE. Selon la direction de progradation des dépôts. Elle s'étend sur la totalité de la plate-forme, soit environ 70 km, de la côte actuelle jusqu'au rebord de la plate-forme. La maille le long de cette coupe est de 1,4 km.

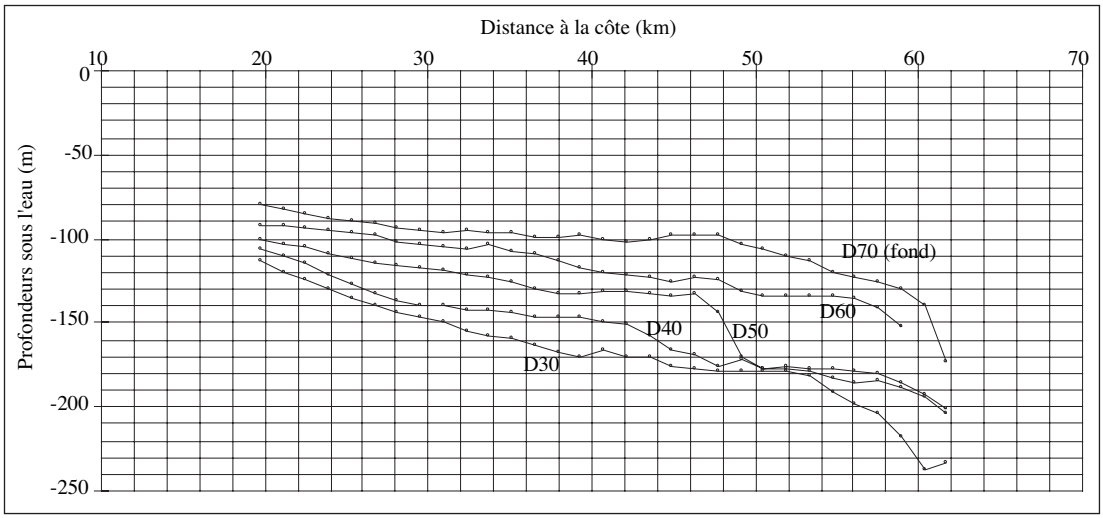


Figure VI-17
Coupe de référence quantifiée : profondeur des principaux horizaux d'après la sismique (ré-échantillonnage de la grille à 1,4 km).

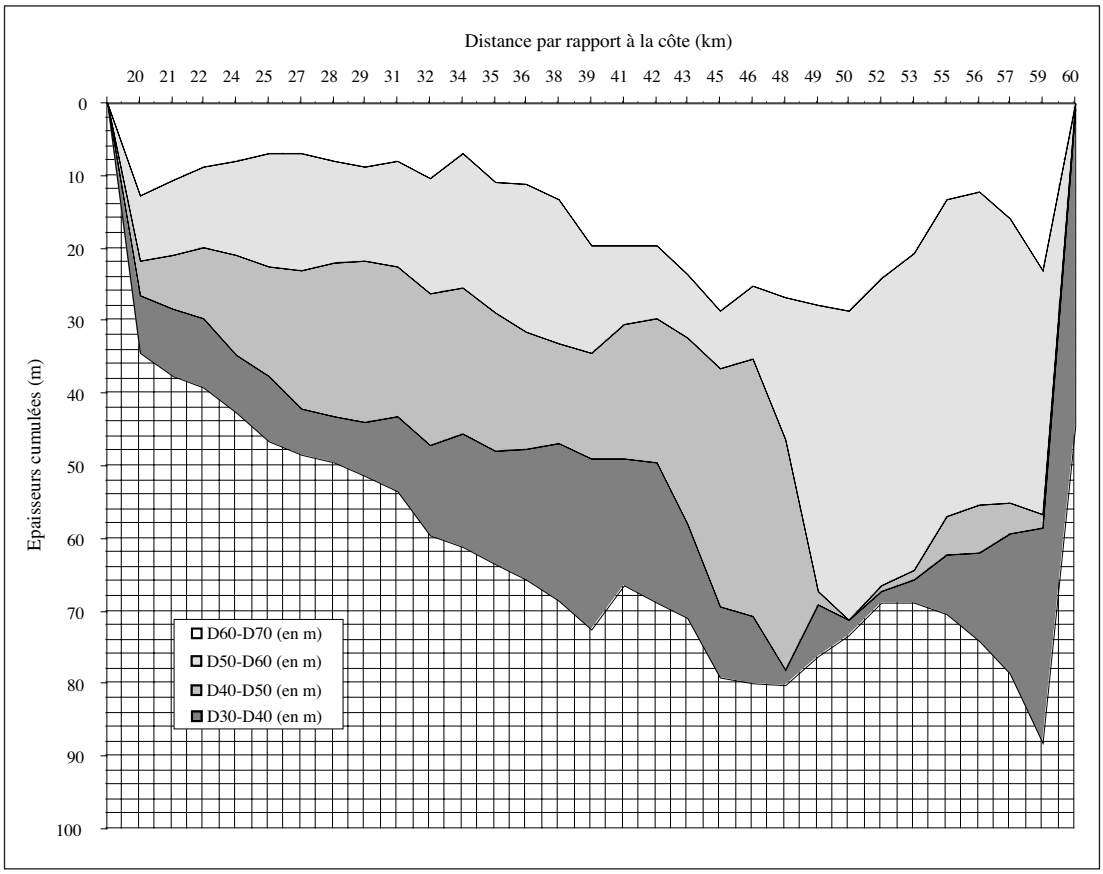


Figure VI-18
Coupe de référence : épaisseurs des principaux horizons d'après la sismique (ré-échantillonnage de la grille à 1,4 km). On notera l'épaisseur assez homogène (10 - 20 m) des différentes séquences dans la partie amont de la coupe et leur acroissement régulier (entre 20 et 40 km de rivage actuel). En revanche, entre 40 et 60 km, les épaisseurs deviennent très variables dans l'espace pour une séquence et d'une séquence à l'autre.

bathymétrie (espace non rempli par les sédiments) (Granjeon, Joseph *et al.*, 1995).

Nous avons choisi de quantifier l'accommodation par le biais de l'eustatisme et de la subsidence. Ce choix est lié à la stratégie de simulation choisie. L'eustatisme et la subsidence sont déterminés à partir des hypothèses géologiques que l'on présentera en détail ci-dessous. Ces paramètres restent fixes au cours d'une simulation (ils ne sont pas inversés).

L'eustatisme

Notre cas d'étude correspond à des sédiments déposés au Quaternaire. Comme on l'a vu dans le chapitre II, les variations climatiques liées aux glaciations et aux déglaciations sont relativement bien connues à l'heure actuelle, grâce aux études isotopiques en particulier. Le lien avec l'eustatisme, certes indirect, semble raisonnable lorsqu'il est effectué sur les enregistrements optima. Une estimation simple des variations du niveau marin d'après les courbes isotopiques se fait de manière linéaire (*Cf.* chapitre II-C). On aurait donc pu appliquer cette transformation à certaines courbes obtenues en Méditerranée. Cependant, la Méditerranée est un système quasi-fermée où les phénomènes de concentration oblitèrent les variations des valeurs de ∂O18 liées au glacioeustatisme (Party, 1996 ; Lourens, 1994 ; fig. II-33). La transformation classique en niveau marin n'est donc pas possible.

Nous avons donc choisi plusieurs courbes eustatiques (qui couvrent des périodes de temps différentes) pour réaliser nos simulations successives (fig. VI-21) :

1) Courbe Labeyrie (Labeyrie, 1989)

2) Courbe Specmap-isotopique (Imbrie, Hays *et al.,* 1984)

3) Courbe Skene-corrigée (Skene, Piper *et al.*, 1998)

4) Courbe Funnell (Funnell, 1995)

Nous considérons ces courbes comme un paramètre d'entrée « certain », estimé indépendamment de nos données.

La subsidence et la morphologie initiale

Nous avons estimé la subsidence à partir de la coupe de référence simplifiée en assimilant les deux surfaces de même nature (D50 et le fond marin par exemple) à des droites. Les droites sont déterminées dans la partie la plus amont de la section qui présente une topographie régulière peu accidentée. Pour la surface correspondant au fond, nous avons fait abstraction des dépôts actuels de haut niveau marin. En estimant que les profondeurs de dépôt sont équivalentes pour les deux surfaces (les pentes au moment du dépôt sont équivalentes), l'espace entre ces deux droites correspond aussi à la quantité d'espace finalement crée par la subsidence s. l. (fig. VI-21).

La subsidence ainsi calculée prend la forme d'un basculement vers le large. Le point de basculement se situant à une distance de la côte actuelle d'environ 10 km. Une fois la subsidence totale (entre deux marqueurs sismiques) connue, il est nécessaire de déterminer le taux de subsidence en faisant intervenir le temps (avec les différentes hypothèses géologiques). Nous avons considéré, étant donnée le contexte géodynamique de la marge (marge passive s.s., *Cf.* chapitre I et II) et l'échelle de temps mise en jeu (Quaternaire), que le taux de subsidence reste constant au cours du temps.

La morphologie initiale (surface à tsimu = 0) a été assimilée à une droite de pente 0,35 m/km qui correspond à la pente moyenne actuelle de la plateforme médiane X0 = -84 m et X70 = -109 m (fig. VI-22).

Les datations

Le temps est le paramètre incertain de notre étude, c'est celui que nous cherchons à élucider, nous avons donc choisi de tester plusieurs hypothèses de datation de la surface initiale (qui impliquent des taux de subsidence et des flux différents). Les différentes hypothèses sont basées sur l'association de la surface D50 (dont la morphologie, la position de la ligne de rivage sont particulièrement nettes) à un bas niveau de la courbe eustatique.

Hypothèse n°1 : La durée de temps représentée par la section est de moins de 100 000 ans. Les séquences sont associées aux bas niveaux des cycles de 20 000 ans. Plusieurs sous-hypothèses peuvent être faites : D50 correspond à un bas niveau compris entre 20 et 136 ka.

Hypothèse n°2 : La durée de temps représentée par la section est de plusieurs cycles de 100 000 ans. Les séquences sont associées aux bas niveaux des cycles de 100 000 ans. Plusieurs sous-hypothèses peuvent être faites :

D50 correspond au plus bas niveau du stade isotopique 6 (136 ka)

D50 correspond au plus bas niveau du stade isotopique 8 (270 ka)

D50 correspond au plus bas niveau du stade isotopique 10 (342 ka)

Chacune de ces hypothèses induit un taux de subsidence différent. Au niveau de la maille finale (X = 70 km), on obtient les valeurs suivantes :

Hypothèse n°1 (stade 3) : 2 500 m/Ma

Hypothèse n°2 (stade 6) : 525 m/Ma

(stade 8) : 255 m/Ma

(stade 10) : 200 m/Ma.

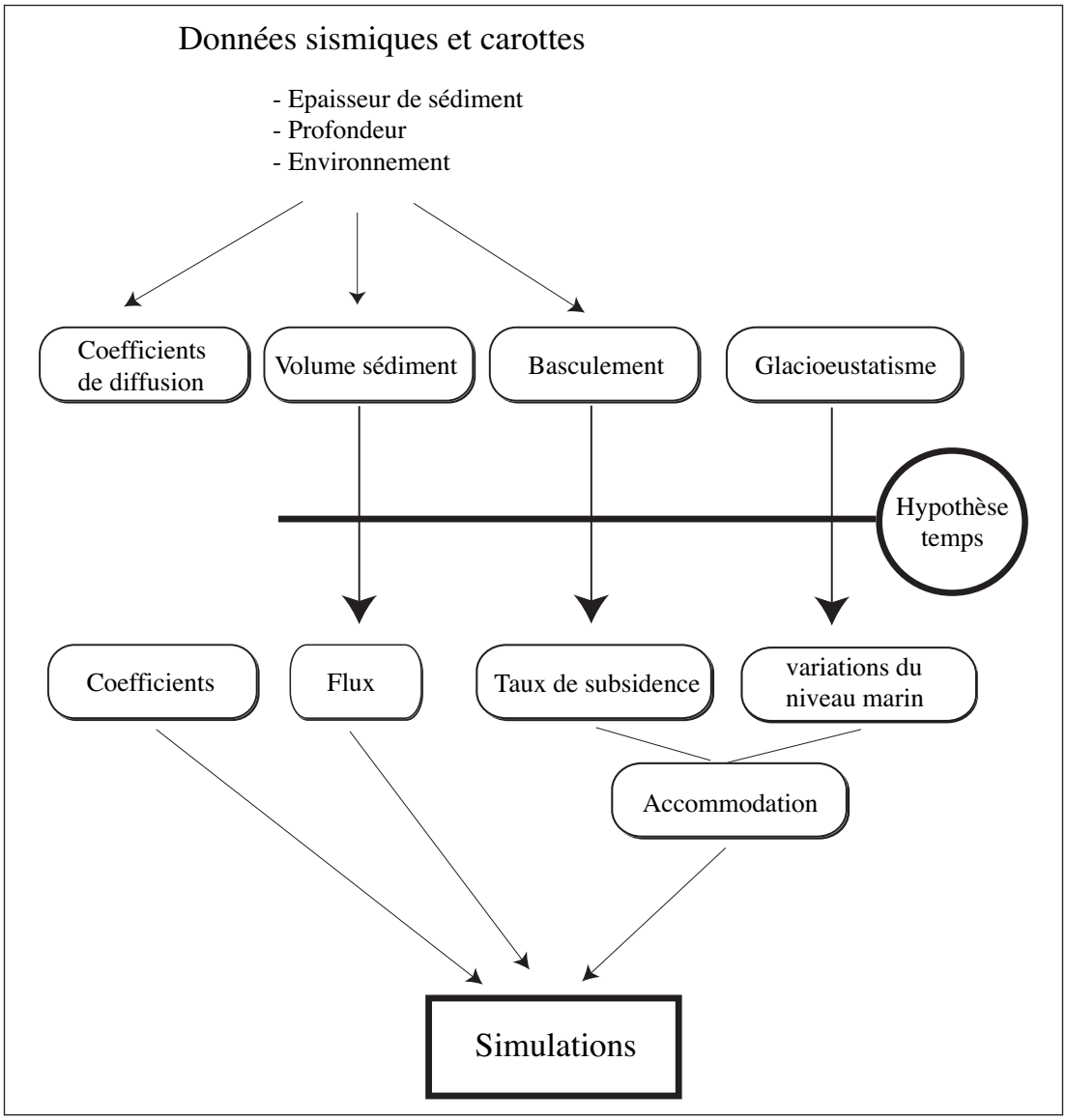


Figure VI-19
Les étapes de la quantification définies dans cette étude et nécessaires aux simulations. Le détail de chaque étape sera présenté ultérieurement dans ce chapitre. Les données sismiques et de carottages permettent d'estimer les cœfficients de diffusion, les volumes et la valeur du basculement des horizons (subsidence). Les données glacioeustatiques sont obtenues indépendamment à partir de la bibliographie. Il est ensuite nécessaire de formuler une ou des hypothèses sur les datations (à partir du modèle géologique) pour pouvoir définir les taux de subsidence, les flux et les variations du niveau marin à chaque instant permettant de mettre en œuvre les simulations.

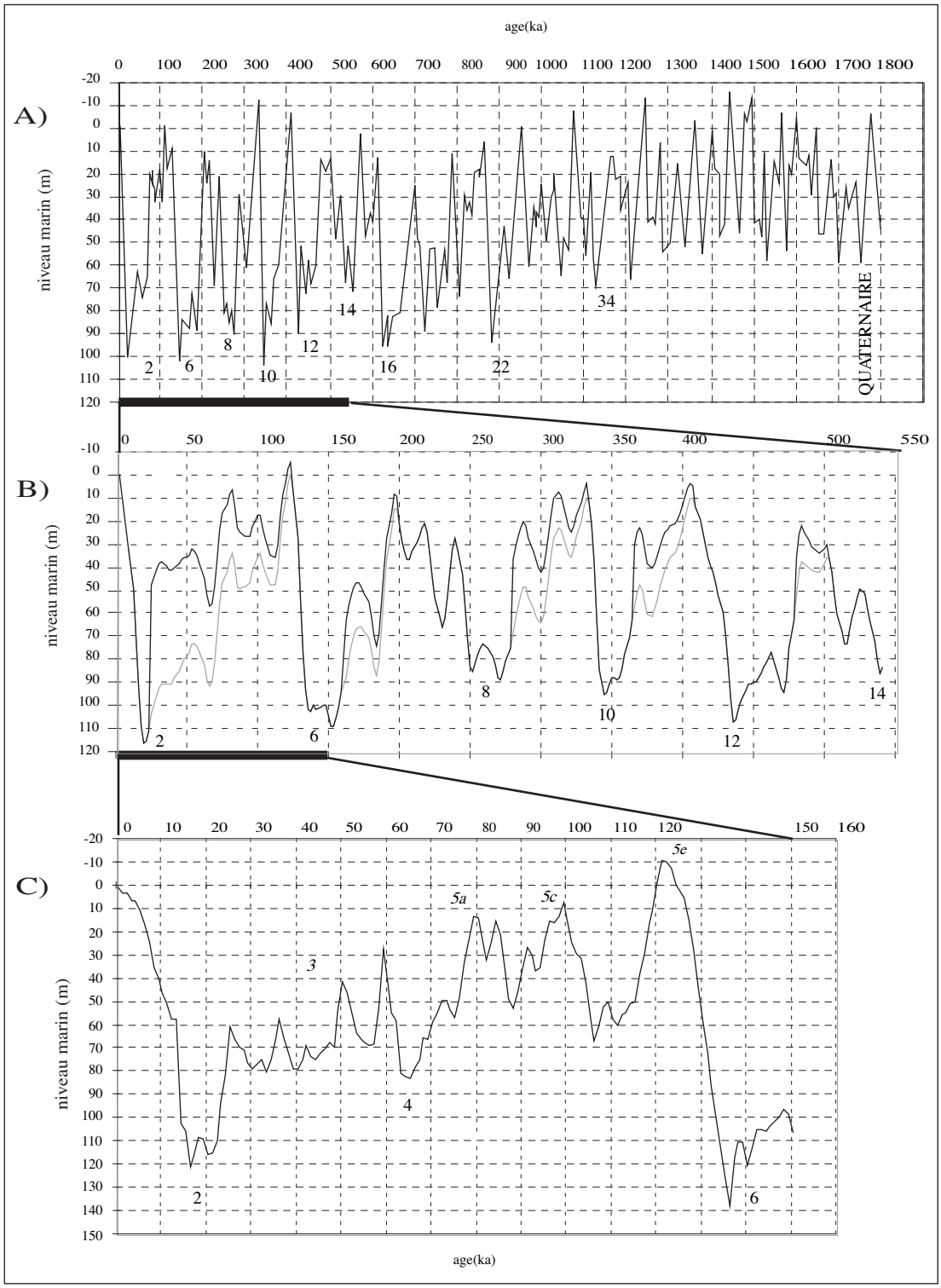


Figure VI-20
Courbes eustatiques à différentes échelles de temps, utitilisées lors des simulations.
A) Courbe du niveau marin sur la totalité du Quaternaire (sur 1,8 Ma) d'après Funnell, 1995.
B) Courbe Specmap du niveau marin sur 540 Ka et courbe Specmap modifiée en gris d'après Skene, 1998.
C) Courbe du niveau marin sur 150 ka d'après Labeyrie, 1987, transformée en niveau marin, com. pers., 1989.

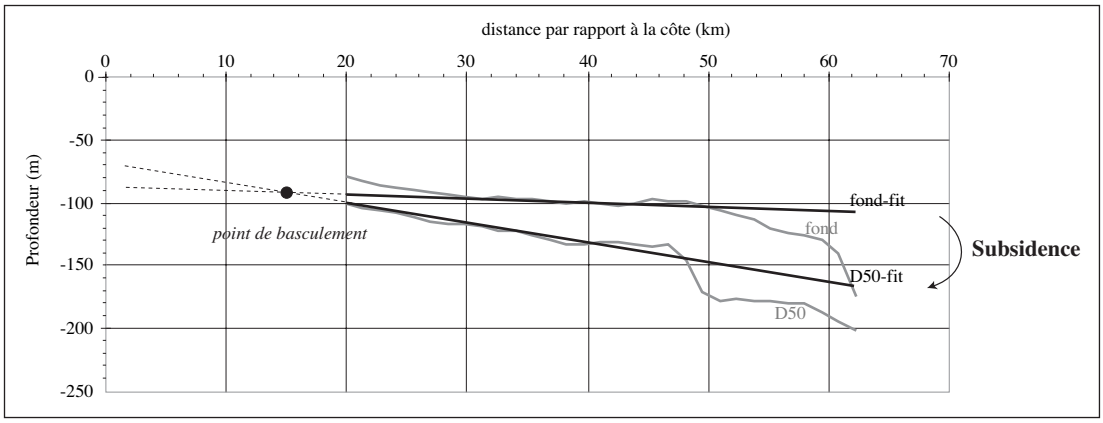


Figure VI-21
Estimation de la subsidence entre les horizons D50 et fond. En gris : pointé simplifié des horizons d'après la sismique (ré-échantillonné). En noir : ajustement des horizons à une droite. Les deux horizons considérés (D50 et fond), correspondent à des paléogéographies équivalentes (même environnement de dépôts, même bathymétries). Le basculement entre les deux courbes représente la subsidence différentielle affectant la marge entre D50 et le fond et créant l'espace disponible permettant le dépôts et la préservation des sédiments. L'évaluation d'un taux de subsidence nécessite une estimation de la durée s'écoulant entre les deux horizons.

b. Détermination des apports en sédiments

Afin de remplir l'espace disponible, ou accommodation, que nous venons de créer, il est nécessaire de connaître la quantité de sédiments introduits dans le bassin par les fleuves à chaque instant. Les apports en sédiments sont donc représentés par un flux à l'embouchure du ou des fleuves.

L'accès aux paléo-valeurs du flux ne peut être qu'indirecte. Par ailleurs ce flux dépend des hypothèses sur le temps (à chaque hypothèse sur le temps présentée ci-dessus, correspond une valeur différente du flux). Or nous l'avons vu, c'est le temps qui est le paramètre le moins connu dans notre étude. Nous avons donc choisi d'estimer un flux moyen entre nos deux surfaces de référence (D50 et fond) et de le considérer comme constant au cours du temps.

Nous avons estimé ce flux moyen Qsl de trois manières distinctes et indépendantes. La première calcule un flux à l'embouchure du Rhône ; la deuxième sur l'ensemble du Golfe du Lion et enfin la troisième sur notre coupe.

Calcul 1- Des travaux antérieurs (Aloïsi, 1986) ont proposé des valeurs du taux de sédimentation en fonction de la distance au rivage pour le delta du Rhône actuel. On a reporté ces valeurs sur la figure VI-23.

Ce profil de variation des vitesses de sédimentation peut être approximé par une fonction exponentielle (Aloïsi, 1986). L'intégration de ce profil de vitesse de sédimentation (Vs) en fonction de la distance (x) correspond précisément au flux de sédiments entrants.

Le calcul nous donne Qsl actuel ≈ 2 500 km^3/Ma

Calcul 2- Le volume total de sédiments déposés sur l'ensemble du Golfe du Lion de 12 000 ans à l'actuel a été estimé à 150.10^{-9} m^3 par Aloïsi (Aloïsi, 1986, p.114). Cette estimation correspond à un flux de ≈ 12 000 km^3/Ma à l'embouchure du Rhône ; c'est un vrai flux en trois dimensions. Pour obtenir le flux linéaire moyen correspondant à une simulation en deux dimensions, il est nécessaire de diviser cette valeur par la longueur du Golfe (globalement longueur de la ligne de côte). Soit avec une longueur du Golfe égale à 150 km, on obtient : Qsl = 80 km^3/Ma.

Ce flux est un flux moyen qui suppose que la quantité de sédiments entrant dans le Golfe est également répartie sur sa bordure. Cette hypothèse ne prend pas en compte le fait que les quantités de sédiments déposés sont très importantes au niveau des embouchures et décroissent latéralement en s'éloignant de la source (comparer le Qsl de 80 km^3/Ma avec l'estimation 2) de 2 500 km^3/Ma). Par ailleurs, si l'on se réfère à la situation actuelle, c'est le Rhône qui est le principal fournisseur de sédiments dans le Golfe (à l'heure actuelle il représente 90 % des apports totaux (Chapitre II). Donc au niveau du Rhône Qsl est très supérieur à 80 km^3/Ma (*Cf.* Calcul 2), par contre au niveau de la coupe simulée il doit être inférieur à 80 km^3/Ma. Les valeurs calculées à partir de la sismique (4, 5, 10 et 40 km^3/Ma) sont donc des estimations tout à fait raisonnables. Par contre, on ne peut pas trancher entre les hypothèses.

Calcul 3- L'analyse des données sismiques permet d'estimer le volume de sédiments déposés le long de la coupe (la troisième direction est prise

comme égale à l'unité). Ce volume correspond au bilan entre les flux entrants (apport fluviaux) et sortants du bassin (transport marin vers le large). La valeur des flux entrants et sortants du bassin dépend de l'extension de la coupe de simulation.

Les volumes de sédiments sont facilement calculables à partir des profondeurs des horizons et des épaisseurs des couches de la zone quantifiée (fig. VI-17 et fig. VI-18).

Volume = Somme des épaisseurs en chaque maille x longueur de la maille

V ≈ 1,6 km^3

Il est ensuite nécessaire de faire intervenir le temps (avec les différentes hypothèses géologiques) pour déterminer le flux moyen de sédiments correspondant (en km^3/Ma).

Hypothèse n° 1: D50 correspond au stade 3 : Qsl ≈ 40 km^3/Ma

Hypothèse n° 2 : D50 correspond au stade 6 : Qsl ≈ 11,5 km^3/Ma

: D50 correspond au stade 8 : Qsl ≈ 6 km^3/Ma

: D50 correspond au stade 10 : Qsl ≈ 4,5 km^3/Ma

Ces flux devront être extrapolés pour prendre en compte la totalité de la coupe simulée et donc les sédiments déposés en amont et en aval de la zone quantifiée. On affinera donc les valeurs de flux au moment des simulations.

Du fait de la longueur de la coupe simulée (70 km), nous avons supposé que la quantité de sédiment sortant de la coupe de simulation est négligeable face à la quantité entrante. Nous avons donc considéré que le flux sortant de sédiments est nul. L'ensemble des sédiments entrant dans le bassin se dépose à l'intérieur du domaine simulé. Cette hypothèse ne prend pas en compte les transferts importants de sédiments vers la pente (voir chapitre IV) mais le modèle, dans la version que nous avons utilisée, ne maîtrise pas encore ces transferts (pas de simulation de turbidites, *debris-flow*, …). Nous devrons donc garder à l'esprit que nos flux entrant sont systématiquement sous-estimés car ils ne prennent pas en compte les sédiments qui s'échappent au delà de la pente.

c. Détermination des cœfficients de diffusion

Afin de répartir les sédiments dans le bassin, il est nécessaire de définir l'évolution des cœfficients de diffusion.

Afin de quantifier les coefficients de diffusion, nous avons vu au chapitre précédent (paragraphe 3) qu'il faut avoir une estimation des flux de sédiments et des pentes des environnements de dépôt. Mais, seul le flux de sédiment à l'entrée du bassin, estimé dans le paragraphe précédent à l'aide des volumes sédimentaires, est connu. Les flux exacts s'écoulant en chaque point du bassin, ainsi que les pentes du sol, sont interdépendants et définis par la résolution des équations de transport de sédiments.

Afin d'obtenir une première estimation des cœfficients de diffusion, nous supposons que le flux de sédiments est identique en tout point du bassin, avec une valeur de 15 km^2/Ma. Cette hypothèse simplificatrice amène à supposer qu'il n'y a ni sédimentation, ni érosion, dans le bassin. Par ailleurs nous avons utilisé les valeurs de pentes moyennes du delta actuel (*Cf.* chapitre II et tableau VI-1). Ces hypothèses nous conduisent aux valeurs suivantes des cœfficients de diffusion.

En ce qui concerne le cœfficient de décroissance de l'effet des vagues, l'étude des variations saisonnières des houles dans la situation actuelle (*Cf.* chapitre II) montre que la vitesse induite par la houle sur le fond suit une décroissance exponentielle fonction de la profondeur ; on a calculé un taux de décroissance de 17 m (fig. VI-24). Ces quantifications sont simplificatrices bien sûr, mais donnent néanmoins un ordre de grandeur sur la valeur des paramètres.

Tableau VI-2
Estimation des cœfficient de diffusion.

Environnement de dépôt (bathymétrie m)	Pente moyenne (m/km)	Cœf. de diffusion (km^2/ka)
Dom. continental	0,5 - 1	30 - 15
foresets : 5 à 25 (+?)	30 - 40	0,5 - 0,375
> 50	1 - 5	15 - 3

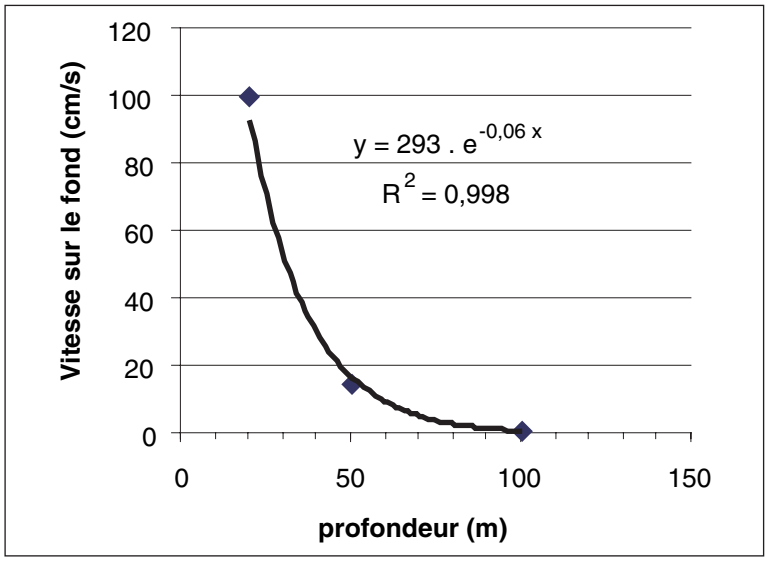


Figure VI-24
Décroissance exponentielle des vitesses maximales générées par la houle sur le fond marin en fonction de la profondeur, dans le Golfe du Lion. Les valeurs (losange) sont issues du tableau II-8. Dans cet exemple la houle considérée est de hauteur 5 m et de période 8 s. La courbe représente la courbe de tendance exponentielle associée aux données U = Uo.e - b/bo (où b est la profondeur). Le cœfficient de décroissance de la vitesse, bv = 17 m.

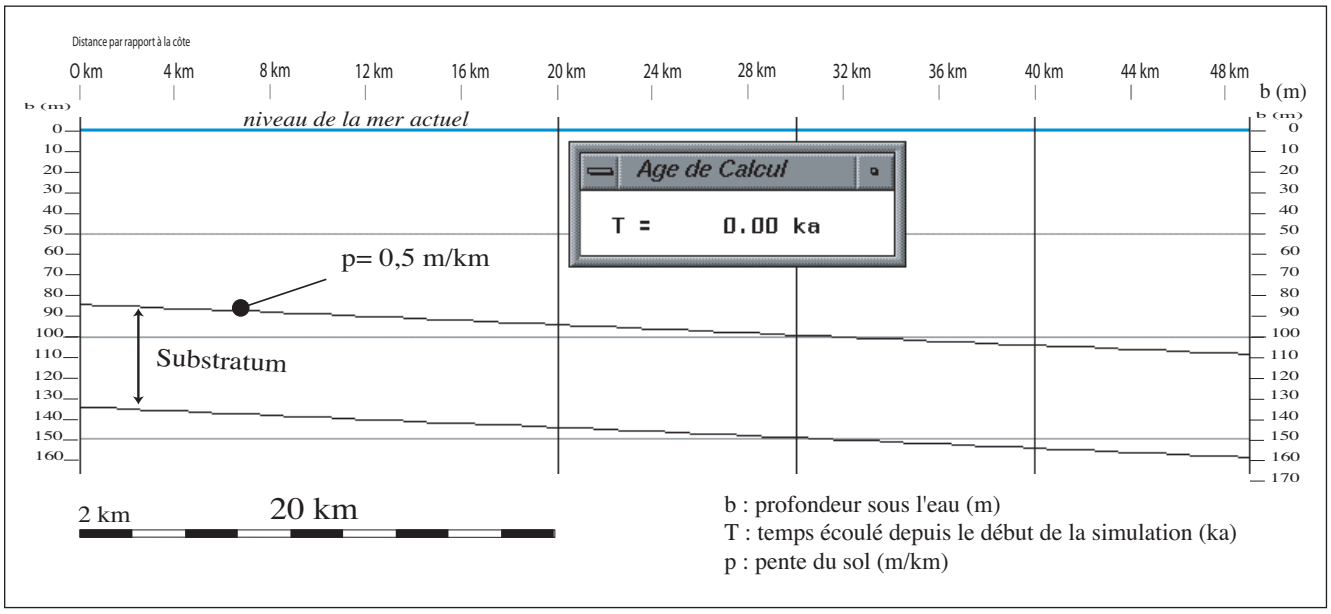


Figure VI-22
Morphologie initiale au début des simulations. Pour la plupart des simulations, on a considéré que la morphologie initiale était constituée d'une droite de pente 0,5 m/km, ce qui correspond aproximativement à la pente actuelle du plateau médian du Golfe du Lion (*Cf.* chapitre II).

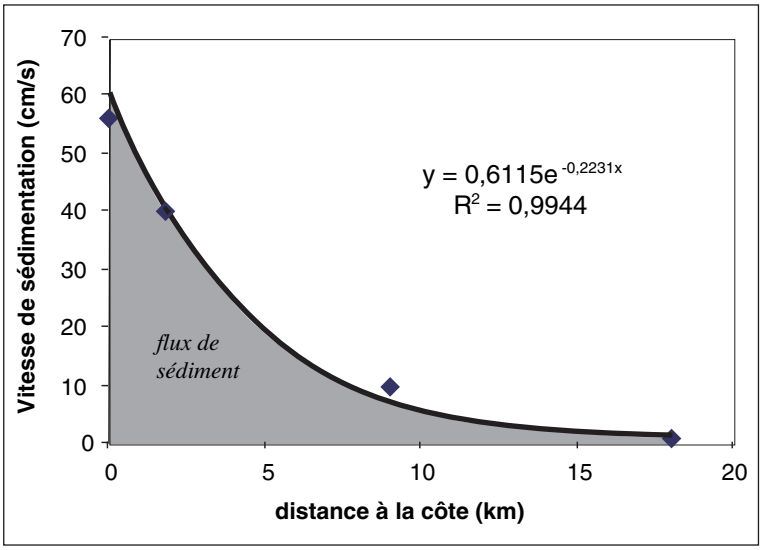


Figure VI-23
Évolution de la vitesse de sédimentation en fonction de la distance par rapport au rivage dans le delta du Rhône actuel (valeurs représentées par des losanges données par Aloïsi, 1986). L'évolution de la vitesse de sédimentation en fonction de la distance à la côte suit une courbe exponentielle. L'aire sous la courbe (en gris) (intégration de la vitesse de sédimentation par rapport à x) représente le flux de sédiment apporté par le fleuve.

D - REPRODUCTION DE L'ARCHITECTURE DES DÉPOTS DU GOLFE DU LION À DIFFÉRENTES ÉCHELLES

Dans cette partie, nous étudions dans un premier temps la capacité du modèle à restituer les profils de dépôt actuels observés dans le Golfe du Lion. Nous utiliserons pour cela les observations présentées dans le chapitre II et les quantifications présentées dans le paragraphe C. Dans un second temps, nous étudierons la capacité du modèle à restituer les géométries et l'architecture des dépôts telles que décrite et interprétée aux chapitres III et V. Nous testons, en particulier, à l'aide des simulations, les différentes hypothèses géologiques sur la datation des séquences de dépôt.

1. Reproduction du profil bathymétrique

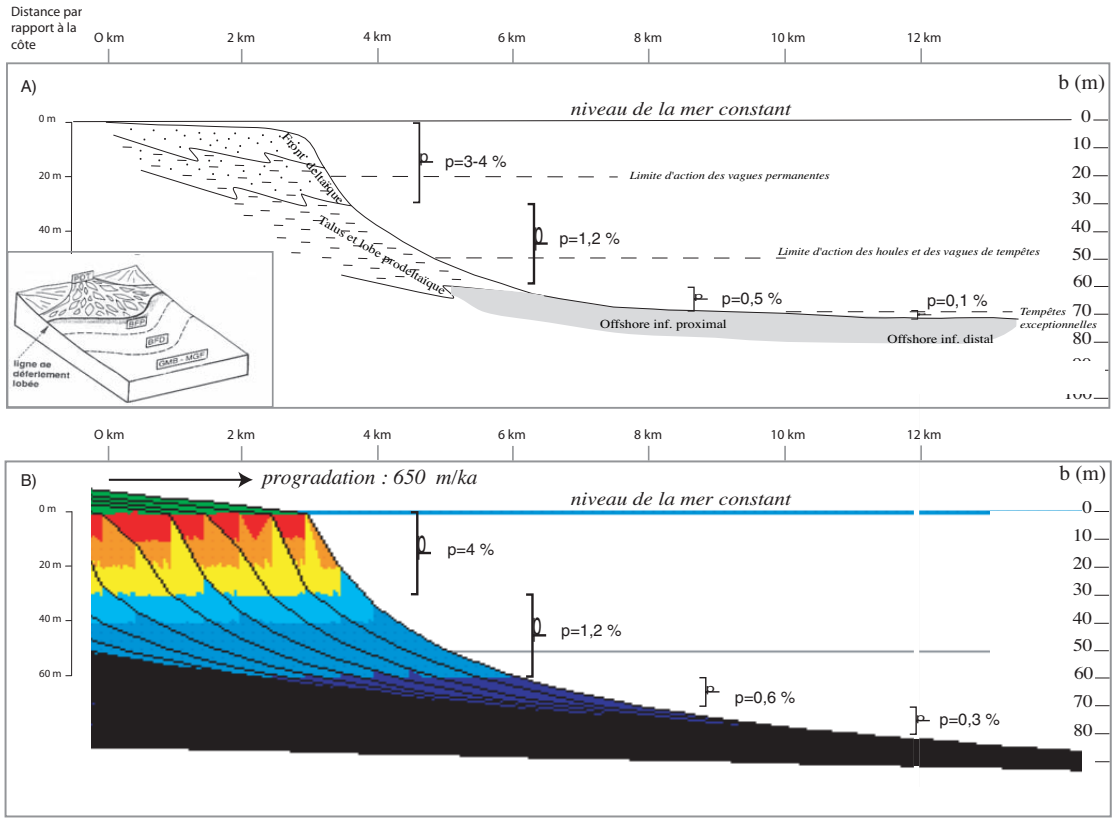
Les figures VI-25 et VI-26 comparent les profils réels de dépôt actuels du Golfe du Lion aux simulations réalisées avec Dionisos.

Les deux profils actuels correspondent à un environnement deltaïque (rhodanien) et à un environnement littoral dominé par les vagues (*shoreface*) (décrit au chapitre II ; fig. II-28). Les simulations ont été réalisées à l'aide des quantifications présentées au paragraphe C.

La grande différence entre les deux profils de dépôt concerne les pentes. Ces pentes sont gérées, dans le modèle, d'une part par les cœfficients de diffusion, d'autre part par le flux sédimentaire. Une variation au cours du temps des cœfficients de diffusion reflète une modification du régime de transport des sédiments, avec par exemple, un accroissement du débit des fleuves ou de l'énergie des vagues. Cet accroissement des paramètres physiques est difficilement appréciable *à priori*. De plus, la modification du littoral, de ses pentes, peut être la conséquence d'une variation des apports sédimentaires ou de l'accommodation, sans modification des paramètres physiques intrinsèques à chaque type de transport.

Dans les deux simulations (fig. VI-25 et fig. VI-26) les cœfficients de diffusion et le cœfficient de décroissance des vagues sont identiques ; seul le flux de sédiments varie et traduit les apports et la progradation moindre des milieux littoraux (*shoreface*) par rapport aux embouchures de deltas.

Dans les simulations ultérieures, nous avons estimé que les cœfficients de diffusion restent effectivement constants au cours du temps et l'on utilisera les valeurs des cœfficients présentées ici qui restituent correctement les profils de dépôts actuels dans le Golfe du Lion.



Q_{sed} : flux de sédiments (m^2/s ou km^2/Ma)
$A_{max(sed\ et\ sub)}$: taux d'altération maximum (érodabilité) des sédiments et du substratum (m/Ma ou mm/ka)

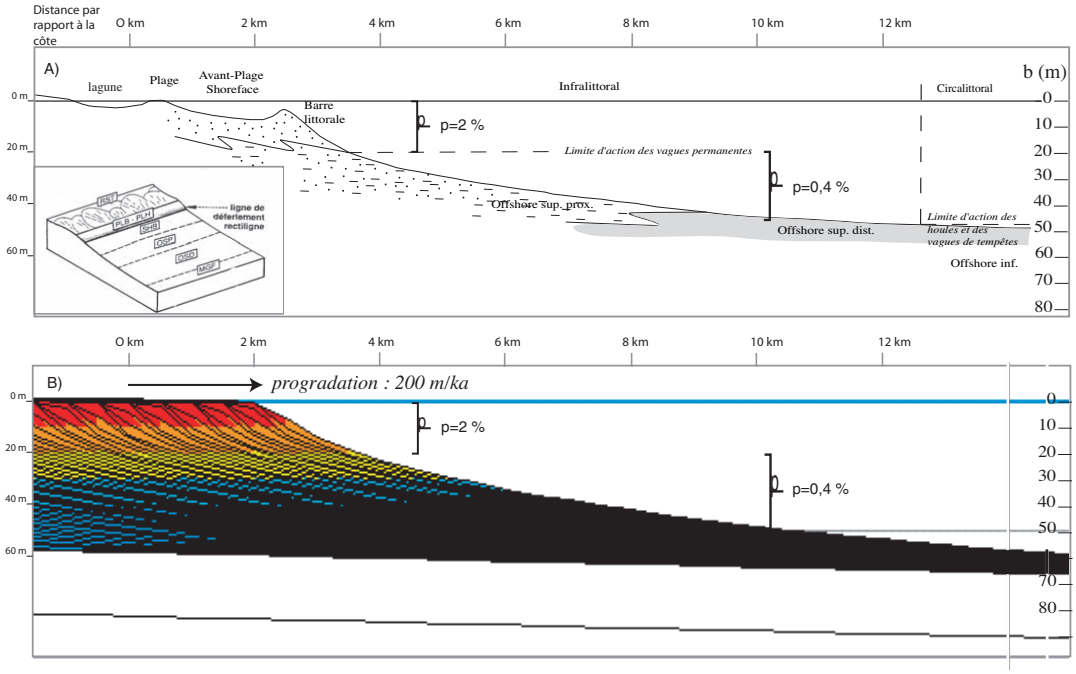
b : profondeur sous l'eau (m)
T : temps écoulé depuis le début de la simulation (ka)
p : pente du sol (m/km)

K_c : coefficient de diffusion en milieu continental (m^2/s ou km^2/ka)
K_f : coefficient de diffusion fluviatile en milieu marin (m^2/s ou km^2/ka)
K_v : coefficient de diffusion lié à l'action des vagues (m^2/s ou km^2/ka)
Kv_o : coefficient de diffusion lié à l'action des vagues au niveau de la côte (m^2/s ou km^2/ka)
b_v : coefficient de décroissance de l'effet des vagues (profondeur à laquelle $Kv=1/3Kv_o$) (m)

continental (b>0)
littoral, front delta (10<b<20)
prodelta, offshore sup (30<b<40)
(b>60)
littoral sup (0<b<10)
prodelta (20<b<30)
offshore (40<b<60)

valeurs des paramètres de la simulation
Q = 15 de T=0 à T= 50
Q = 75 de T=50 à T= 60
K_c = 30
K_f = 2
K_{vo} = -1,6
b_v =20
$A_{max(sed\ et\ sub)}$ = 2500 ; 0

Figure VI-25
Comparaison du profil bathymétrique actuel du delta du Rhône et d'un profil simulé. La morphologie initiale est une droite de pente de 0,5 m/km. La subsidence est nulle. La maille de simulation est de 0,5 km.
A) Profil bathymétrique actuel réel (figure identique à la figure II-30B). Le bloc diagramme est emprunté à Lafont, 1994.
B) Profil simulé (figure identique à la figure VI-8-B).
Les paramètres utilisés pour la simulation (répertoriés sur la figure) permettent de restituer les épaisseurs de sédiments et les pentes de dépôts réelles telles qu'observées dans le delta du Rhône.



Q_{sed} : flux de sédiments (m^2/s ou km^2/Ma)
$A_{max(sed\ et\ sub)}$: taux d'altération maximum (érodabilité) des sédiments et du substratum (m/Ma ou mm/ka)

b : profondeur sous l'eau (m)
T : temps écoulé depuis le début de la simulation (ka)
p : pente du sol (m/km)

K_c : coefficient de diffusion en milieu continental (m^2/s ou km^2/ka)
K_f : coefficient de diffusion fluviatile en milieu marin (m^2/s ou km^2/ka)
K_v : coefficient de diffusion lié à l'action des vagues (m^2/s ou km^2/ka)
Kv_o : coefficient de diffusion lié à l'action des vagues au niveau de la côte (m^2/s ou km^2/ka)
b_v : coefficient de décroissance de l'effet des vagues (profondeur à laquelle $Kv=1/3Kv_o$) (m)

continental (b>0)
littoral, front delta (10<b<20)
prodelta, offshore sup (30<b<40)
littoral sup (0<b<10)
prodelta (20<b<30)
offshore (40<b<60)
(b>60)

valeurs des paramètres de la simulation

$K_c = 30$ $Q = 15$
$K_f = 2$ $b_v = 20$
$K_{vo} = -1,6$ $A_{max} = 1500$

Figure VI-26
Comparaison du profil bathymétrique actuel du littoral du Golfe du Lion et d'un profil simulé.
A) Profil bathymétrique actuel réel (figure identique à la figure II-30A). Le bloc diagramme est emprunté à Lafont, 1994.
B) Profil simulé (figure identique à la figure VI-8A). La morphologie initiale est une droite de pente de 0,5 m/km. La subsidence est nulle. La maille de simulation est de 0,5 km.
Les paramètres utilisés pour la simulation (répertoriés sur la figure) permettent de restituer les épaisseurs de sédiments et les pentes de dépôts réelles qu'observées dans le Golfe du Lion.

2. Restitution du dernier prisme en bordure de plate-forme

Dans cette partie, nous allons tenter de restituer le prisme observé sur les sections en bordure de la plate-forme occidentale du Golfe du Lion. Nous utiliserons pour cela la courbe eustatique établie par Labeyrie, 1989 sur 136 000 ans (nous considérons cette courbe eustatique comme un paramètre « certain » des simulations) (fig. VI-20c). La subsidence utilisée correspond à un basculement progressif de la plate-forme. Le taux de subsidence est différentiel dans l'espace ; il est maximal à l'extrémité la plus en aval de la coupe mais constant dans le temps. Le point de basculement se situe à environ 10 km en aval de la côte actuelle. La valeur de la subsidence dépend de l'hypothèse initiale sur le temps. Nous supposons dans cette simulation un taux moyen de subsidence totale de 525 m/ka en bordure de la plate-forme.

Nous avons alors réalisé une série de simulation en considérant une portion variable de la courbe eustatique et en tentant de restituer la progradation d'un littoral sur la bordure de la plate-forme.

Les premiers tests ont été réalisés sur la phase de remontée du niveau marin entre 16 et 0 ka. Quels que soient les flux utilisés, aucun littoral (avec clinoformes) ne se dépose en bordure de la plate-forme. La période de temps considérée a ensuite été progressivement étendue aux derniers 25 ka (stades 2 et 1) (fig. VI-27), puis aux derniers 59 ka (stades 3, 2, et 1) (fig. VI-2).

En utilisant la courbe de variation du niveau marin de Labeyrie (1989), une largeur de plate-forme de 60 km et une subsidence qui atteint 525 m/Ma en bordure de plate-forme, les simulations suggèrent que la période de temps minimale permettant le dépôt du littoral en bordure de plate-forme est de l'ordre de 60 ka (fig. VI-28). Les géométries simulées sont différentes de l'amont à l'aval. Un prisme PI, à clinoformes moyennement à faiblement pentus, est déposé entre 59 ka et 25 ka, dans la partie la plus amont de la plate-forme. Un prisme PII, à clinoformes fortement pentus, se dépose entre 25 ka et le plus bas niveau marin de la courbe (16 ka), dans la partie la plus aval de la plate-forme.

• Cohérence géologique

La simulation réalisée sur 59 ka (fig. VI-28) décrit bien l'organisation du motif PI / PII décrit aux chapitres III et V. La période de temps suggérée par les simulations pour le dernier couple PI/PII (U147-U150) de 59 ka à 16 ka concorde avec les datations réalisées sur les carottes (chapitre IV et V).

Les simulations réalisées sur les derniers 59 ka restituent correctement le motif de dépôt PI/PII observé sur la plate-forme du Golfe du Lion. Le prisme PI est associé au stade isotopique 3, et le prisme PII est associé au dernier stade isotopique 2.

3. Réponse géométrique à un cycle de variation du niveau marin de 100 000 ans ; expression des cycles de 20 000 ans

Dans cette partie, nous allons tester l'hypothèse qui considère que les séquences individuelles de dépôts correspondent aux petits cycles de variations du niveau marin (d'environ 20 000 ans) et que l'ensemble de la section représente 100 000 ans[3]. En utilisant une courbe de variations du niveau marin établie sur environ 100 000 ans, nous allons donc tenter de restituer l'ensemble des géométries de dépôts observées sur les sections de la plate-forme occidentale du Golfe du Lion.

Plusieurs courbes eustatiques sont proposées pour le dernier cycle climatique Nous utiliserons ici, le cycle de variation du niveau marin établie par Labeyrie, 1987 sur 136 000 ans (nous considérons cette courbe eustatique comme un paramètre « certain » des simulations). La subsidence utilisée correspond à un basculement progressif de la plate-forme. Le taux de subsidence est donc différentiel dans l'espace ; il est maximal à l'extrémité la plus en aval de la coupe mais constant dans le temps. Le point de basculement se situe à environ 10 km de la côte actuelle. La valeur de la subsidence dépend de l'hypothèse initiale sur le temps. Deux hypothèses extrêmes des valeurs de subsidence totales sont testées un taux « moyen » (500 m/ka en bordure de plate-forme) et un taux « fort » (2 500 m/ka en bordure de plate-forme).

D'une manière générale, nous considérons qu'introduire des variations à court terme des flux ou de l'érodabilité pour permettre le calage des épaisseurs n'est pas satisfaisant. Une variation au cours du temps des flux entrants, en domaine continental reflète des modifications morphologiques en amont du bassin, par exemple la modification de la zone de drainage, de l'érodabilité du substratum... Ces modifications sont difficilement estimables et correspondent à des variations régionales à long terme des paramètres morphologiques du bassin. Dans les premières simulations, nous avons consi-

[3] C'est l'hypothèse de Tesson et Gensous (*Cf.* chapitre II, partie D, paragraphe 2c).

déré que les flux amont et l'intensité de l'érosion étaient constants. Quelques tests ont ensuite été effectués avec des variations de flux basées sur des considérations simples (flux fort pendant les chutes par exemple). Plusieurs simulations ont été effectuées en faisant varier les quantités d'apports et leur répartition au cours du temps ainsi qu'en faisant varier le taux de subsidence. L'accommodation varie donc en conséquence (fig. VI-29).

En général, le moment des maximum d'accommodation ou des minimums se trouve décalé du fait de la subsidence (*Cf.* Jervey, (Jervey, 1988) p.48) de même que les durées de progradation et de rétrogradation (Granjeon, 1997 p.101). La figure VI-30 montre l'effet de la subsidence sur les vitesses et les durées de création ou de suppression d'accommodation par rapport aux vitesses de création ou de suppression d'espace liés aux seules variations eustatiques. La subsidence augmente les vitesses de création d'accommodation et diminue les vitesses de suppression d'accommodation. La durée des phases de création (ou de suppression) d'accommodation peut être légèrement décalée. Mais l'on notera surtout que ces décalages temporels sont extrêmement minimes. Dans notre cas, les vitesses de variations « instantanées » de la courbe eustatique (en montée et en chute) sont extrêmement rapides, de l'ordre de 1 à 10 m/ka soit 1 - 10 km/Ma (fig. VI-29-B). Donc, la subsidence ne peut pas « contre-carrer » la formation des séquences individuelles.

a. Utilisation d'un taux de subsidence de 500 m/Ma : expression horizontale des cycles de 20 000 ans

Pour la simulation présentée sur la figure VI-30, le flux de sédiments est constant et égal à 10 km^3/Ma. Au total c'est donc 1,36 km^3 de sédiments qui sont déposés pendant ces 136 ka. Le taux de subsidence totale utilisé atteint 525 m/Ma en bordure de plate-forme, le point de basculement est situé vers 10 km du rivage actuel.

L'accommodation générale au cours de ce cycle (calculée sur la totalité de la coupe) montre une allure en dents de scie (très proche de celle des variations eustatiques seules) : une très forte augmentation initiale (passage du stade 6 au stade 5^e) suivie d'une chute générale jusqu'au stade 2 et une remontée à nouveau très importante entre le stade 2 et le niveau actuel (fig. VI-29).

• restitution des épaisseurs

Les épaisseurs totales sédimentées sont faibles ; elles ne dépassent pas 20 à 30 m sur l'ensemble de la coupe. Ces épaisseurs ne correspondent pas aux épaisseurs de la totalité de la section observée (qui est de l'ordre de 100 m). En revanche, elles correspondent aux épaisseurs des séquences individuelles.

• restitution des géométries

Le long de la coupe simulée (fig. VI-30), de l'amont vers l'aval, les sédiments représentent des tranches de temps très différentes. L'enregistrement du cycle se fait en horizontal. Les dépôts associés aux stades 5a, 5b, 5c, 5d, 5e sont cantonnés à la plate-forme interne ; la partie peu profonde du système sédimentaire (littoral supérieur et front de delta) est érodée au moment des chutes du niveau marin ultérieures (stades isotopiques 4 et 2). A la fin de la simulation, c'est-à-dire à l'issue du cycle de 100 000 ans, les cycles individuels associés au stade isotopique 5 ne sont pas discernables à partir des seules géométries de dépôts. Les stades isotopiques 4 et 2 sont, par contre, clairement exprimés dans les géométries. Les dépôts fortement pentus et peu profonds associés à ces deux périodes de chute, sont déposés sur la plate-forme moyenne à externe et préservés à l'issue du cycle de 100 000 ans. Avec la chute du niveau marin, la vitesse de progradation est fortement augmentée (comme dans les cas théoriques étudiés précédemment). Les dépôts correspondant au stade 1 sont déposés très en amont entre 0 et 10 km de la côte) ; leur potentiel de préservation est nul (en X = 0) à faible et dépend directement du taux de subsidence considéré.

Les vitesses de progradation sont fortement augmentées pendant les phases de chute. Elles atteignent 3 km/ka pendant la phase de chute du stade 4 (entre 65 et 68 ka BP) et 4 km/ka pendant la phase de chute associée au stade 2 (entre 24 et 21 ka BP). La vitesse maximale de rétrogradation associée à la terminaison du cycle climatique (transition stade 2-stade 1) atteint plus de 45 km/ka entre 14 et 13 ka BP. La phase de rétrogradation initiale entre le maximum de bas niveau marin (16 ka BP sur cette courbe) et 15 ka étant de 8 km/ka.

• Variantes sur les flux :

Dans la simulation présentée sur la figure VI-31, on a utilisé le même taux de subsidence, la même courbe eustatique (donc la même accommodation) mais un flux de sédiments différemment réparti dans le temps. Le flux est faible pendant les périodes interglaciaires (stade 5 et stade 1) (5 km^3/Ma) et trois fois plus fort pendant les périodes glaciaires (stade 3 et 2) (15 km^3/Ma). On notera que sur la totalité du cycle la quantité de sédiments apportée (1,32 km^3) est équivalente à celle du cas précédent. La comparaison des figures VI-30 et VI-31 montre que les variations apportées aux flux ont assez peu d'influence sur les épaisseurs et l'allure générale des dépôts. Les dépôts correspondant au stade 5

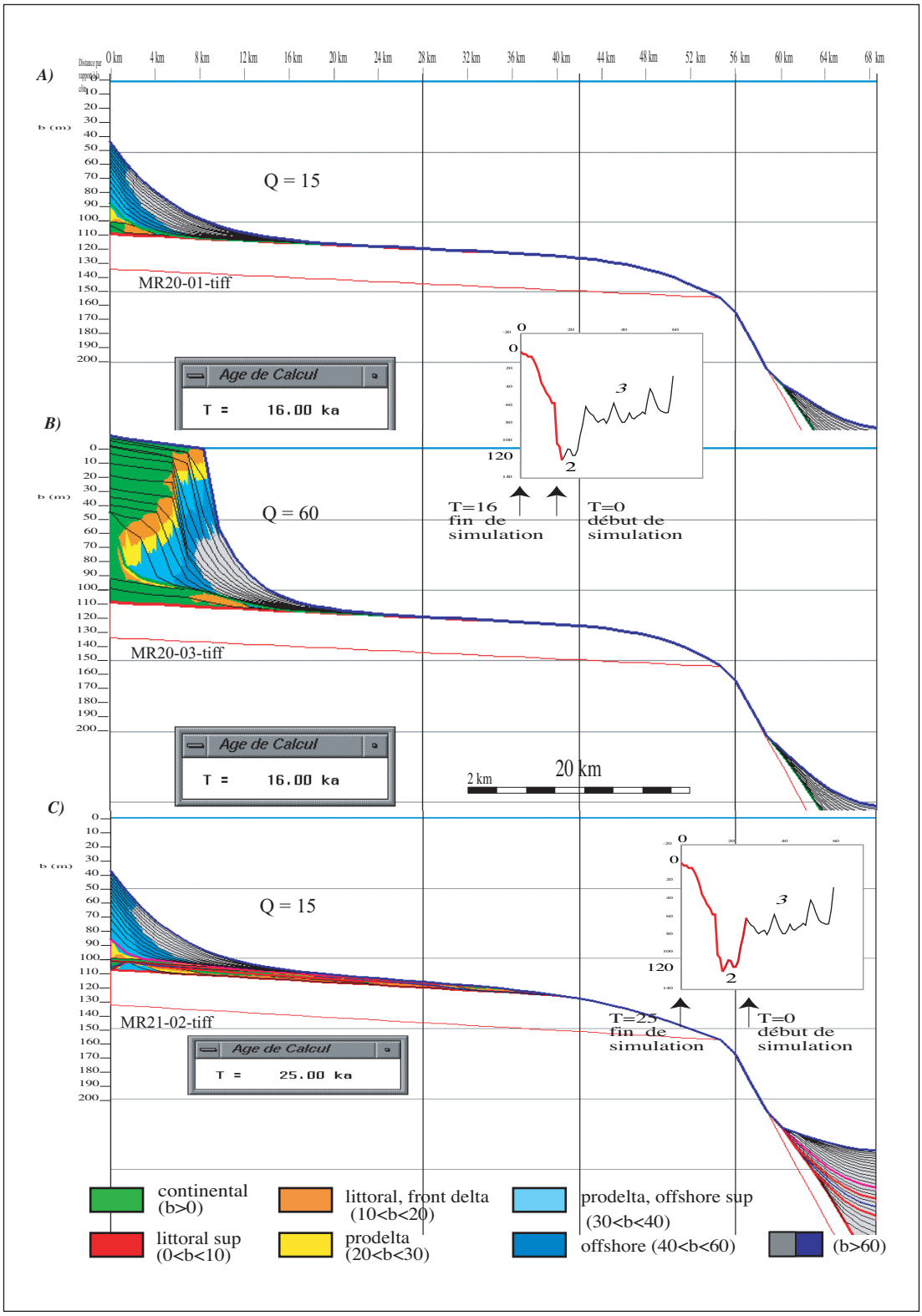


Figure VI-27
Géométrie induite par la remontée du niveau marin de 16 ka à l'actuel puis de 25 ka à l'actuel (d'après la courbe de Labeyrie, 1989). Aucun prisme littoral n'est restitué en bordure de plateforme, malgré la forte augmentation de flux (cas b).

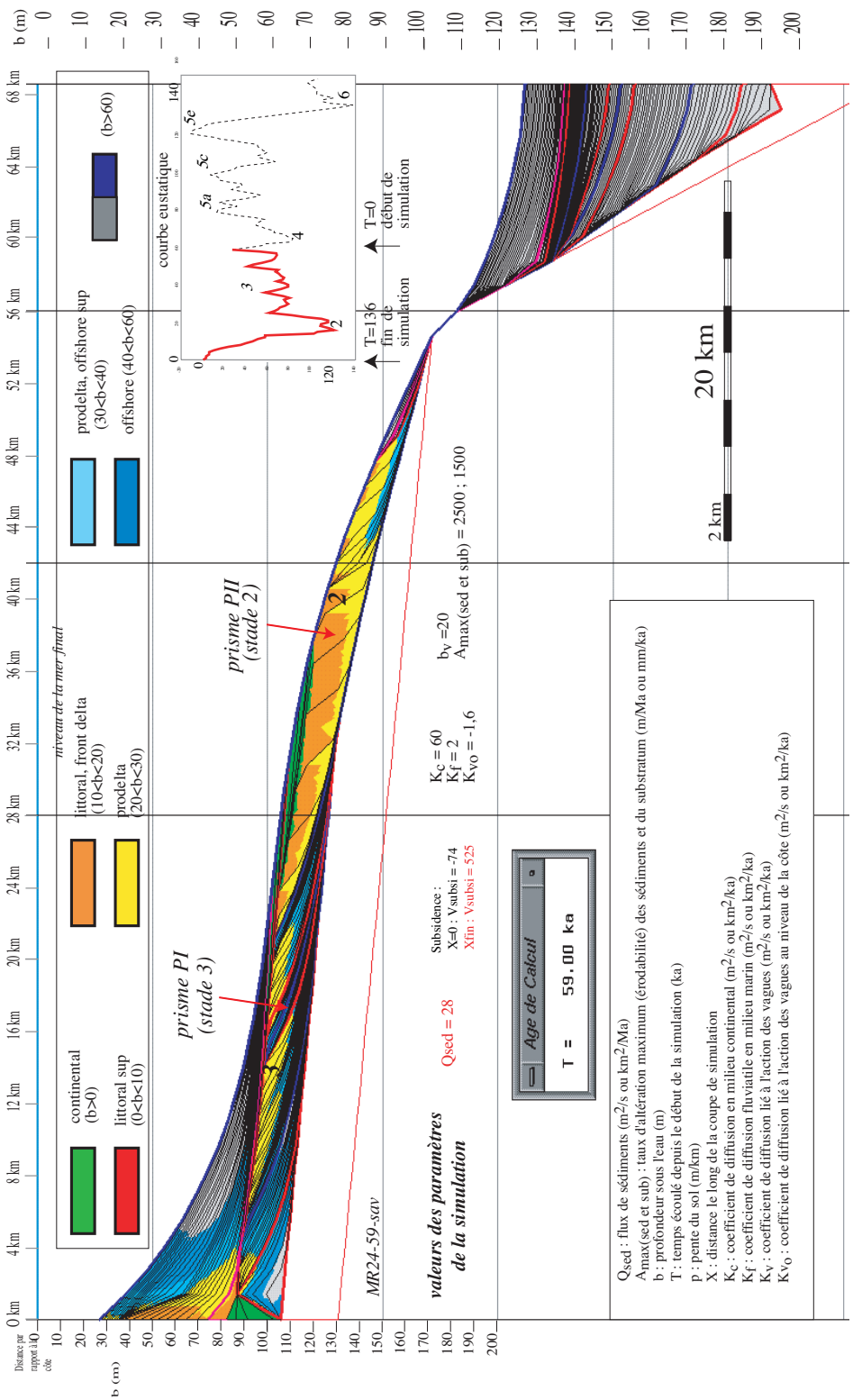


Figure VI-28
Géométrie induite par un cycle de variation eustatique sur 59 000 ans. Le flux de sédiments est constant et égal à 14 km²/ka. Le taux de subsidence est constant dans le temps mais différentiel dans l'espace ; il augemente vers le large de manière linéaire traduisant un basculement ou tilt de la marge. La valeur maximale à la dernière maille de simulation est de 525 m/ka. La morphologie initiale est une droite de pente de 0,5 m/km. La maille de simulation est de 0,5 km. La courbe en encart correspond à la courbe de variation eustatique établie par Labeyrie, 1989 et appliquée à la simulation (sur les derniers 59° ka). Les lignes temps sont représentées tous les mille ans (en noir). Les lignes rouges et bleues représentent respectivement les bas et les hauts niveaux relatifs de la courbe eustatique. Dans son ensemble, la série est progradante. Les dépôts ne s'empilent pas verticalement mais se déplacent latéralement au cours du cycle de l'amont vers l'aval. On distingue aisément sur la simulation les dépôts correspondant au stade isotopique 3 et 2.

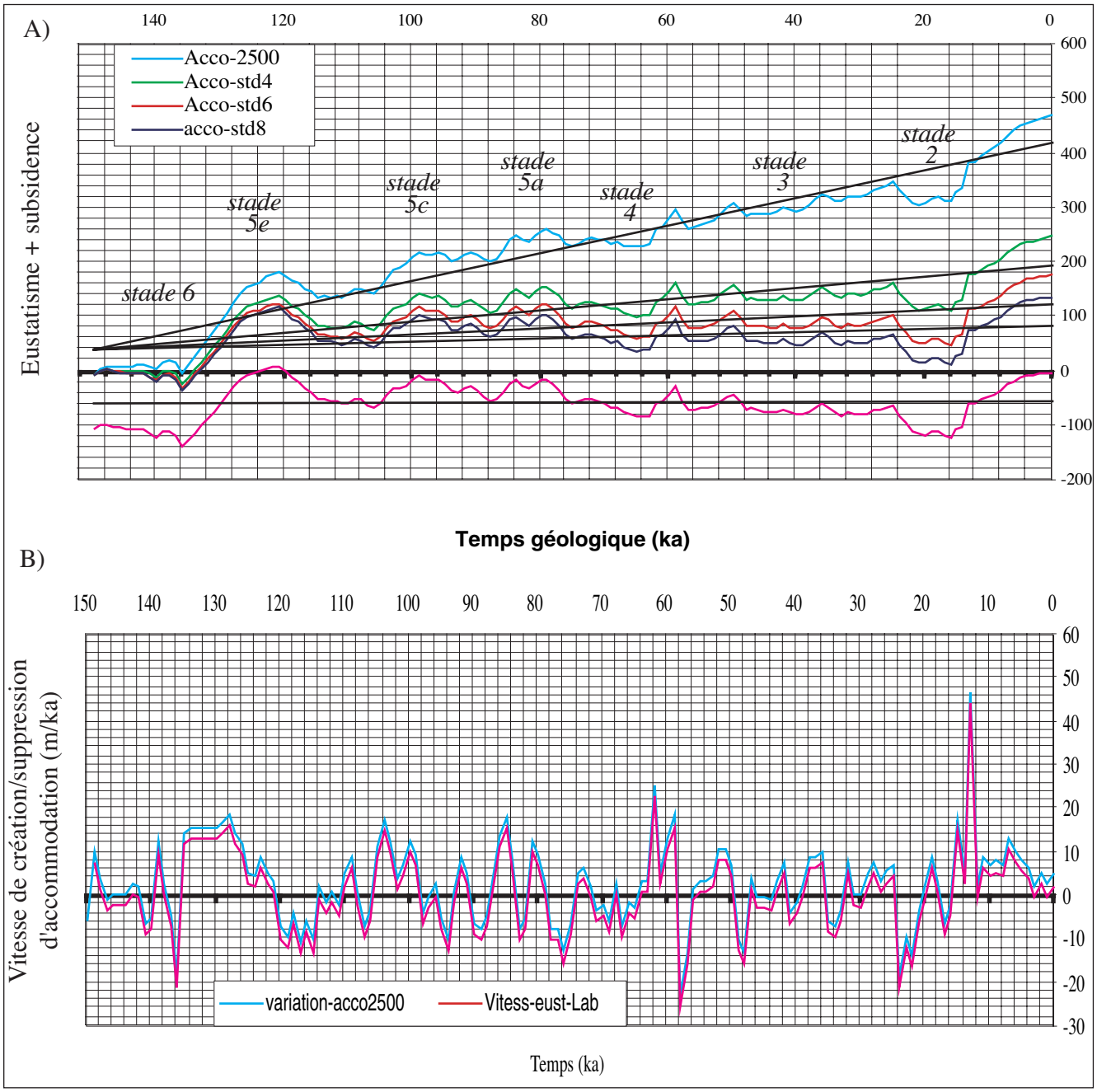


Figure VI-29
Variations de l'accommodation au cours du dernier cycle eustatique.
A) Variation de l'accommodation de t = 136 ka à l'actuel. La courbe représente les variations en un point donné pour différents taux de subsidence ou encore les courbes d'accommodation en des points différents d'une plate-forme soumise à un basculement.
B) Vitesse de variation de l'accommodation de t = 136 ka à l'actuel.

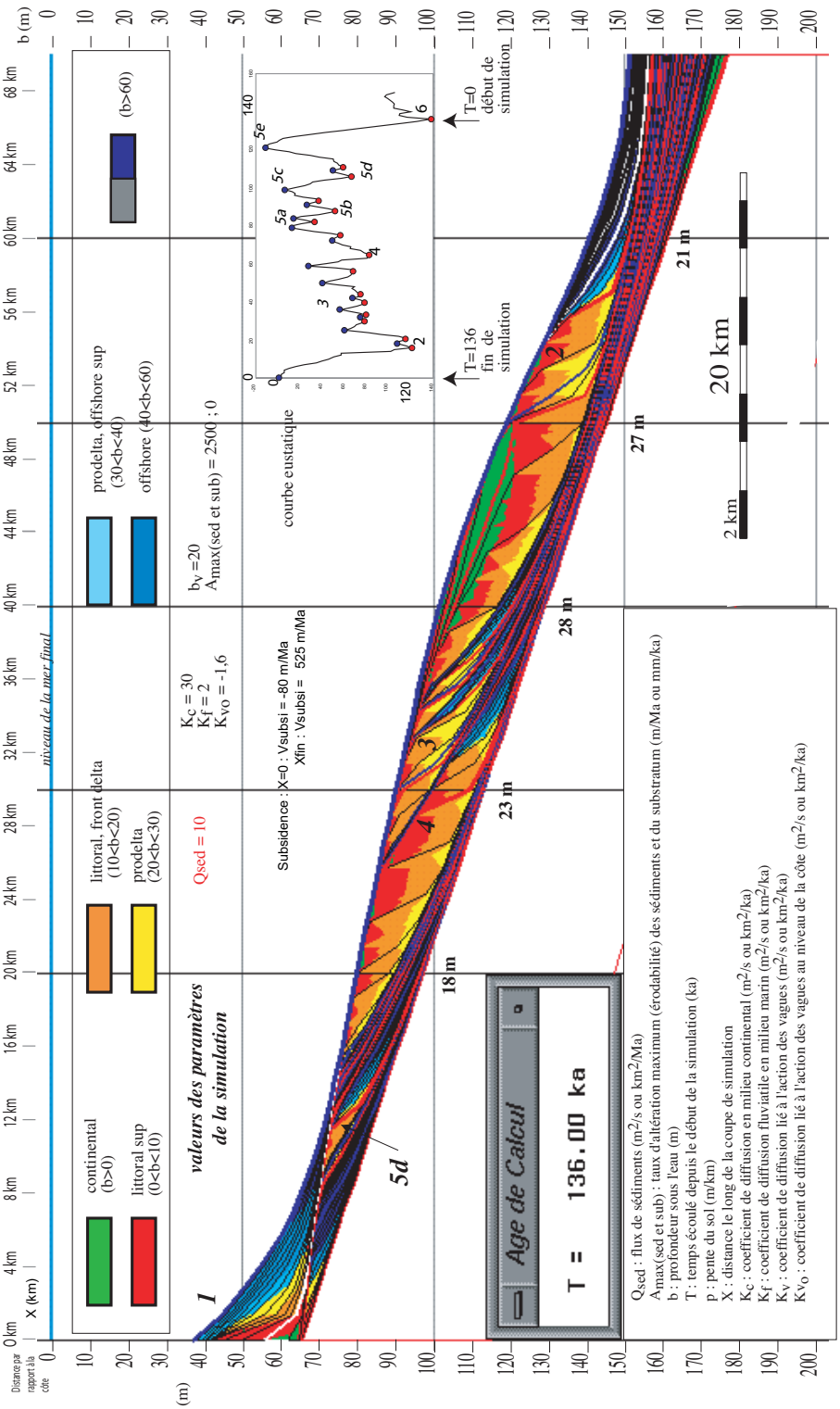


Figure VI-30
Géométrie induite par un cycle de variation eustatique de 100 000 ans. Le flux de sédiments est constant et égal à 10 km³/Ma. Le taux de subsidence est constant dans le temps mais différentiel dans l'espace ; il augmente vers le large de manière linéaire traduisant un basculement ou tilt de la marge. La valeur maximale à la dernière maille de simulation est de 525 m/Ma. La morphologie initiale est une droite de pente de 0,35 m/km. La maille de simulation est de 0,5 km. La courbe en encart correspond à la courbe de variation eustatique établie par Labeyrie, 1989 et appliquée à la simulation. L'ensemble des paramètres utilisés pour la simulation est répertorié sur la figure.

sont un peu moins développés et progradent moins loin. Du coup, les dépôts du stade isotopique 4 commencent à se déposer plus en amont. Mais les limites de progradation maximale des stades 4 et 2 sont assez peu changées.

Toujours avec le même taux de subsidence et la même courbe eustatique, on utilise un flux de 5 km^3/Ma pendant les phases de montée du niveau marin (c'est-à-dire pendant les transitions entre les stades 6 et 5e, 5d et 5c, 5b et 5a, 4 et 3, 2 et 1) et un flux de 25 km^3/Ma pendant les phases de chute (c'est-à-dire pendant les transitions entre les stades 5e et 5d, 5c et 5b, 5a et 4, 3 et 2 (fig. VI-32). La quantité totale de sédiments apportés est de 2,54 km^3 ce qui est nettement supérieur aux cas précédents. Les épaisseurs sédimentées sont elles aussi plus fortes et avoisines les 40 m. D'après les résultats de simulation, la quantité de sédiments déposée (S) représente un volume de 3,4 km^3 (fig. VI-33). On remarquera que cette valeur est plus élevée que celle du flux entrant car le calcul de S d'après les simulations représente les volumes sédimentés au cours du temps, les sédiments déposés, remaniés et redéposés sont donc comptés deux fois. On peut dire qu'au moins 0,9 km^3 de sédiments ont été remaniés. Les périodes d'érosion les plus efficaces correspondent aux phases d'accélération de S. Sur cette simulation, l'augmentation des flux pendant les phases de chute permet l'enregistrement géométrique des stades 5b et 5c.

Les vitesses de progradation sont de l'ordre de 1,5 km/ka pour la chute du stade 5d et de 3,5 à 2 km/ka pour la chute du stade 4. Elle peuvent atteindre des vitesses instantanées de 10 km/ka (fig. VI-34-Wheeler). Quant aux vitesses de rétrogradation, on notera la valeur de 40 km/ka à la terminaison du cycle climatique (entre 14 et 13 ka).

On notera que, malgré la quantité beaucoup plus importante de sédiments apportés dans cette simulation (presque deux fois plus) les limites de progradation ne sont pas radicalement changées. Le stade 2, par exemple, progade jusqu'à 60 km du rivage actuel dans cette simulation alors qu'il progradait jusqu'à 55 km pour les simulations précédentes (fig. VI-31 et VI-32). Les épaisseurs sont, par contre plus importantes, mais elles restent largement inférieures aux épaisseurs totales de la section telles qu'observées sur les profils sismiques.

On souligne aussi dans ce paragraphe l'importance de premier ordre de la largeur de la plate-forme (de sa profondeur et de sa pente) dans l'enregistrement des séquences. Une plate-forme deux fois moins large (les autres paramètres étant identiques) auraient conduit à une architecture tout à fait différente puisqu'une grande partie des dépôts aurait été transférée au-delà du rebord de plate-forme sur la pente et le glacis. Ce cas de figure a été simulé pour le dernier cycle glaciaire par Carey *et al.*, 1999 (Carey, Swift *et al.*, 1999). (fig. VI-35).

b. Utilisation d'un taux de subsidence de 2 500 m/Ma : expression verticale des cycles de 20 000 ans

Dans l'hypothèse où la durée de temps représentée par la totalité de la section est de moins de 100 000 ans, les séquences (S1 à S5) observées (chapitre V) peuvent être associées, à priori, aux bas niveaux des cycles de 20 000 ou 40 000 ans. La subsidence utilisée dans les simulations précédentes ne permet pas de restituer les épaisseurs ni l'empilement vertical des séquences de la section réelle. On va donc augmenter fortement le taux de subsidence pour que les cycles successifs de 20 000 ans s'expriment et se préservent verticalement.

La simulation présentée sur la figure VI-36 a été réalisée avec une subsidence fortement augmentée dont le taux atteint 2 500 m/Ma en bordure de la plate-forme (cela correspond à une hypothèse-temps extrême qui associe la surface D30 au stade 4). On a utilisé le même découpage que précédemment pour les variations de flux mais avec des valeurs beaucoup plus importantes pour combler l'espace disponible (30 km^3/Ma pendant les phases de montée du niveau marin et 110 km^3/Ma pendant les phases de chute). Au total, c'est donc plus de 11,5 km^3 de sédiments qui arrivent dans la zone.

• Restitution des épaisseurs :

Les épaisseurs sédimentées pour la totalité du cycle climatique sont importantes : de 100 m à 250 m (respectivement à 20 km et 60 km de la côte actuelle). Le toit des dépôts correspondant au stade 4 (65 ka) se situent entre 100 m et 325 m de profondeurs (respectivement à 20 km et 60 km de la côte actuelle).

• Restitution des géométries

Les très fortes valeurs de subsidence et de flux permettent de déposer et de préserver la totalité des cycles (y compris les stades initiaux 5d, 5b). Les prismes se décalent progressivement vers l'aval. La vitesse de subsidence permet de contrecarrer la chute générale du niveau marin entre le stade 5e et le stade 2 : la totalité du cycle est en création d'accommodation (fig. VI-29-A) ; les dépôts résultants sont en progradation-aggradation. Cette création permanente d'accommodation à grande échelle favorise la préservation des dépôts continentaux (fig. VI-36).

Deux géométries différentes peuvent être mises en évidence : les stades 5e à 4 s'expriment par des prismes bien distincts qui s'empilent verticalement. Ces cycles sont associés à des amplitudes voisines de 50 m. En revanche, les stades 3 et 2 s'expriment

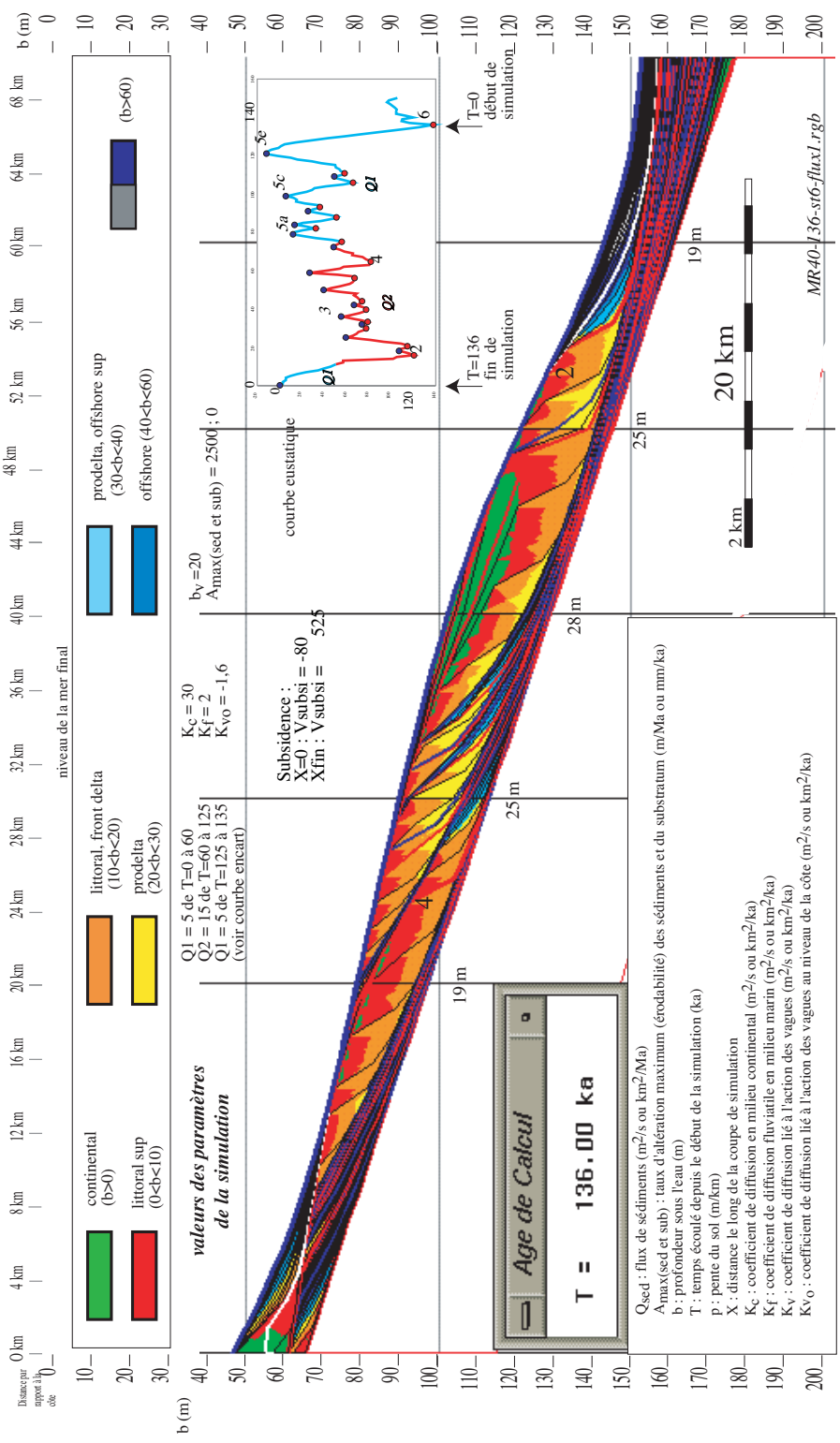


Figure VI-31
Géométrie induite par un cycle de variation eustatique de 100 000 ans. Le flux de sédiments est variable : en période interglaciaire, il est faible (5 km³/Ma) et en période glaciaire (stades 3 et 2), il est 3 fois plus fort (15 km³/Ma). Tous les autres paramètres sont identiques à la figure VI-30.
Dans ce cas, les dépôts correspondant au stade 5 sont moins développés, le stade 4 est déposé plus haut sur la plate-forme et ne prograde pas plus loin que dans la simulation précédent malgré l'augmentation des flux.

en un seul grand prisme qui prograde en horizontal. Les cycles de plus petite échelle caractérisant le stade 3 se distinguent mal dans les géométries de dépôt simulées.

L'analyse spectrale de la courbe de variation eustatique sur 136 000 ans montre de petits cycles de périodes ≈ 6 ka ; 8 ka ; 11,5 ka et d'amplitudes faibles ; ces petits cycles sont particulièrement bien exprimés entre 0 et 65 ka. La cyclicité est moins nette de 65 à 136 ka.

La comparaison des géométries simulées aux observations montre qu'il est difficile d'associer les différentes phases de progradation aux séquences sismiques observées. Par ailleurs, le toit des dépôts littoraux du dernier maximum glaciaire se trouve dans les simulations à des profondeurs de plus de 150 m (du fait du basculement rapide de la plate-forme) ce qui est contraire aux observations.

• Cohérence géologique

Un taux de subsidence de l'ordre du km/Ma est extrêmement élevé et incompatible avec le contexte de marge passive du Golfe du Lion, avec les épaisseurs sédimentées depuis le Messinien qui ne dépasse pas 2 000 m de sédiments pour l'ensemble du Plioquaternaire (5,3 Ma) (*Cf.* chapitre II et VII). La simulation présentée sur la figure VI-36 est donc irréaliste dans notre contexte. Les séquences de dépôt observées ne correspondent pas à des séquences de 20 000 ans.

Dans l'exemple présenté ici et qui correspond à la modélisation stratigraphique du dernier cycle glaciaire sur une marge passive subsidente, les variations de l'accommodation, associées à un flux « équilibré » par rapport à la quantité d'espace disponible, gouvernent l'architecture générale des dépôts et les limites de progradation des séquences. Le motif de dépôt associé au dernier cycle climatique (d'environ 100 000 ans), à une plate-forme large et à une subsidence moyenne (525 m/Ma en bordure de plate-forme) est un ***motif fondamentalement progradant et horizontal enregistré sur la plate-forme****. On retrouve chacun des éléments (stades-interstades successifs) en lisant la coupe simulée de l'amont vers l'aval. Cette disposition est à mettre en relation avec l'allure « en dents-de-scie » de l'accommodation (et de l'eustatisme) ; elle est incompatible avec l'allure de l'ensemble de la section observée sur les données sismiques, par contre elle représente bien l'organisation d'une séquence élémentaire. Le motif de dépôt du cycle de 100 000 ans ne peut devenir vertical que si la subsidence associée est très forte (2 500 m/Ma). Dans ce cas, l'importance de la subsidence contrecarre la chute du niveau marin associée au dernier cycle climatique : le motif devient progradant-aggradant, mais la valeur de la subsidence dans ce cas est tout à fait irraisonnable.*

Les grandes séquences de dépôts de la plate-forme du Golfe du Lion ne peuvent pas correspondre à l'expression des cycles de 20 000 ans.

4. Réponses géométriques à plusieurs cycles de variation du niveau marin de 100 000 ans : datation des séquences sismiques

Dans cette partie, nous avons étudié la réponse du système sédimentaire aux 5 derniers cycles climatiques (sur 540 000 ans) tels qu'ils sont décrits par la courbe eustatique Specmap (Imbrie, Hays *et al.*, 1984). La subsidence utilisée correspond à un basculement progressif de la plate-forme. Le taux de subsidence est maximal à l'extrémité la plus en aval de la coupe mais constant dans le temps. Plusieurs simulations ont été effectuées en faisant varier le taux de subsidence et la quantité d'apports. Globalement, on considère que les séquences correspondent à des cycles de l'ordre de 100 000 ans. Les différentes hypothèses de subsidence correspondent à l'association de la surface D50 à plusieurs bas niveaux potentiels de la courbe eustatique (stade 6, 8 et 10) (tabl. VI-3).

Les variations de l'accommodation totale au cours du temps (somme de l'eustatisme et de la subsidence) montrent une allure « en dents de scie » qui s'atténue quand la subsidence augmente (fig. VI-37-A).

Hypothèse tps sur D50 (ka)	Subsidence (m/Ma)	Flux (km^2/Ma)
136	525	14
270	255	6
342	200	5

Tableau VI-3
Estimation des taux de subsidence

Sur la plate-forme externe, les vitesses de création d'accommodation sont accentuées par la subsidence tandis que les vitesses de suppression d'accommodation sont réduites. Les décalages temporels (entre la courbe eustatique et la courbe d'accommodation) sur la durée des séquences, la position des extrema sont minimes (fig. VI-37-B). On notera sur ces courbes l'ampleur particulièrement importante et rapide des remontées du niveau marin aux terminaisons des stades 2, 6 et 10.

Les simulations réalisées à partir des hypothèses-temps ci-dessus sont représentées sur les figures VI-38, VI-39 et VI-40.

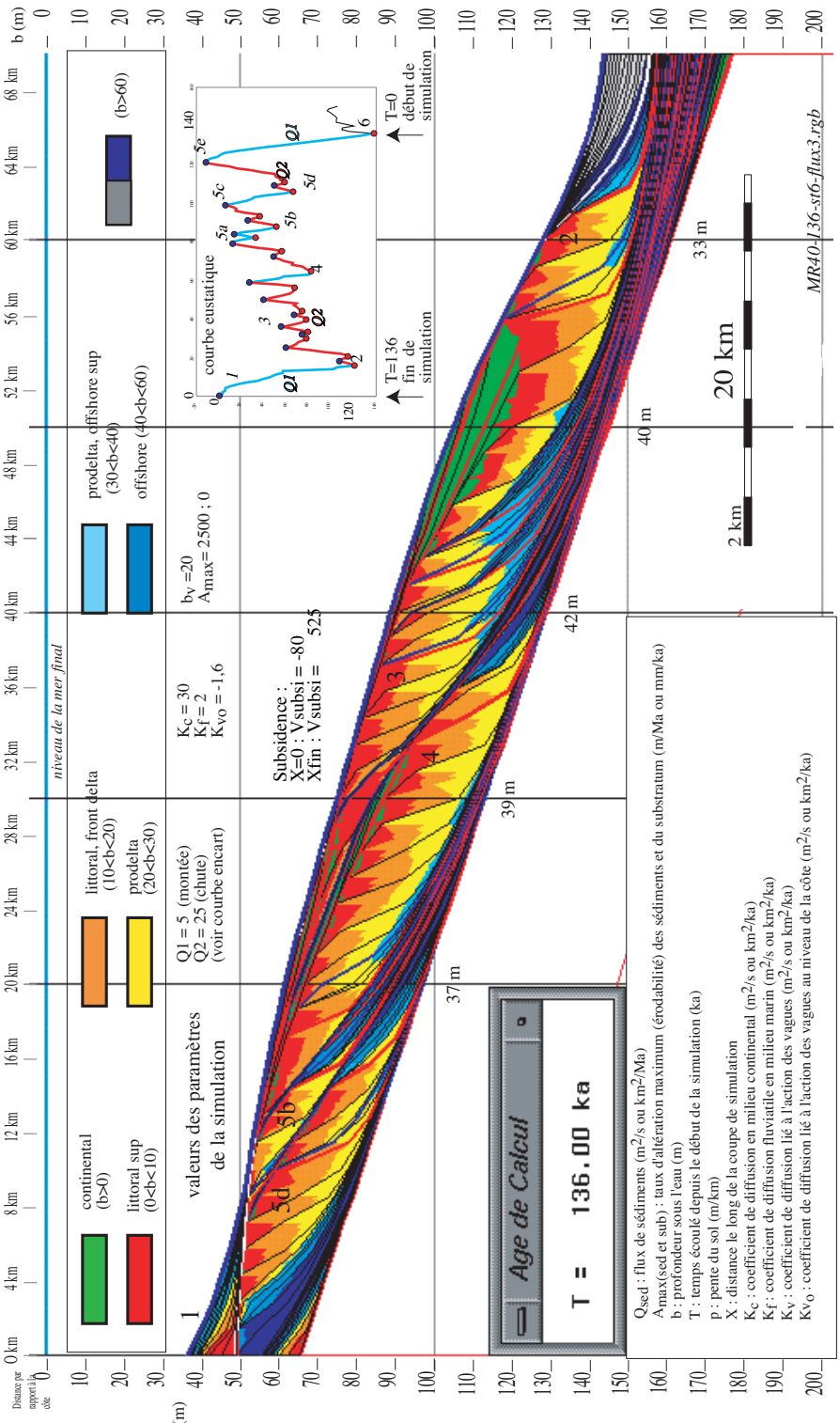


Figure VI-32
Géométrie induite par un cycle de variation eustatique de 100 000 ans. Le flux de sédiments est variable : en période de montée du niveau marin est faible (5) et en période de chute, il est 5 fois plus fort (25 km²/ka). Tous les autres paramètres sont identiques à la figure VI-30.
Dans ce cas, les volumes sédimentés sont plus importants, les prismes littoraux déposés pendant la chute sont plus épais avec des pentes plus fortes mais architecture des dépôts n'est pas radicalement changée.

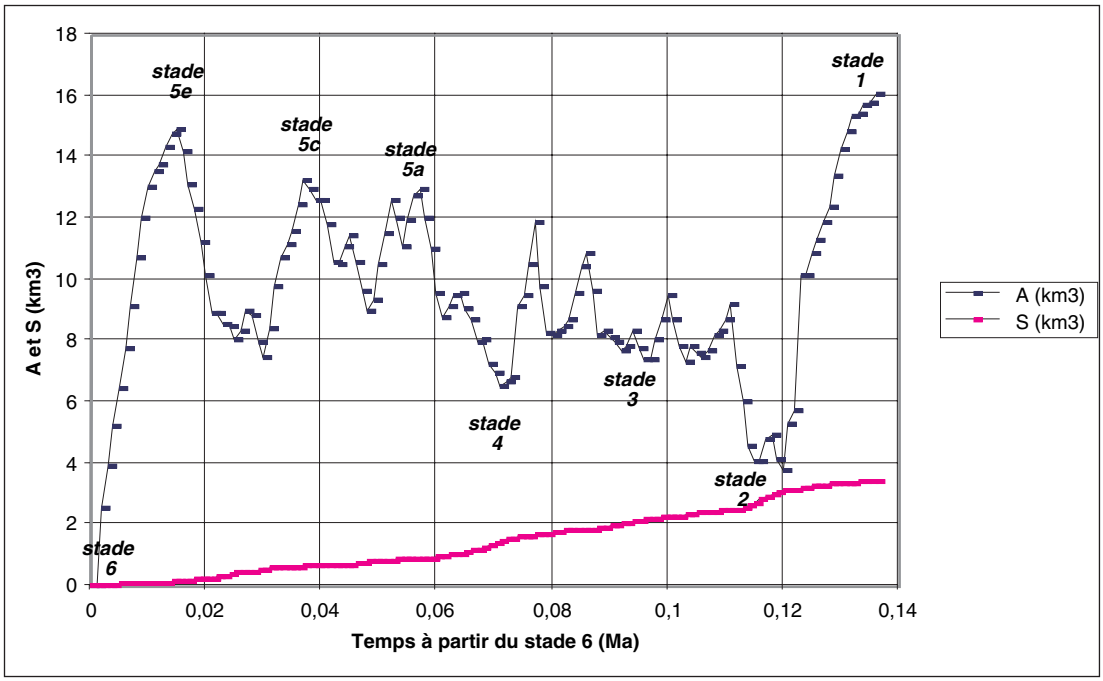


Figure VI-33
Variations de l'accommodation et des volumes sédimentés cumulés d'après les résultats de la simulation présentée sur la figure VI-32. Le temps est compté à partir du stade 6 (140 ka BP).

Sur chacune des simulations, les cinq séquences sédimentaires correspondant aux cinq cycles glacio-eustatiques de 100 000 ans sont très nettement identifiables. Chaque cycle est caractérisé par une séquence progradante où le temps est enregistré de manière horizontale (comme dans les simulations sur un seul cycle présentée auparavant). En revanche, les cycles successifs s'empilent verticalement à la faveur de la subsidence.

Les profondeurs du toit de la séquence la plus profonde et l'épaisseur totale de la série montrent qu'une subsidence de 525 m/Ma est trop importante (fig. VI-41).

C'est la simulation effectuée avec un taux de subsidence de 255 m/Ma[4] (fig. VI-42) **qui est la plus proche des observations de terrains**. La figure VI-43 présente la comparaison géométrique visuelle directe pour les stades 2-6-8-10 entre un profil sismique caractéristique et la coupe simulée.

Les épaisseurs totales sédimentées (fig. VI-42 et VI-43), les épaisseurs des séquences individuelles ainsi que la profondeur des surfaces d'érosion sont correctement restituées. Les figures VI-44, VI-45 et VI-46 mettent en évidence le degré de corrélation de cette simulation avec la réalité.

Séquence sismique	Stade isotopique	Datations (ka)
toit de S1	12	434
toit de S2	10	342
toit de S3	8	270
toit de S4	6	150
toit de S5	2	18

Tableau VI-4
Correspondance entre les séquences et les stades isotopiques.

• Restitution des géométries

Sur la coupe simulée : les distances maximales de progradation associées aux plus bas niveaux sont différentes en fonction des cycles : la position extrême de la ligne de rivage rétrograde entre les stades 12-10-8 puis prograde entre les stades 8, 6 et 2 (fig. VI-42 et VI-47).

Cette architecture est tout à fait similaire à celle décrite dans le modèle géologique présenté au chapitre V avec les séquences S1, S2, S3 en rétrogradation et les séquences S3, S4 et S5 en progradation. De plus, la localisation des limites de progradation des prismes PII sur la plate-forme externe est compatible avec les observations. On notera, en particulier, que la surface au toit du stade 8 (D50) est confondue, en partie, avec la surface au toit du stade 10 (D40) comme sur les profils sismiques.

Pour les cycles plus profonds, il faut se baser sur le profil 1036 pour faire la comparaison car le maximum de progradation des prismes PII n'est préservé qu'au niveau de l'interfluve Aude-Hérault (fig. VI-48 et V-9 et Annexe B-figure 3 qui représentent le même profil mais plus grand).

La comparaison des géométries simulées aux données sismiques conduit donc à associer les séquences S1, S2, S3, S4 et S5 (ou plutôt les prismes PII de ces séquences) respectivement aux stades isotopiques 12, 10, 8, 6 et 2.

[4] On rappelle que ce taux de subsidence a été calculé en associant le toit de S3 (D50) au stade 8 (270 ka).

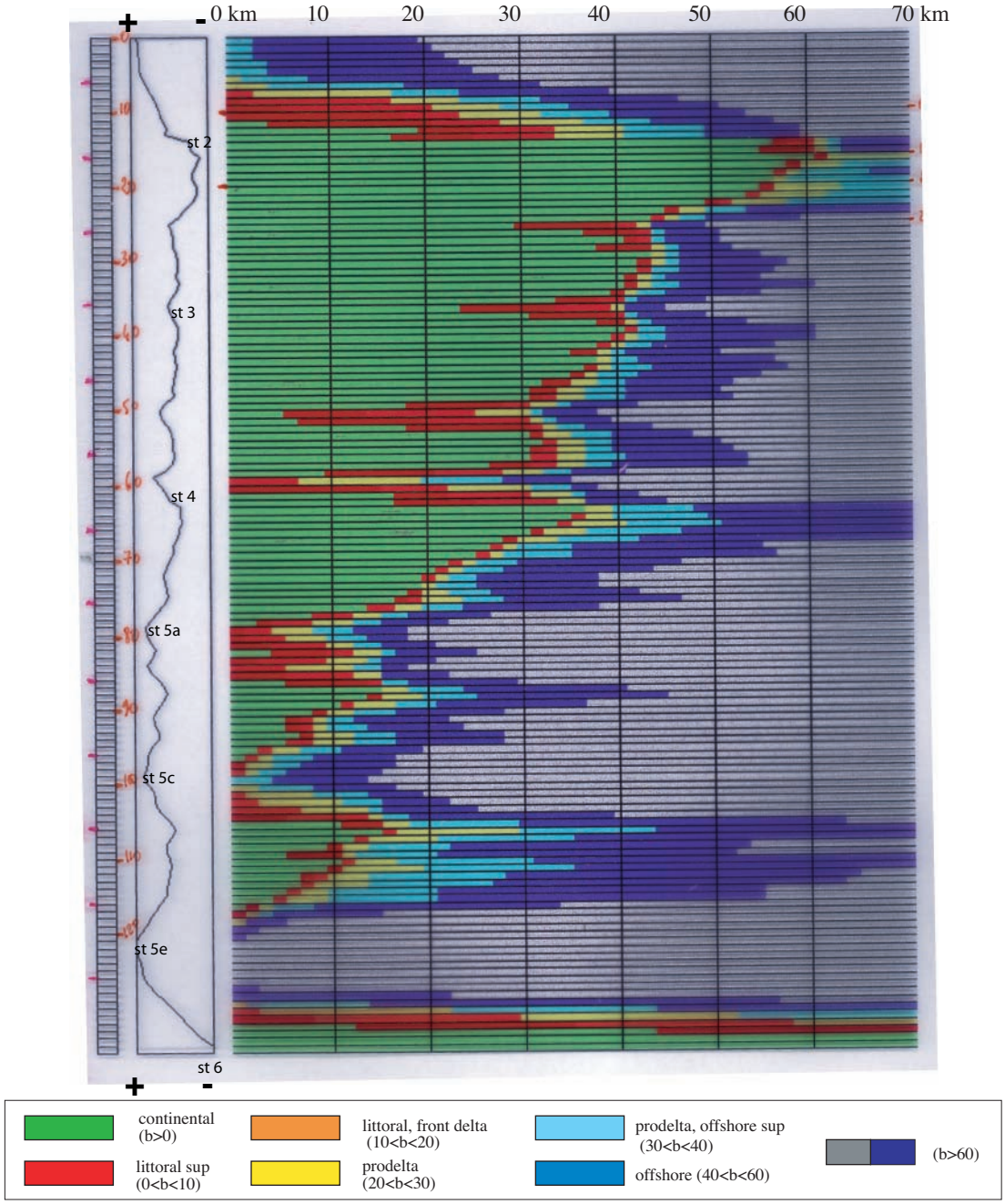


Figure VI-34
Diagramme chronostratigraphique de la simulation présentée sur la figure VI-32 représentant l'organisation dans le temps des dépôts sur 136 000 ans. La limite entre les couleurs verte et rouge représente la position de la ligne de rivage.

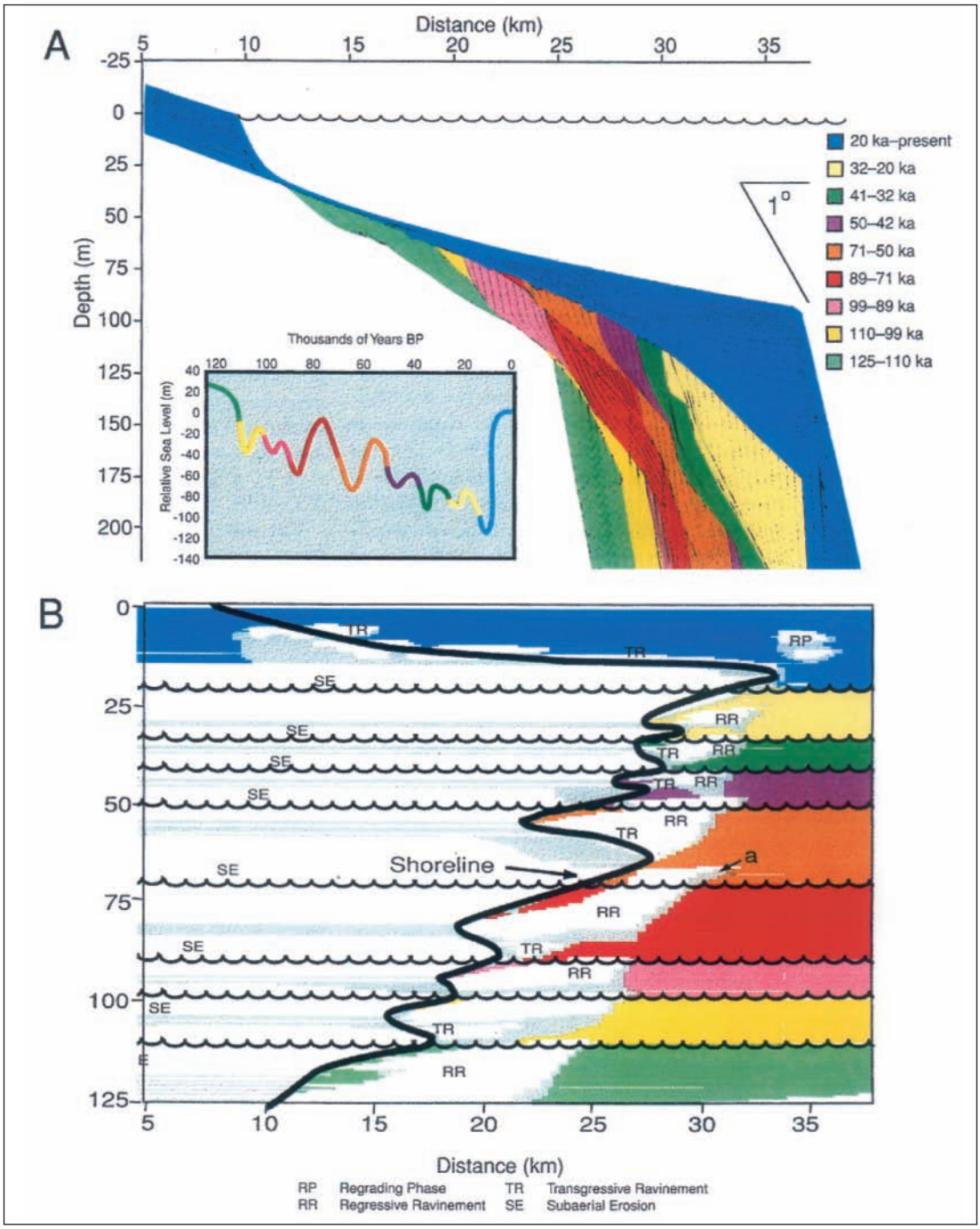


Figure VI-35
Simulation des derniers 125 000 ans sur la marge de Californie du Nord par Carey *et al.*, 1999. La courbe du niveau marin relatif est issue des données de Chappell *et al.*, 1996 avec un taux de surrection de 0,2 mm/an (soit 200 m/Ma).
A) Section 2D verticale du résultat de la simulation. Chaque ligne représente 0,5 ka. L'exagération verticale est de 100.
B) Diagramme chronostratigraphique. Les zones en gris correspondent aux sédiments déposés puis érodés.

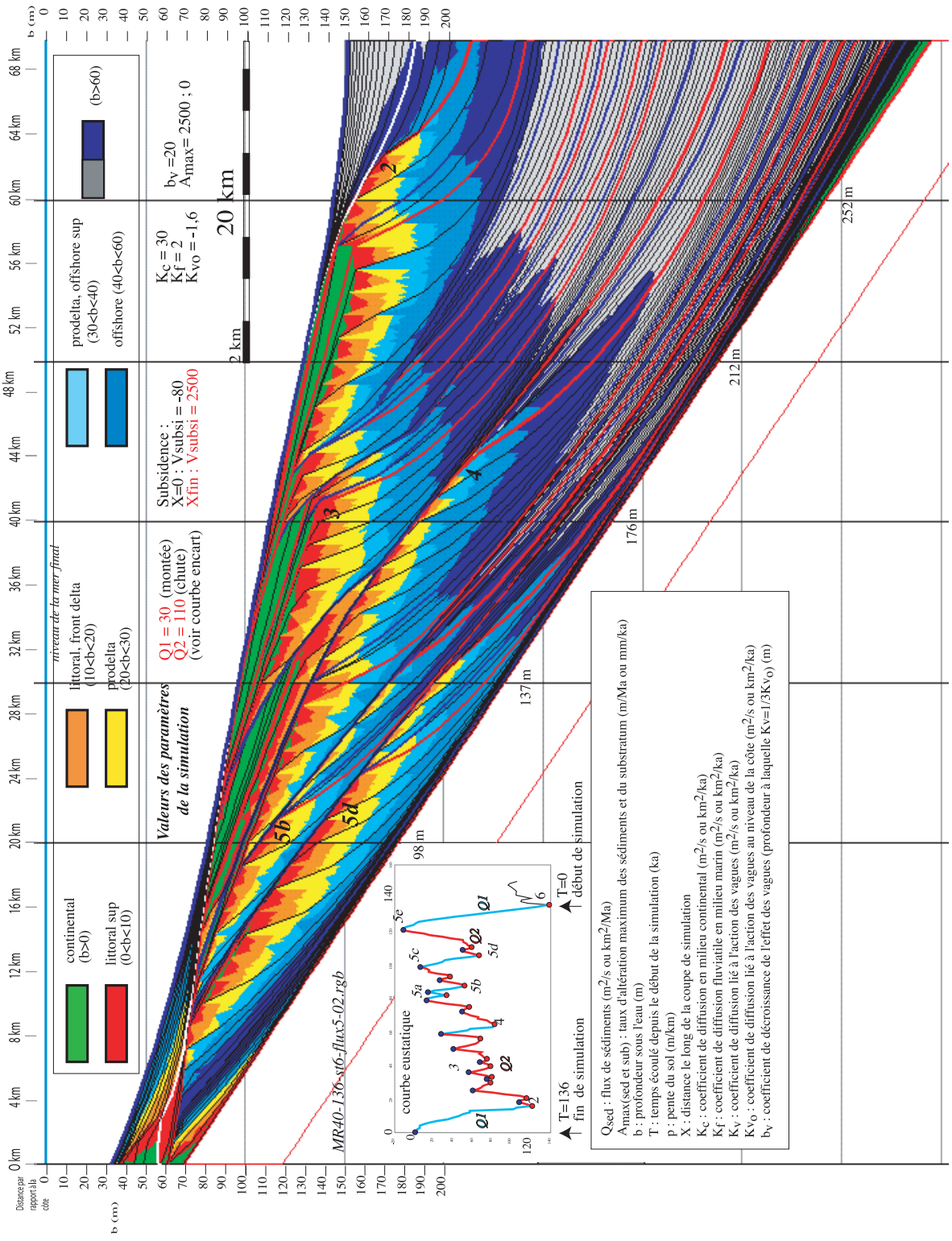


Figure VI-36
Géométrie induite par un cycle de variation eustatique de 100 000 ans. Le taux de subsidence utilisé est fort ; le basculement atteint 2 500 m/Ma en bordure du plateau (dernière maille de simulation). Le flux de sédiments est aussi nettement augmenté par rapport aux simulations précédentes : en période de montée du niveau marin il est plus faible (30 km²/ka) qu'en période de chute (110 km²/ka). Les autres paramètres sont identiques à la figure VI-32.

• Cohérence géologique :

La valeur du taux de subsidence (255 m/Ma en bordure de plate-forme) est tout à fait compatible avec les épaisseurs sédimentées depuis le Messinien qui varient, dans la zone entre 1 241 m (Mistral) et 1 690 m (Rascasse-recalé) de sédiments pour l'ensemble du Plio-quaternaire (5,3 Ma) (*Cf.* chapitre II, tableau II-1), soit des taux de subsidence totale de 235 à 375 m/Ma (en considérant, en première approximation, les plates-formes messinienne et würmienne comme toutes deux subaériennes). On présentera un calcul plus rigoureux de la subsidence à l'échelle du Plio-quaternaire dans le chapitre VII.

• Quelques remarques :

Remarque sur les différences entre l'enregistrement géométrique d'un seul cycle et de plusieurs cycles successifs et sur les terminaisons amont des séquences successives.

Sur les simulations du dernier cycle climatique, la partie amont de la coupe enregistre des dépôts alors que les simulations de plusieurs cycles les ont complètement érodé. La simulation d'un seul cycle débute sous une tranche d'eau de plus de 80 m au niveau du point de basculement, ce qui permet l'enregistrement des phases de haut niveau. Ces dépôts ne sont pas complètement érodés par la chute et le basculement au cours du cycle. En revanche, lorsque l'on a une succession de cycles, le basculement perdure et permet l'érosion des dépôts de haut niveau du cycle précédent (le tilt continu, on a surrection en amont du point de basculement et érosion des dépôts du cycle antérieur).

On notera, de plus, que la position du biseau amont des séquences successives n'a rien à voir avec une quelconque migration du point de basculement (qui est resté constant pendant toutes les simulations). La position des biseaux de sédimentation reflète l'allure des cycles de variation du niveau marin.

L'architecture de la partie amont de la coupe est particulièrement sensible aux valeurs des plus hauts niveaux marins des cycles climatiques. La figure VI-49 montre l'organisation des dépôts simulés en utilisant une courbe Specmap modifiée (proposée par Skene, 1998). Sur cette courbe, le niveau marin associé aux stades isotopiques 5 et 3 est nettement plus élevé que sur la courbe Specmap. La figure VI-49 est à comparer à la figure VI-39. On note que les dépôts correspondants au stade isotopique 5 sont beaucoup mieux développés dans la partie la plus amont (ils ne sont pas complètement érodés lors de la chute du niveau marin) ; que le stade isotopique 4 est beaucoup moins bien exprimé et situé beaucoup plus en amont ; que le stade 2 est enregistré sur une longueur beaucoup plus grande mais est beaucoup moins épais et que la surface sommitale des dépôts du stade 2 est légèrement concave ce qui permet l'enregistrement de dépôts continentaux et côtiers au moment de la transgression entre le stade 2 et le stade 1. En résumé, l'ensemble des simulations effectuées montrent que les séquences de dépôts observées sur la plate-forme externe du Golfe du Lion correspondent chacune à des séquences d'une durée de 100 000 ans. Les profondeurs et les épaisseurs des séquences individuelles et de l'ensemble de la section sont restituées. Les limites de progradation des bas niveaux marins successifs des courbes eustatiques restituent bien les épaisseurs et les limites de progradation des prismes PII observés sur la sismique. Les prismes PII sont déposés aux extrema de bas niveau des courbes eustatiques. La position respective des prismes PII représente une contrainte géologique permettant de valider l'ampleur des bas niveaux de la courbe des variations eustatiques au cours du Quaternaire.

Les périodes de chute et de bas niveau représentent l'essentiel des dépôts de la plate-forme externe du Golfe du Lion. Les dépôts de haut niveau marin sont faiblement préservés, ils gouvernent néanmoins l'allure de la partie amont de la section.

La position des biseaux sédimentaires existants en amont des sections n'est pas liée à la position du point de basculement de la plate-forme.

Synthèse :

Les simulations ont permis de démontrer que les séquences de dépôt individuelles sur la plate-forme du Golfe du Lion correspondent à des séquences de l'ordre de 100 000 ans. Le motif associé à ces séquences individuelles est un motif horizontal qui juxtapose les cycles de plus hautes fréquences d'amont en aval. Les simulations ont aussi permis de montrer que les séquences S1 à S5 mises en évidence par l'analyse des géométries 3D (chapitre 5) correspondent à l'enregistrement géométrique des cinq derniers cycles climatiques (entre 540 000 ans et 18 000 ans) dont les plus bas niveaux sont associés aux stades isotopiques 12 à 2. La limite des prismes PII correspond au maximum des bas niveaux successifs. Ces séquences sont enregistrées verticalement à la faveur du basculement de la plate-forme qui atteint un taux de 255 m/Ma en bordure de plate-forme, le point de basculement se situant vers 10 km en aval du rivage actuel.

L'enregistrement exceptionnel des séquences dans le Golfe du Lion et l'utilisation des simulations stratigraphiques permet de valider et de calibrer les courbes eustatiques du Quaternaire établies à partir des enregistrements isotopiques.

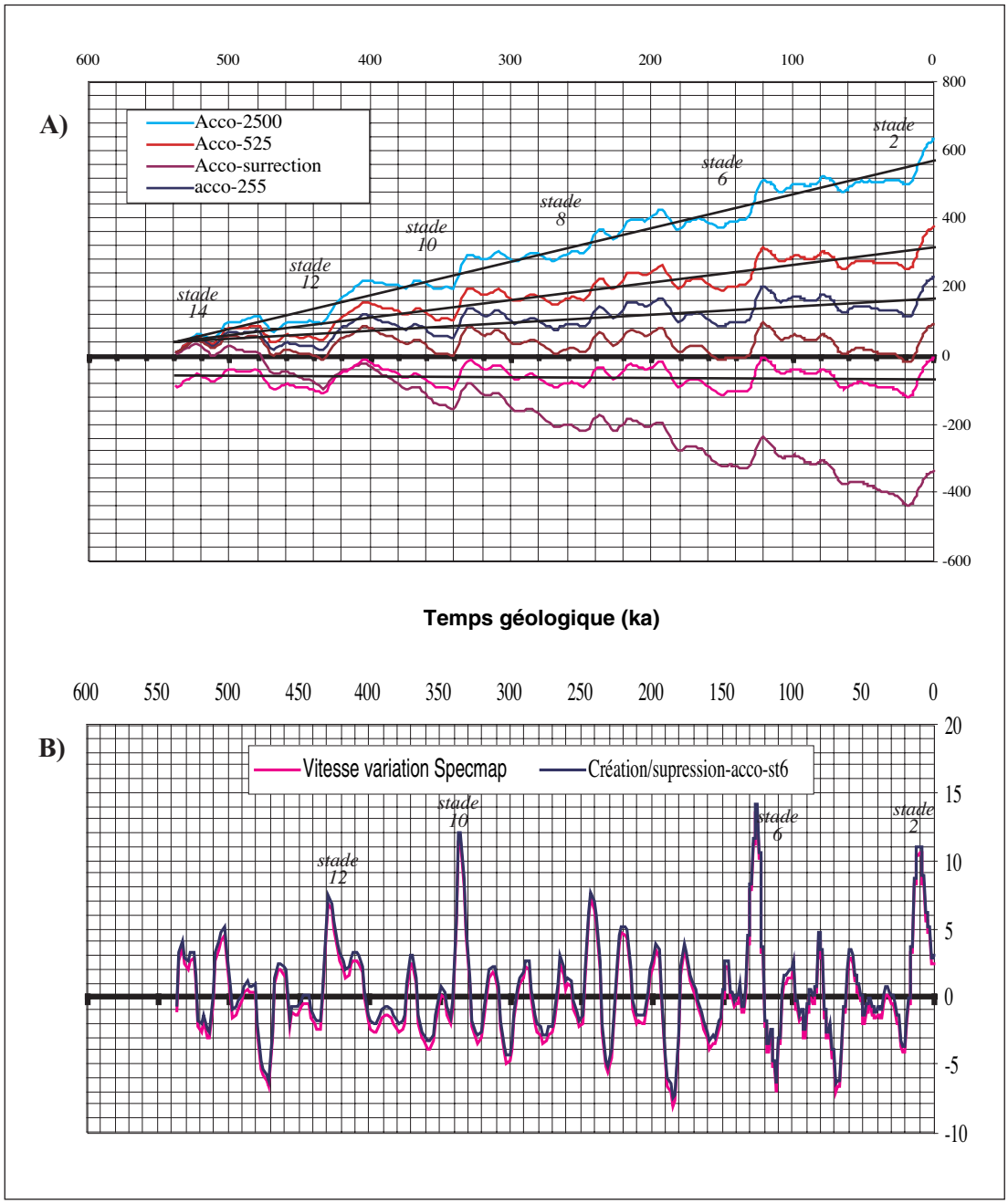


Figure VI-37
Variations de l'accommodation au cours des derniers cycles eustatiques.
A) Variation de l'accommodation de t = 540 ka à l'actuel. La courbe représente les variations en un point donné pour différents taux de subsidence ou encore les courbes d'accommodation en des points différents d'une plate-forme soumise à un basculement.
B) Vitesse de variation de l'accommodation de t = 540 ka à l'actuel.

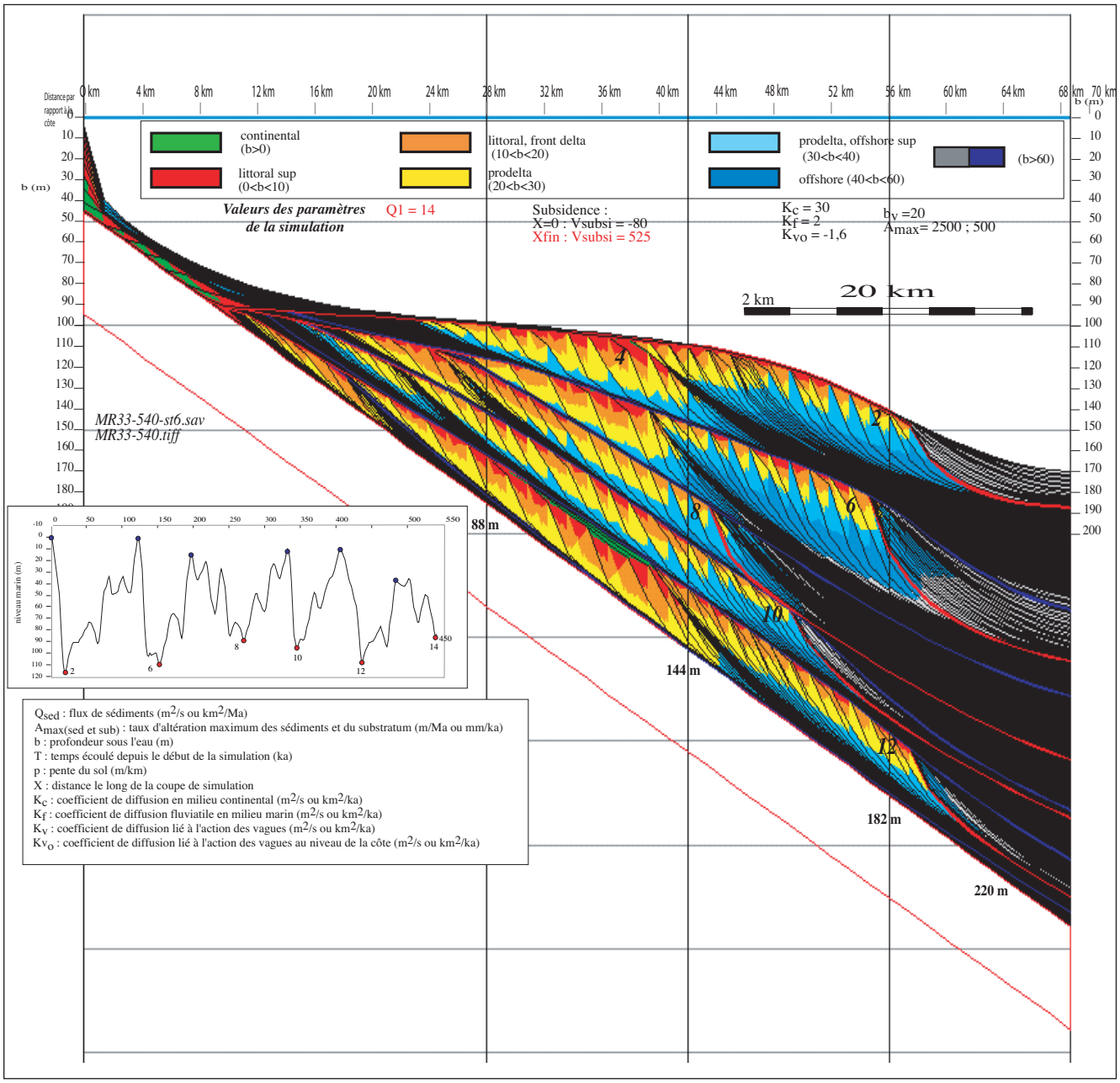


Figure VI-38
Géométrie induite par les cycles de variation eustatiques sur 540 000 ans. Le taux de subsidence utilisé est un basculement qui atteint 525 m/Ma en bordure du plateau (dernière maille de simulation). Le flux de sédiments est constant et égal à 14 km³/Ma.

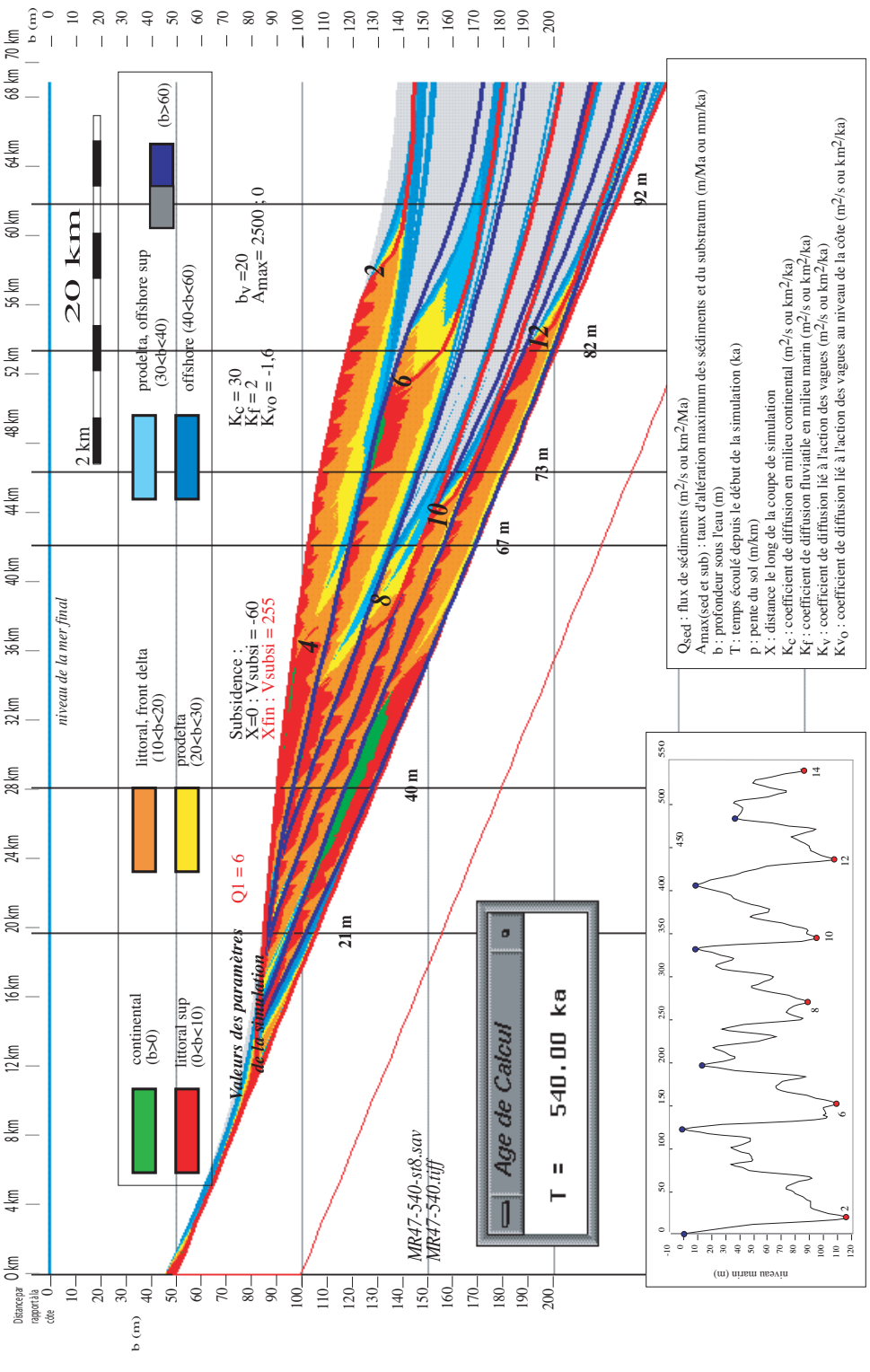


Figure VI-39
Géométrie induite par les cycles de variation eustatiques sur 540 000 ans. Le taux de subsidence utilisé est un basculement qui atteint 555 m/Ma en bordure du plateau (dernière maille de simulation). Le flux de sédiments est constant et égal à 6 km³/Ma.
Pour la lisibilité de la figure, les lignes temps intermédiaires n'ont pas été tracées contrairement à la figure précédente (VI-38).

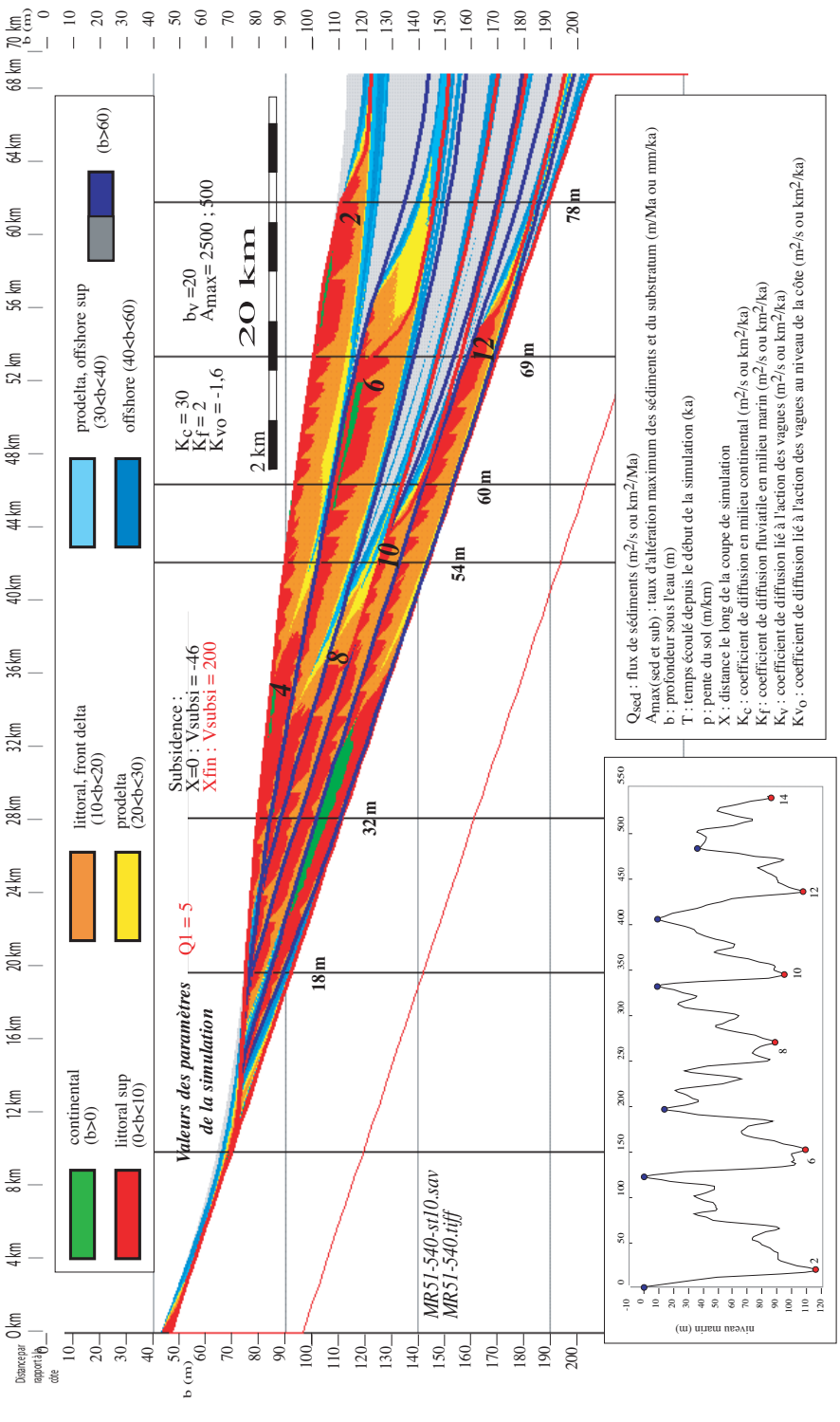


Figure VI-40
Géométrie induite par les cycles de variation eustatiques sur 540 000 ans. Le taux de subsidence utilisé est un basculement qui atteint 200 m/Ma en bordure du plateau (dernière maille de simulation). Le flux de sédiments est constant et égal à 5 km^3/Ma.
Pour la lisibilité de la figure, les lignes temps intermédiaires n'ont pas été tracées contrairement à la figure VI-38.

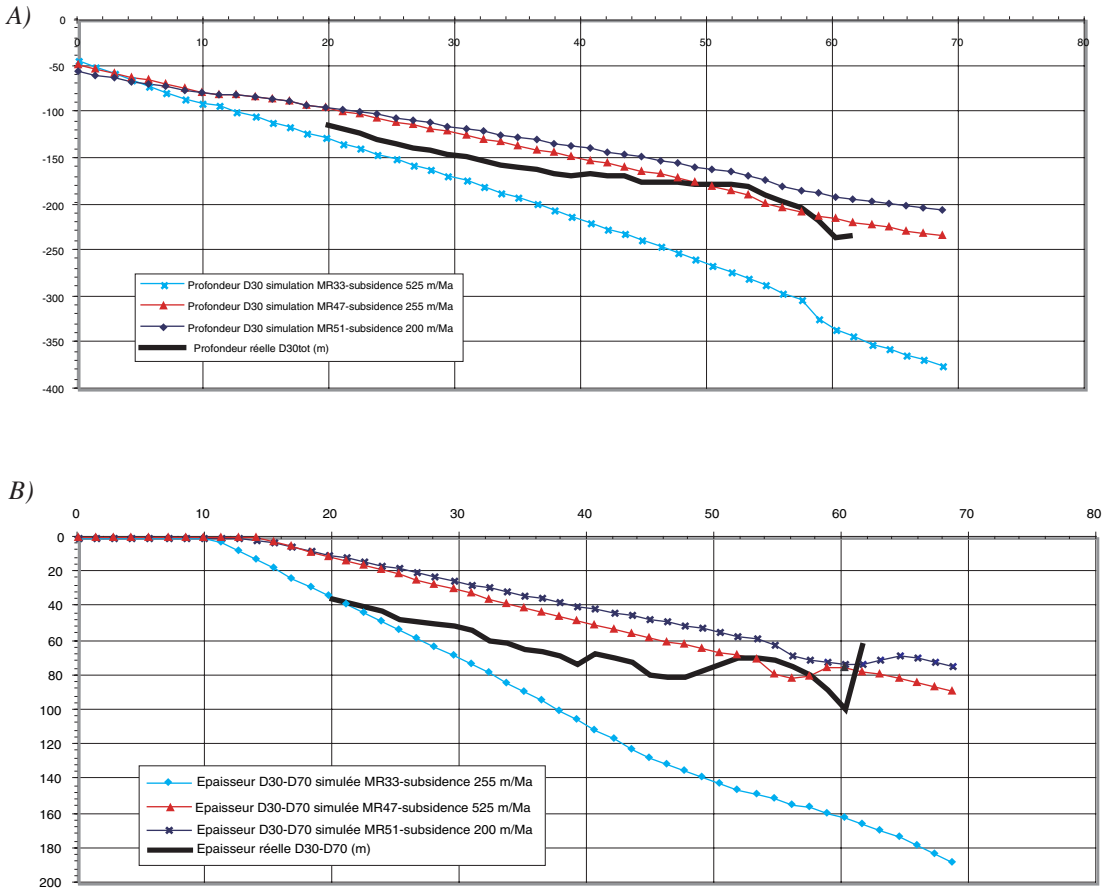


Figure VI-41
Comparaison des simulations aux données pour les différents taux de subsidence.
A) Comparaison spatiale des profondeurs simulées (avec différents taux de subsidence) aux profondeurs réelles (en trait plein épais) de la surface de discordance la plus profonde.
B) Comparaison spatiale des épaisseurs totales (D30-D70) simulées (avec différents taux de subsidence) aux épaisseurs réelles (en trait plein épais).

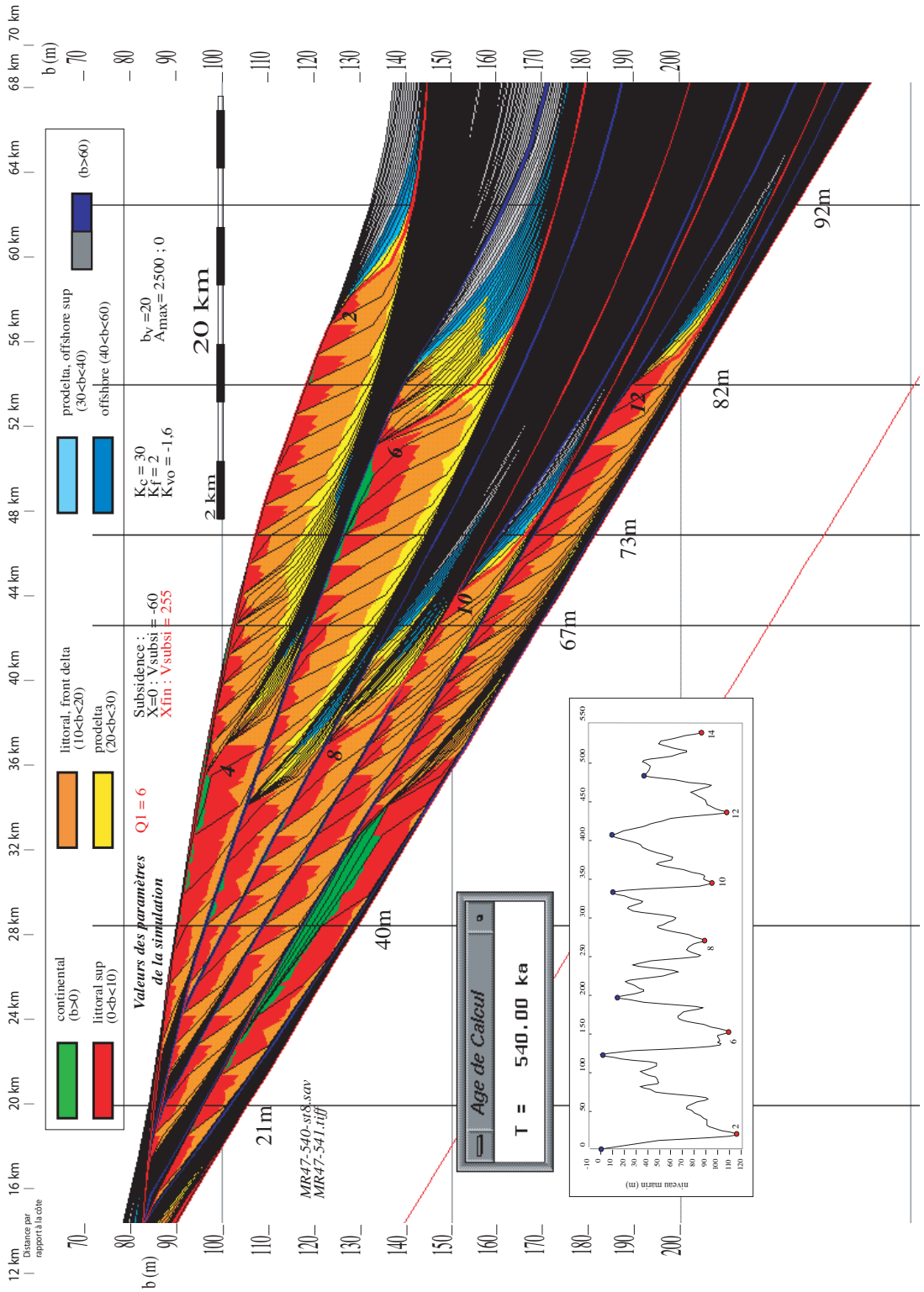


Figure VI-42
Géométrie induite par les cycles de variation eustatiques sur 540 000 ans. Même simulation que sur la figure VI-39 mais l'échelle est ici dilatée et les lignes temps intermédiaires sont représentées. La taux de subsidence utilisé est un basculement qui atteint 255 m/Ma en bordure du plateau (dernière maille de simulation). Le flux de sédiments est constant et égal à 6 km^3/Ma.

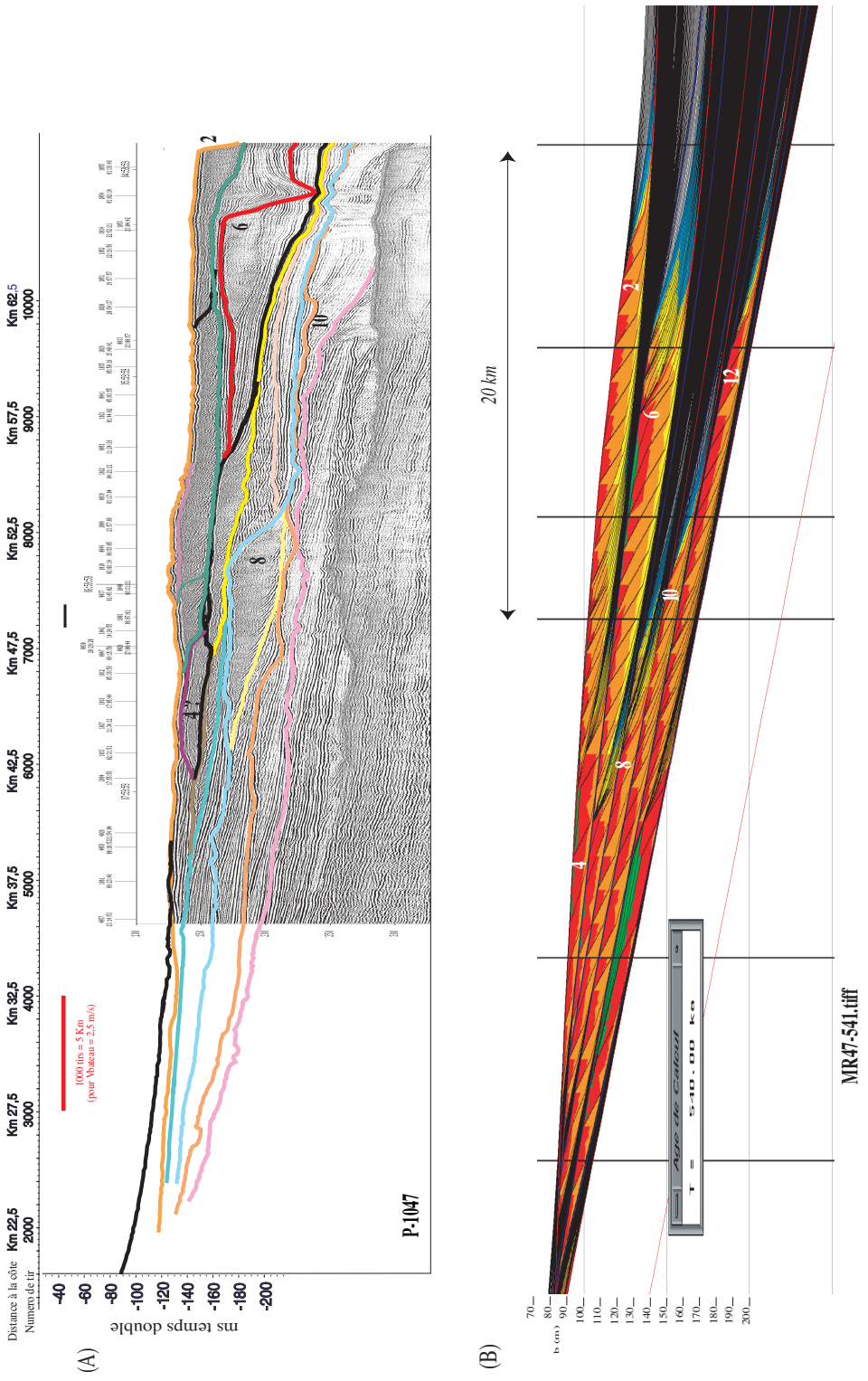


Figure VI-43
Comparaison entre (A) le profil sismique Sparker P1047 et (B) la simulation sur 540 000 ans présentée sur la figure VI-39 et sur la figure VI-42 (subsidence atteignant 255 m/Ma au km 70 par rapport à la côte. Les échelles horizontales et verticales sont identiques pour les deux figures.

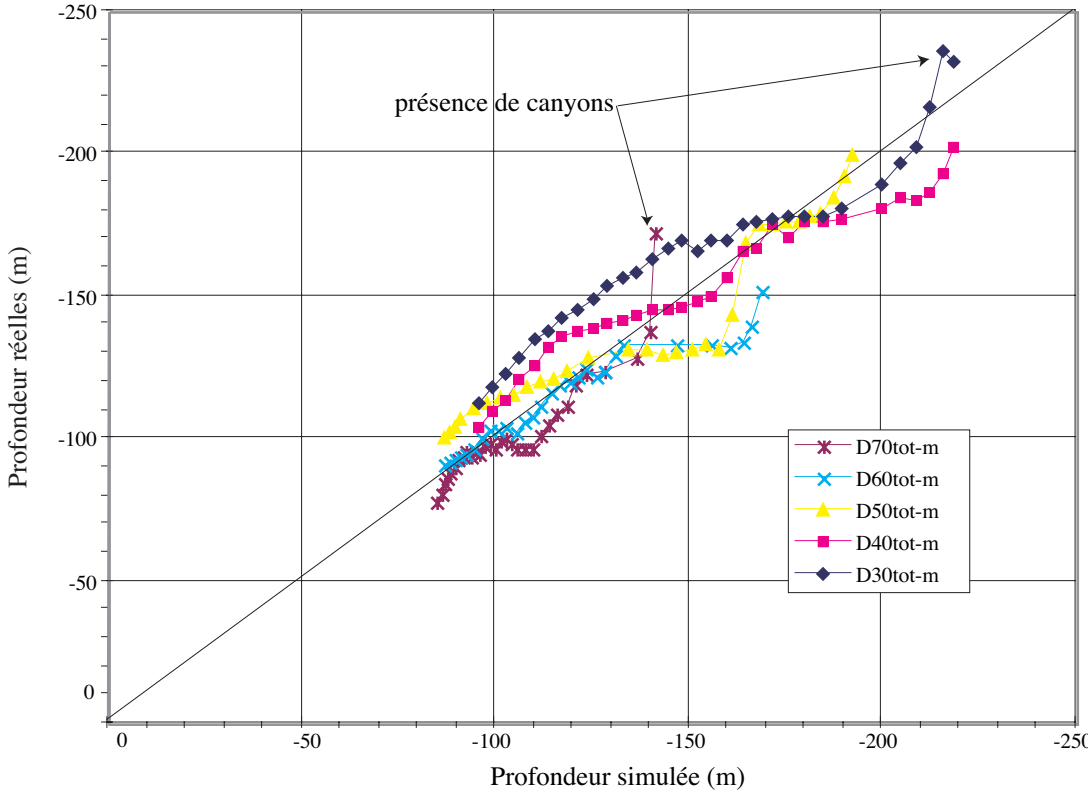


Figure VI-44
Corrélation des profondeurs simulées aux profondeurs réelles des principales surfaces de discordance. La droite au centre est la droite Y = X qui correspondrait à une simulation parfaite de la réalité. On notera que l'écart maximal entre la simulation et la réalité atteint 25 m. Les écarts maximums sont souvent liés à la présence de canyons.

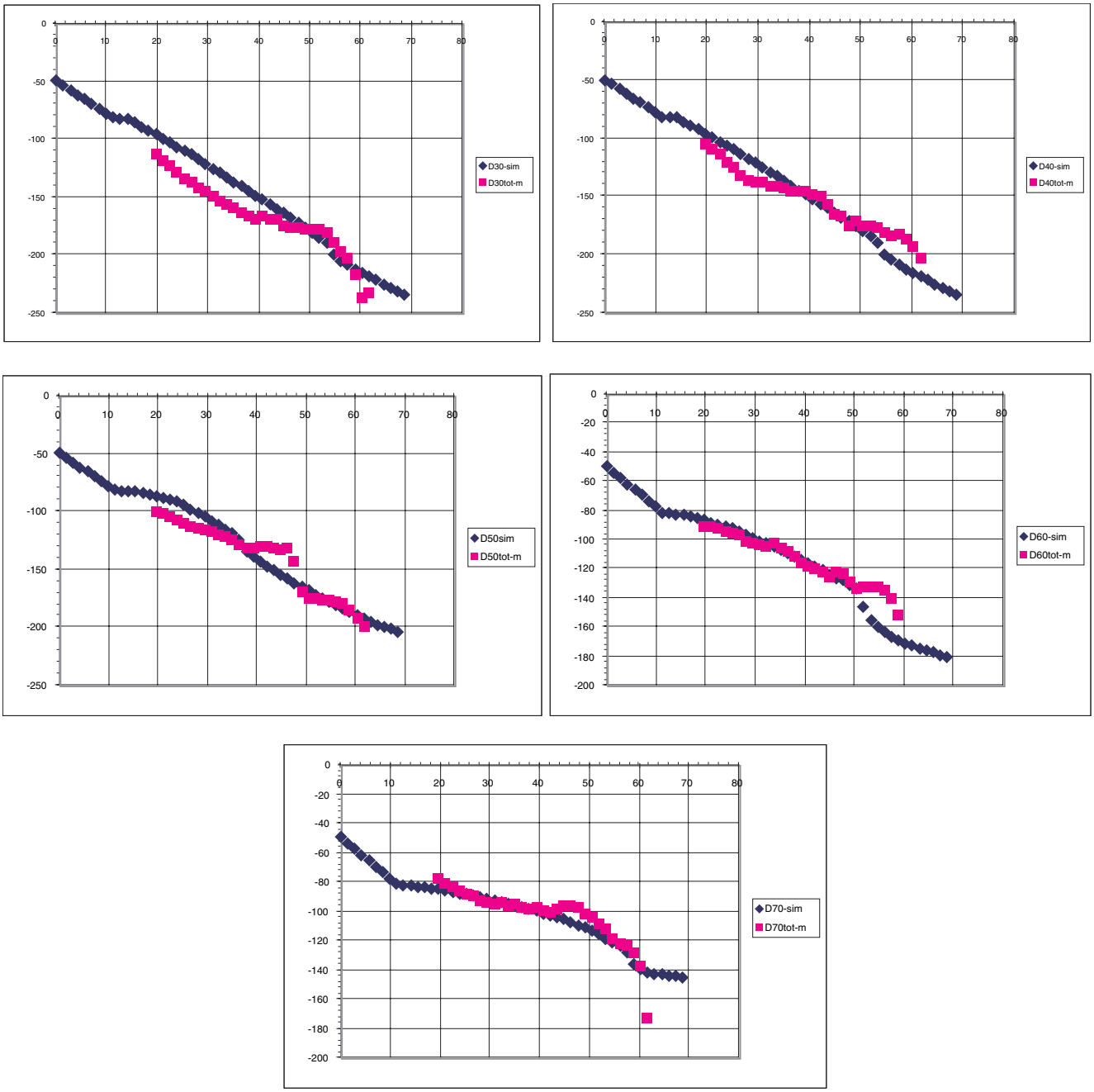
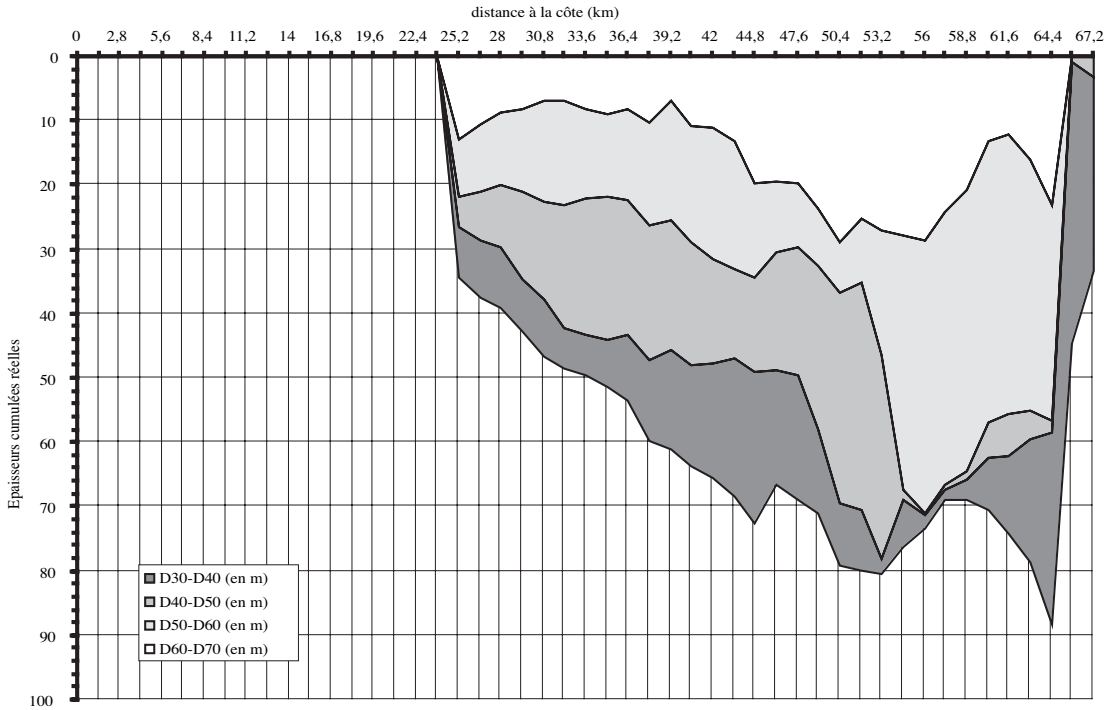
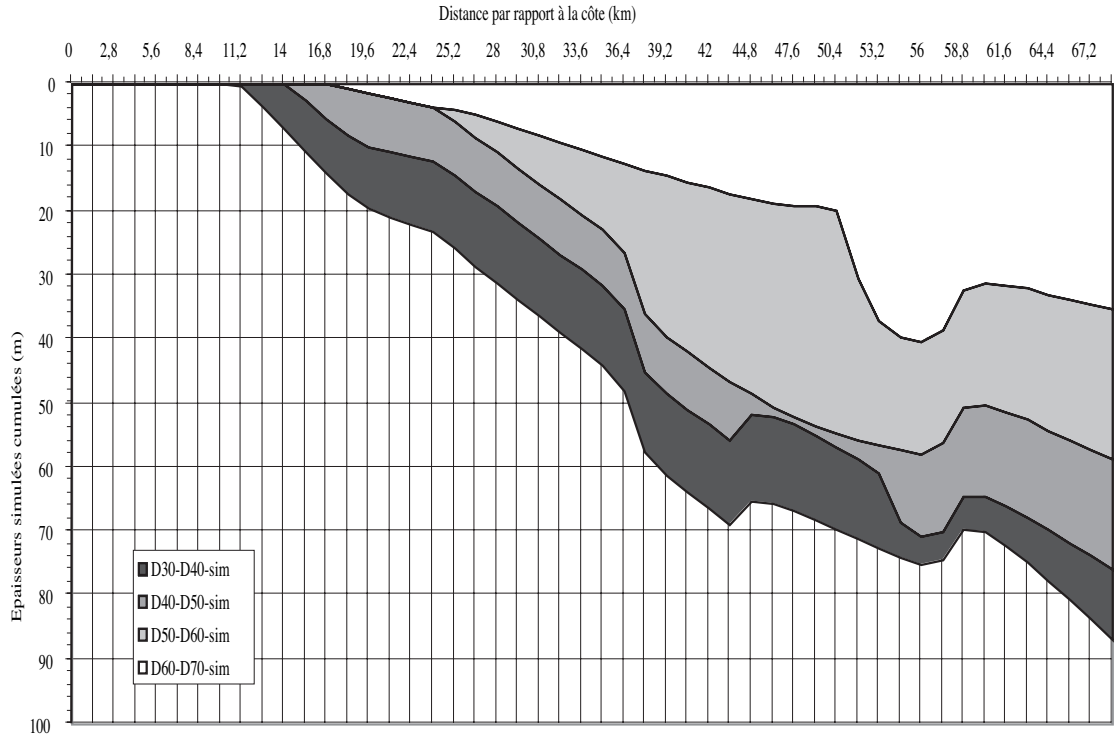


Figure VI-45
Comparaison spatiale des profondeurs simulés aux profondeurs simulées aux profondeurs réelles de chacune des surfaces de discordance. On notera que l'erreur présente une évolution progressive. La profondeur des horizons les plus profonds (D30) tend a être sous-estimée dans la simulation (les horizons ne sont pas assez profonds). Cette tendance s'atténue progressivement vers les horizons le plus superficiels.

Figure VI-46
Comparaison des épaisseurs simulées aux épaisseurs réelles de chacune des séquences.





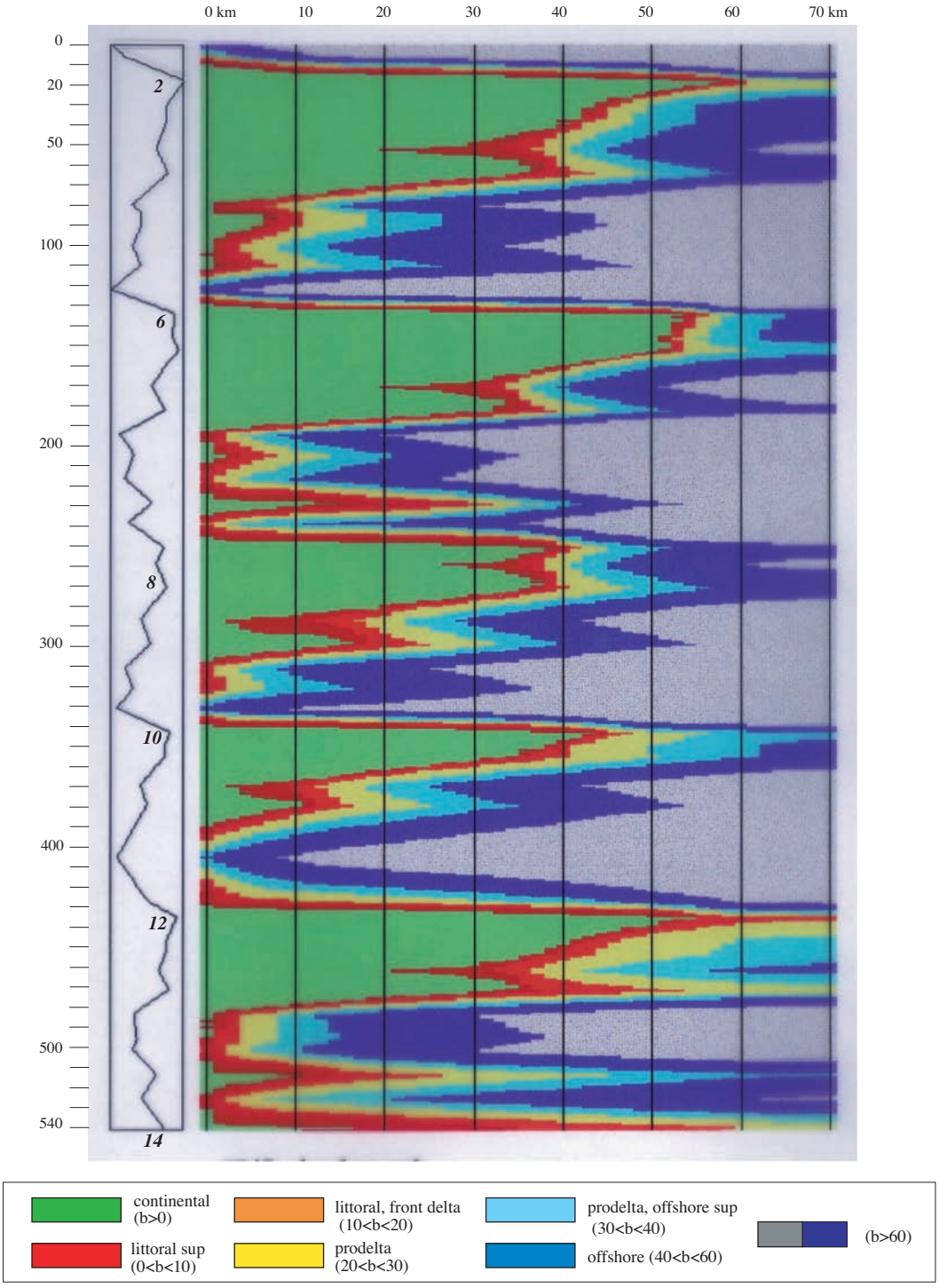


Figure VI-47
Diagramme chronostratigraphique de la simulation présentée sur la figure VI-42 représentant l'organisation dans le temps des dépôts sur 540 000 ans. La limite entre les couleurs verte et rouge représente la position de la ligne de rivage. Le pas de temps (axe vertical) est de 1 ka. La courbe représente les variations de l'accommodation.

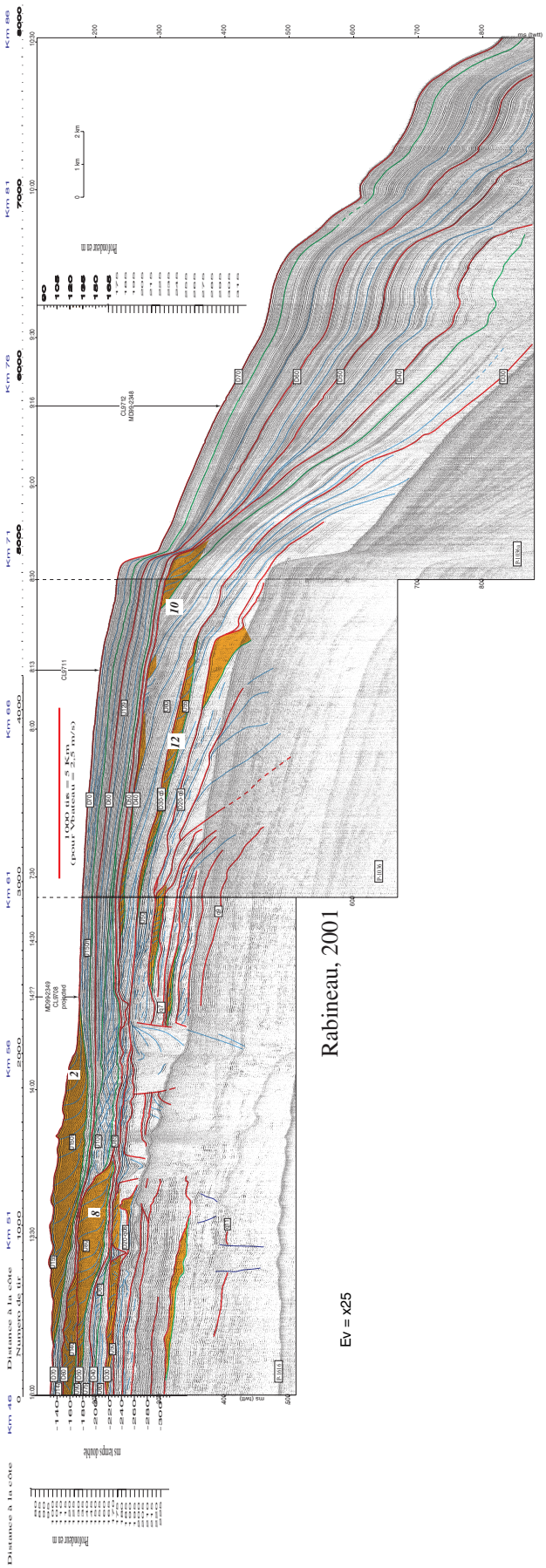


Figure VI-48
Position respective des séquences S1 (D30) et S2 (D40) sur le profil sismique 1036 : les deux séquences représenteraient, d'après les simulations effectuées sur 540 000 ans (fig. VI-43) les stades isotopiques 10 et 12. (voir profil en A3 en Annexe B - Figure 3).

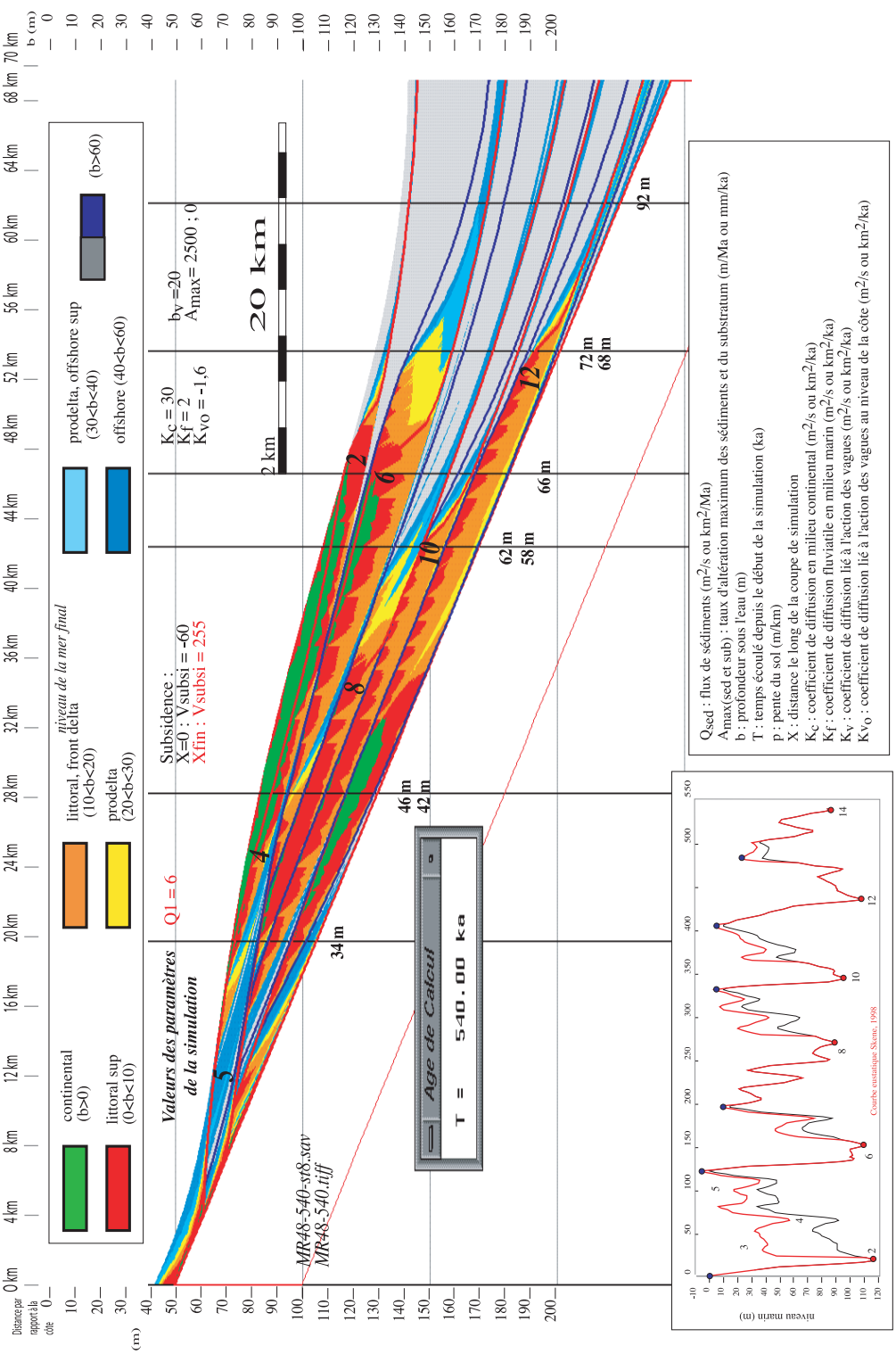


Figure VI-49
Géométrie induite par les cycles de variations eustatiques sur 540 000 ans avec la courbe eustatique specmap modifiée par Skene, 1998. Le taux de subsidence utilisé est un basculement qui atteint 255 m/Ma en bordure du plateau (dernière maille de simulation). Le flux de sédiments est constant et égal à 6 km³/Ma. Les lignes temps en rouge correspondent maximal de bas niveau marin des cycles de 100 000 ans. C'est-à-dire aux temps BP 18 (stade 2), 150 (stade 6), 270 (stade 8), 342 (stade 10), 434 (stade 12) et 540 ka (stade 14, début de la simulation). Les lignes temps en bleu correspondent aux plus hauts niveaux marins des cycles de 100 000 ans, c'est-à-dire aux temps BP122 (stade 5e), 194 (stade 7), 330 (stade 9), 404 (stade 11), 482 ka (stade 13).

Chapitre VII

Intégration des résultats a l'échelle du Plio-quaternaire

Enregistrement des cycles climatiques de 100 000 ans.

INTRODUCTION

Dans les chapitres V et VI, nous avons proposé un modèle de dépôt pour les cinq séquences supérieures quaternaires. Ce modèle proposait que chaque séquence (constituée d'un motif horizontal PI/PII[1]) correspondait à l'enregistrement d'un cycle glacioeustatique de 100 000 ans. Ce modèle impliquait un taux de subsidence de la plate-forme continentale prenant la forme d'un basculement autour d'un point situé à 15 km en aval de la côte actuelle et atteignant 255 m/Ma à 70 km de la côte.

L'objectif de ce chapitre est de tester la validité de cette interprétation, en intégrant ces résultats dans un cadre spatio-temporel plus large à l'aide de profils sismiques de résolution et de pénétration différentes. Deux axes sont utilisés pour cela. D'une part, nous étudions l'évolution des géométries en profondeur (reconnaît-on le même motif de dépôt en profondeur ? jusqu'où ?) ; d'autre part nous déterminerons un taux de subsidence pour l'ensemble du Plio-quaternaire (pour vérifier et valider la subsidence établie à partir des derniers 450 000 ans). Enfin, nous proposons d'extrapoler nos datations en profondeur pour proposer un ordre de grandeur de l'âge des réflecteurs et des géométries observées.

A- Évolution des géométries et des styles de dépôts en profondeur

Pour replacer notre étude dans un cadre spatio-temporel plus large, nous avons eu la chance de disposer de trois profils orientés NW-SE presque exactement au même endroit (fig. VII-1).

• Le profil Sparker P-1049 issu de notre base de données détaillé

• Le profil multitrace haute résolution SMAVH-07 (acquis en 1998, H. Nouzé *et al.*)

• Le profil ELF LRM18 (acquis en 1996, par ELF)

L'écart entre les profils P1049 et SMAVH-07 est inférieur à 100 m ; l'écart entre ELF LRM18 et SMAVH-07 est inférieur au kilomètre. La figure VII-2 montre les résolutions et les pénétrations spécifiques à chacun des profils et leur emboîtement vertical. On utilisera aussi deux profils : P-1016-1036 et SMAVH-08 localisés sur l'interfluve Aude-Hérault pour compléter la description et l'évolution du motif sédimentaire en profondeur.

[1] On rappelle que PI est un prisme à clinoformes silto-argileux faiblement pentus correspondant à un environnement prodeltaïque et PII un prisme sableux à clinoformes fortement pentus correspondant au littoral.

A - ÉVOLUTION DES GÉOMÉTRIES ET DES STYLES DE DÉPOTS EN PROFONDEUR

Pour replacer notre étude dans un cadre spatio-temporel plus large, nous avons eu la chance de disposer de trois profils orientés NW-SE presque exactement au même endroit (fig. VII-1).

• Le profil Sparker P-1049 issu de notre base de données détaillé.

• Le profil multitrace haute résolution SMAVH-07 (acquis en 1998, H. Nouzé *et al.*).

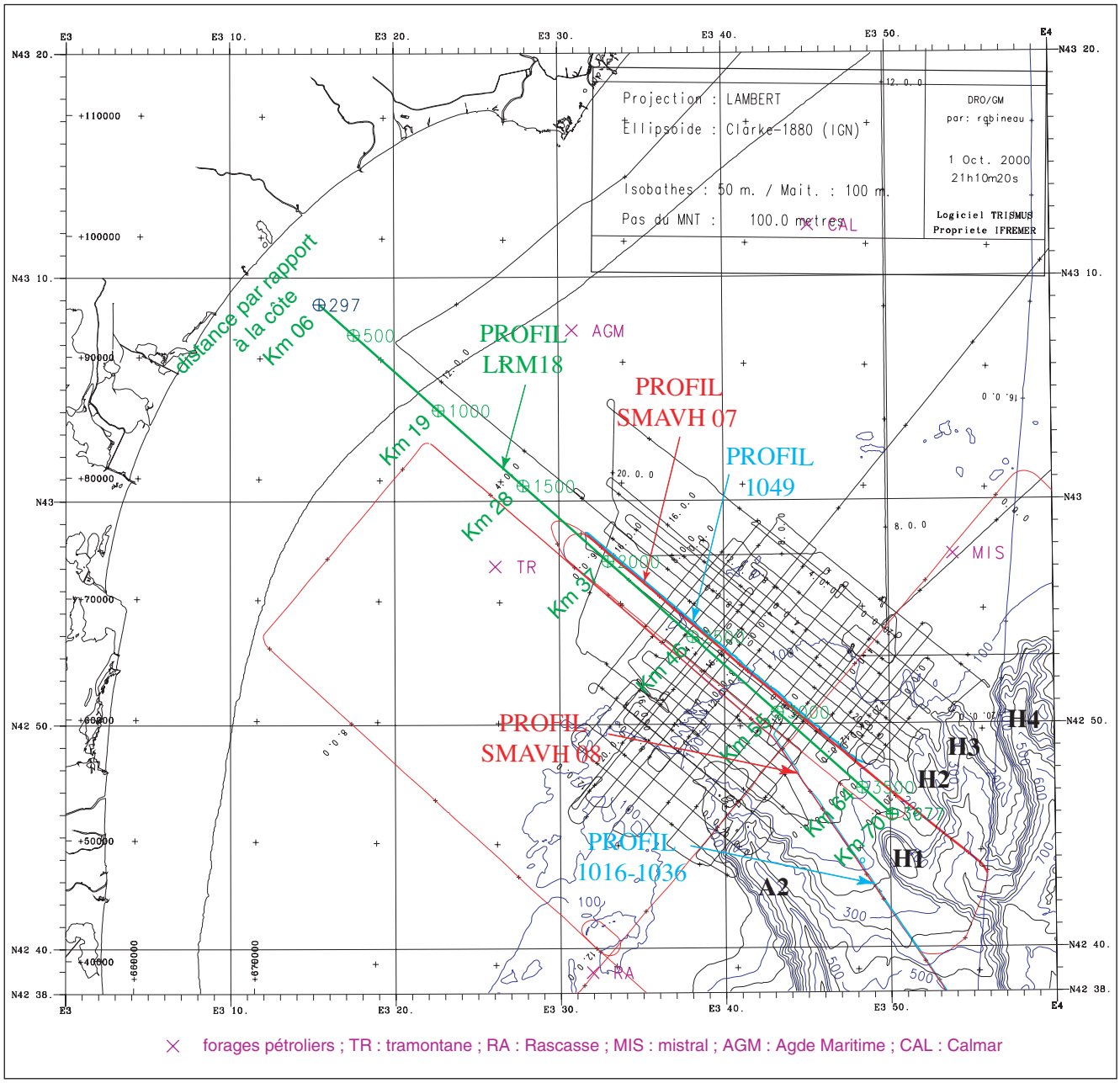
• Le profil ELF LRM18 (acquis en 1996, par ELF).

L'écart entre les profils P1049 et SMAVH-07 est inférieur à 100 m ; l'écart entre ELF LRM18 et SMAVH-07 est inférieur au kilomètre. La figure VII-2 montre les résolutions et les pénétrations spécifiques à chacun des profils et leur emboîtement vertical. On utilisera aussi deux profils : P-1016-1036 et SMAVH-08 localisés sur l'interfluve Aude-Hérault pour compléter la description et l'évolution du motif sédimentaire en profondeur.

1. Les profils Sparker P-1049 et P-1016-1036

Les profils Sparker 1049 et 1016-1036 sont issus de notre base de données détaillée ; ils ont été présentés et interprétés aux chapitres III et V. Dans la partie supérieure du profil, on reconnaît les prismes PI et PII constituant le motif sédimentaire reconnu (*Cf.* chapitre III et V) ainsi que les surfaces d'érosion majeures au toit des séquences S1 à S5 (étudiées dans les chapitres précédents nommés D30 à D70) Nous avons ensuite cherché les traces de ce motif de dépôt en profondeur (fig. 1 et 2 en **Annexe F**).

En deçà des cinq séquences supérieures, dans la partie moyenne, d'autres surfaces d'érosion sont visibles ainsi que des prismes PII. La surface D20 montre un prisme d'épaisseur et de localisation équivalente aux surfaces sus-jacentes ; on appelle la séquence correspondante S0 ou q6. Sous la séquence S0, on distingue encore au moins 6 surfaces d'érosion (sur P1036 et 1049). Elles délimitent des séquences beaucoup moins épaisses. Quelques prismes PII sont identifiés mais d'épaisseur réduite (5 à 10 mstd). L'espacement entre les surfaces d'érosion principales semble relativement constant (10 - 15 mstd). La dernière surface de ce groupe (réflecteur q10) se trouve à plus de 230 ms sous le fond, au niveau du tir 3400 (sur SMAVH-07). Cette surface scelle une incision importante correspondant à une tête de canyon remplie. Plusieurs paléo-têtes de canyons sont visibles et sont associées à au moins trois phases majeures d'incision-remplissage (D20, D10 et une plus profonde sous la surface q10). On notera que ces canyons sont localisés en amont des



canyons actuels. Le remplissage des têtes de canyons semble avoir lieu par progradation (on suit les réflecteurs de la plate-forme au canyon).

2. Les profils haute résolution SMAVH-07 et SMAVH-08

Les profils haute résolution SMAVH-07 et SMAVH-08 sont présentés sur les figures 3 et 4 en **Annexe F**.

Ce profil a une résolution de 5 - 10 m ; sa pénétration est d'environ 600 ms.

Dans la partie supérieure, on retrouve les prismes PII (en particulier S3 et S5) et les surfaces d'érosion supérieures ; la résolution des structures internes est cependant moindre.

Dans la partie la plus profonde de la section, l'allure des réflecteurs est différente : on observe de grands prismes progradants caractérisés par une surface relativement plane et peu inclinée, une rupture de pente (*offlap break*) et une partie pentue.

Figure VII-1 Positionnement des profils Sparker (en bleu), SMAVH (en rouge) et ELF (en vert) utilisés pour intégrer notre étude à l'échelle du Plio-quaternaire. A2 : canyon de l'Aude ; H1 à H4 têtes du canyon de l'Hérault.

3. Le profil ELF LRM18

Le profil ELF LRM18 est présenté sur la figure 5 en Annexe F. Ce profil a une résolution d'environ 30 m ; sa pénétration est supérieure à 2 s[2].

La surface qui correspond au toit de la séquence S1 (D30) est repérée sur ce profil (surface q5) : c'est une des premières réflexions continues sous le fond marin. Entre ces deux réflecteurs, l'architecture observée sur les profils très haute résolution n'est pas discernable. La surface q10 est aussi repérée.

La partie basale du profil se caractérise par la surface d'érosion messinienne (daté à 5,3 Ma). Cette surface d'érosion spectaculaire est à rattacher à l'assèchement (total ou partiel) de la Méditerranée induisant une chute importante du niveau de base des fleuves. La surface d'érosion montre des incisions locales de plus de 500 m. Au-dessus de cette surface, unede grands prismes, de plus de 500 m d'épaisseur, progradent depuis la côte actuelle jusqu'au rebord actuel de la plate-forme. La pente de ces grands prismes est de l'ordre de 7 %. Pendant cette progradation, le profil de dépôt général de la marge montre une architecture particulière avec deux ruptures de pentes : l'une correspond à la limite du grand prisme, l'autre à la pente continentale structurale. Au niveau de l'horizon plio12, les deux ruptures de pentes sont confondues.

Les premiers canyons apparaissent entre les horizons plio11 et plio12 (fig. 5 en Annexe F). Ce premier canyon est bien visible sur les profils transverses LRM7 et LRM5.

L'horizon plio14 correspond au dernier prisme aisément reconnaissable. A ce stade, les prismes sur la plate-forme représentent 2/3 de la sédimentation totale plio-quaternaire alors qu'ils ne représentent que 1/3 des dépôts sur la pente.

Entre les réflecteurs plio14 et q13, les canyons sont bien développés et aisément reconnaissables.

Une étude complète, à cette échelle, sur l'ensemble du Golfe du Lion est en cours (thèse de J. Lofi, Ifremer-Lille).

La combinaison de ces trois profils met en évidence quatre périodes bien distinctes où le style de la sédimentation est bien différent :

- La période d'érosion extrême messinienne ;
- La période de progradation des grands clinoformes ;
- L'apparition des canyons et la multiplication des surfaces d'érosion ;
- L'apparition de prismes de bas niveau glaciaire PII bien exprimés et préservés.

[2] On ne connait pas la pénétration exacte car on ne dispose que de la partie supérieure du profil.

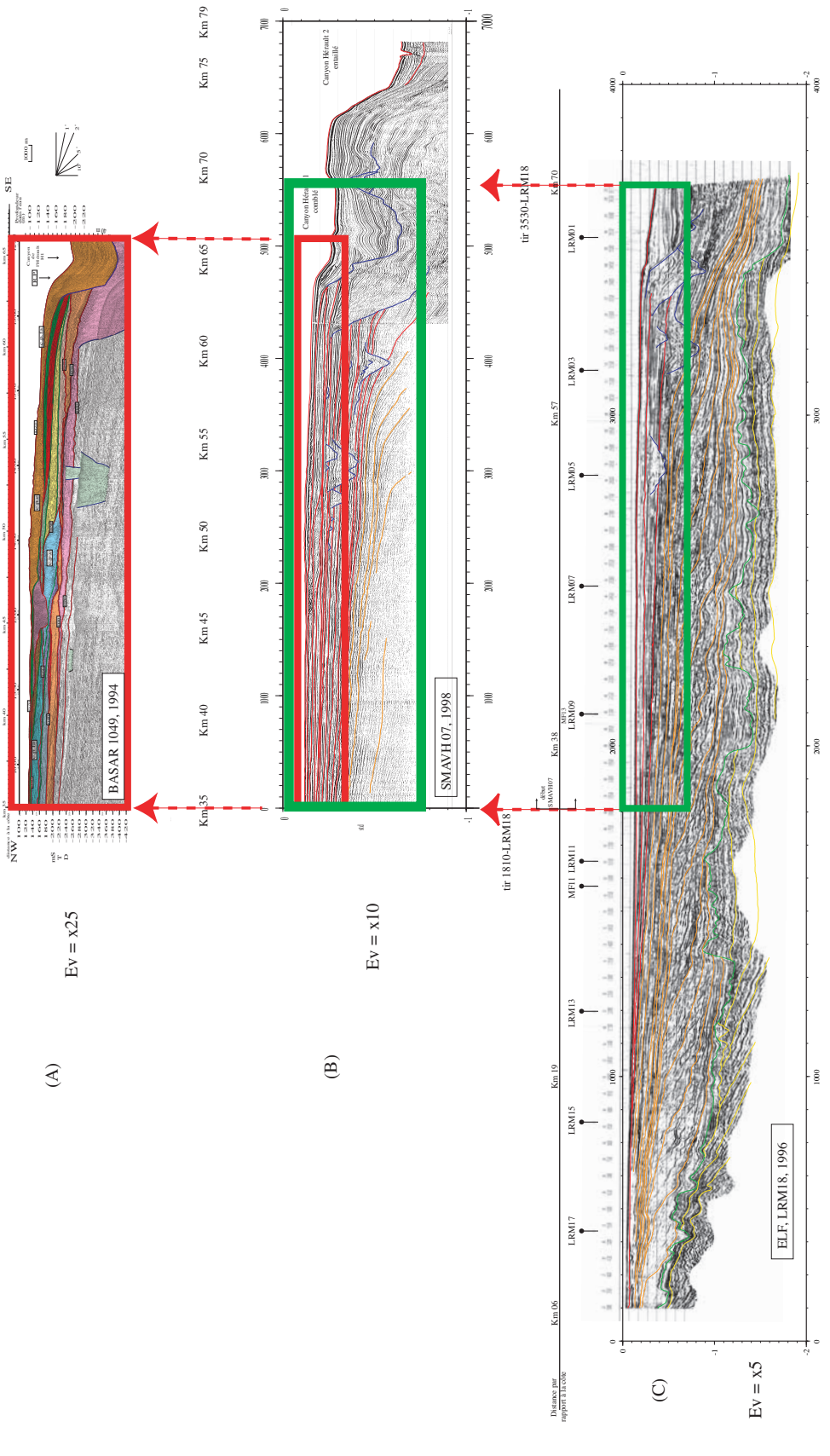


Figure VII-2
Intégration des échelles d'étude du quaternaire supérieur (A) à l'ensemble du Plio-Quaternaire (C) à l'aide de profils sismiques de résolution et de pénétration différentes. Le positionnement des profils est indiquée sur la figure VIII-I.

B - CALCUL DE LA SUBSIDENCE D'APRÈS LE PROFIL ELF LRM18

Nous proposons dans cette partie, de calculer un taux de subsidence moyen pour l'ensemble du Plio-quaternaire et de le comparer aux valeurs établies à partir des géométries et des simulations stratigraphiques du Quaternaire supérieur seul.

1. Transformation du profil ELF LRM18 en profondeur (collaboration avec H. Nouzé, Ifremer)

Pour réaliser l'estimation de la subsidence le plus précisément possible, on a transformé la coupe sismique (ou plutôt son interprétation) en profondeur, en utilisant les mesures de vitesses réalisées dans deux puits situés dans la zone : Rascasse et Tramontane (fig. VII-3 et VII-4)[3].

Le puits Tramontane est situé dans la partie amont de la plate-forme à environ 30 km de la côte et à environ 6 km au sud-ouest du profil (fig. VII-1). Le puits Rascasse est situé dans la partie avale de la plate-forme à environ 55 km de la côte (distance mesurée selon la direction NW-SE)[4].

Dans une première étape, on corrèle les lois de vitesses aux profils sismiques. Cette corrélation nous permet de définir de grands ensembles de dépôts associés à des vitesses particulières : l'ensemble des topsets de prismes ; celle des foresets (partie pentue des clinoformes) et celle des pieds de clinoformes. Dans une seconde étape, on vérifie que l'extrapolation de ces données de vitesses au profil LRM18 est réalisable, par corrélation sismique à l'aide des profils transverses (LRM11 et LRM03).

On définit ainsi un profil 2D de variations des vitesses sismiques (fig. VII-5).

En utilisant ce profil de vitesse, on transforme les horizons pointés (en seconde-temps-double) en profondeur (en mètre) ; l'on obtient donc en définitive, une coupe 2D-profondeur du profil LRM18 (fig. 6 en **Annexe F**).

2. Allure et quantification du taux de subsidence plio-quaternaire d'après les topsets des prismes

Sur le profil ELF LRM18, les réflecteurs peu pentus des clinoformes (*topsets*) représentent la plate-forme continentale c'est-à-dire le profil de dépôt entre la ligne de rivage et la rupture de pente associée au rebord de plate-forme. Les topsets représentent donc la même paléogéographie (même

[3] A l'aide d'un programme réalisé par H. Nouzé, Ifremer.
[4] La distance du puits à la côte dans la direction E-W est plus faible : 40 km.

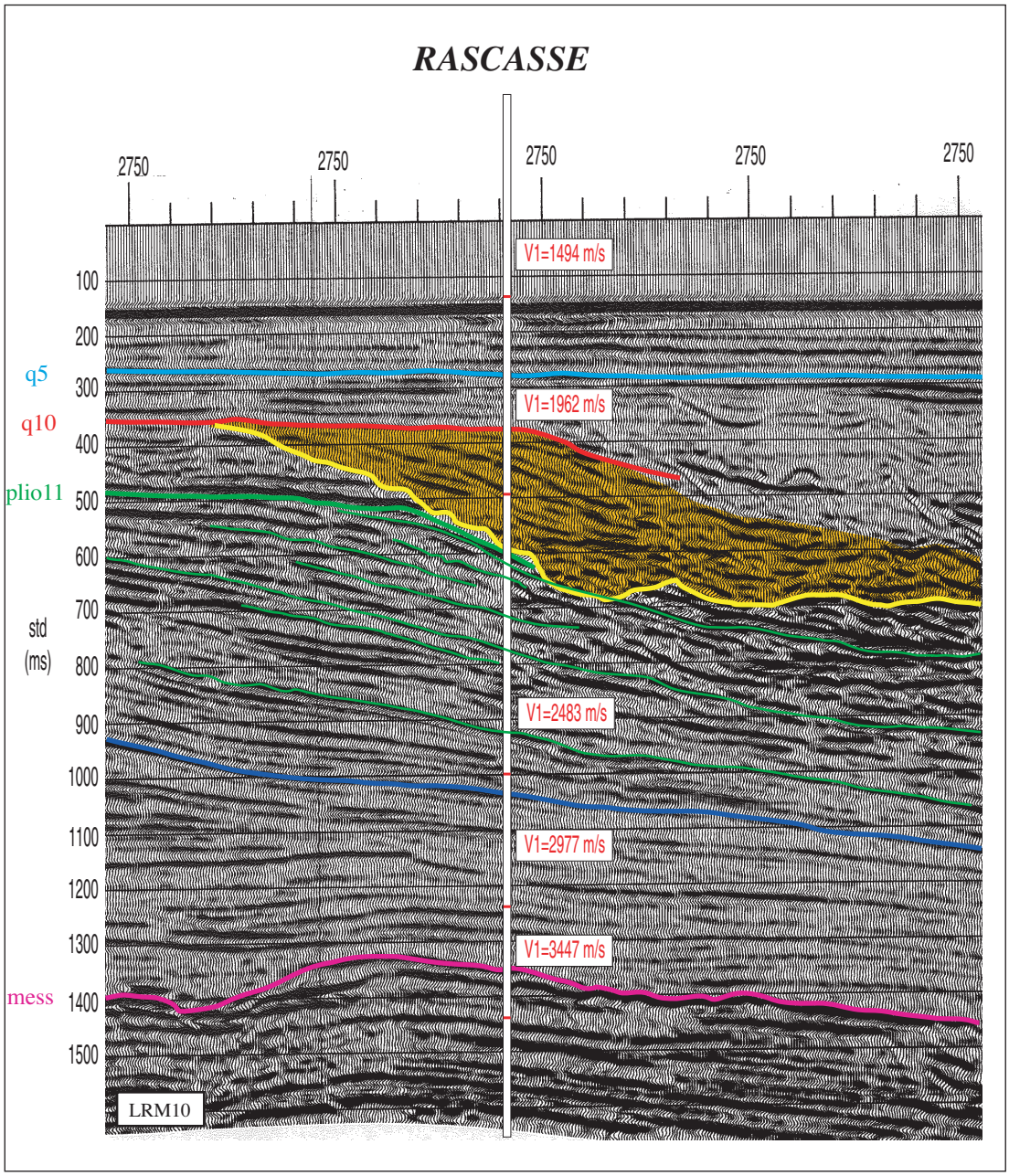


Figure VII-3
Loi de vitesse mesurée dans le puits Rascasse et repositionnée sur le profil LRM10 (le profil est orienté de l'amont à l'aval « dip »). Les réflecteurs principaux ont été identifiés (q5 ; q10 ; plio11 et messinien). La position du puits est indiquée sur la figure VII-I. Noter en orange, le canyon recoupé dans la longueur et en vert les réflecteurs pentus (clinoformes). Sous la surface bleue à la base, les réflecteurs sont sub-horizontaux (« pieds » de clinoformes).

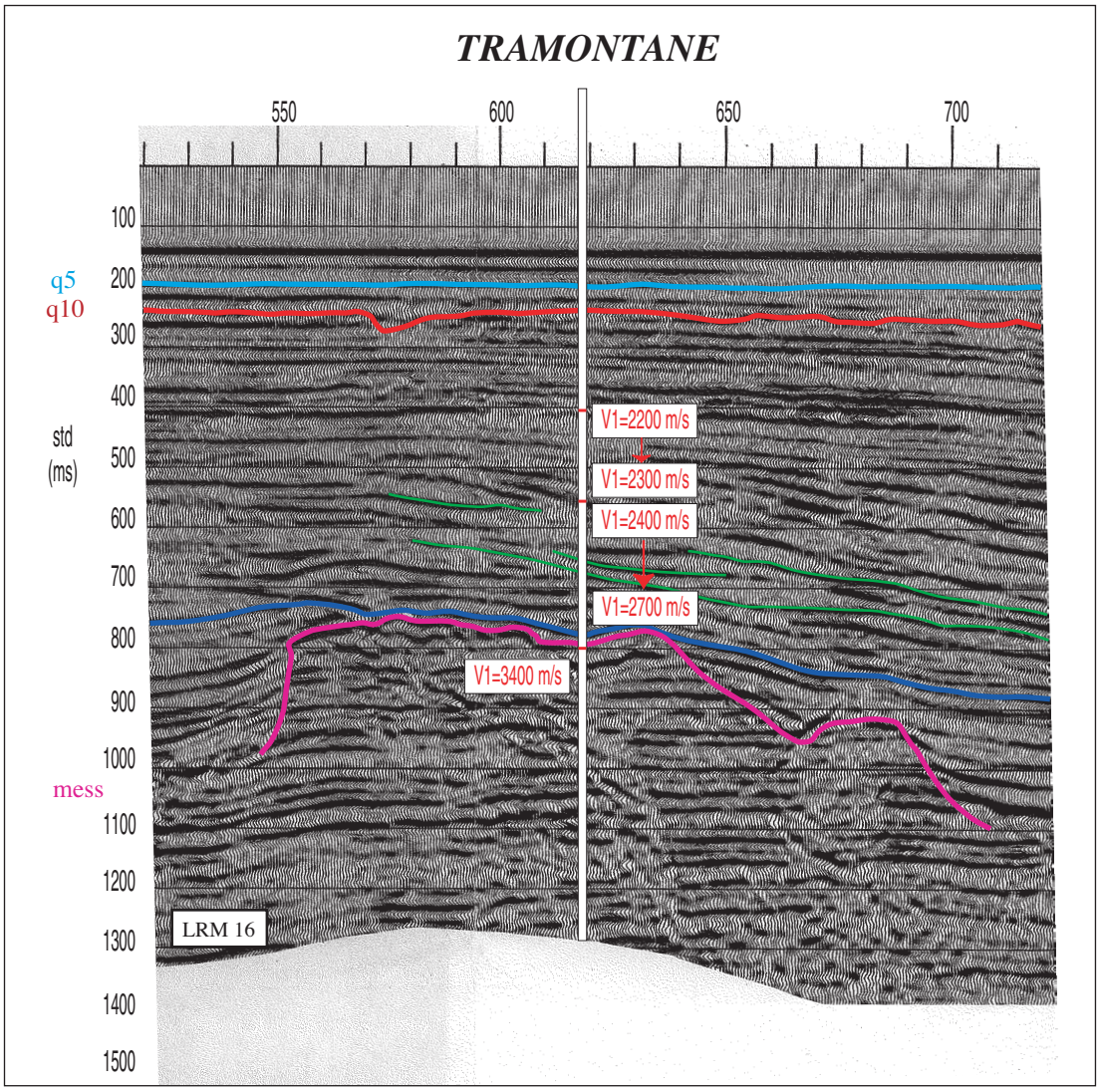


Figure VII-4
Loi de vitesse mesurée dans le puits Tramontane et repositionnée sur le profil LRM16 (le profil est orienté de l'amont-aval « dip »). Les réflecteurs principaux ont été identifiés (q5 ; q10 et messinien). La position du puits est indiquée sur la figure VII-I. Noter les réflecteurs pentus (clinoformes) en vert et les réflecteurs horizontaux sous la surface bleu (« pieds » de clinoformes).

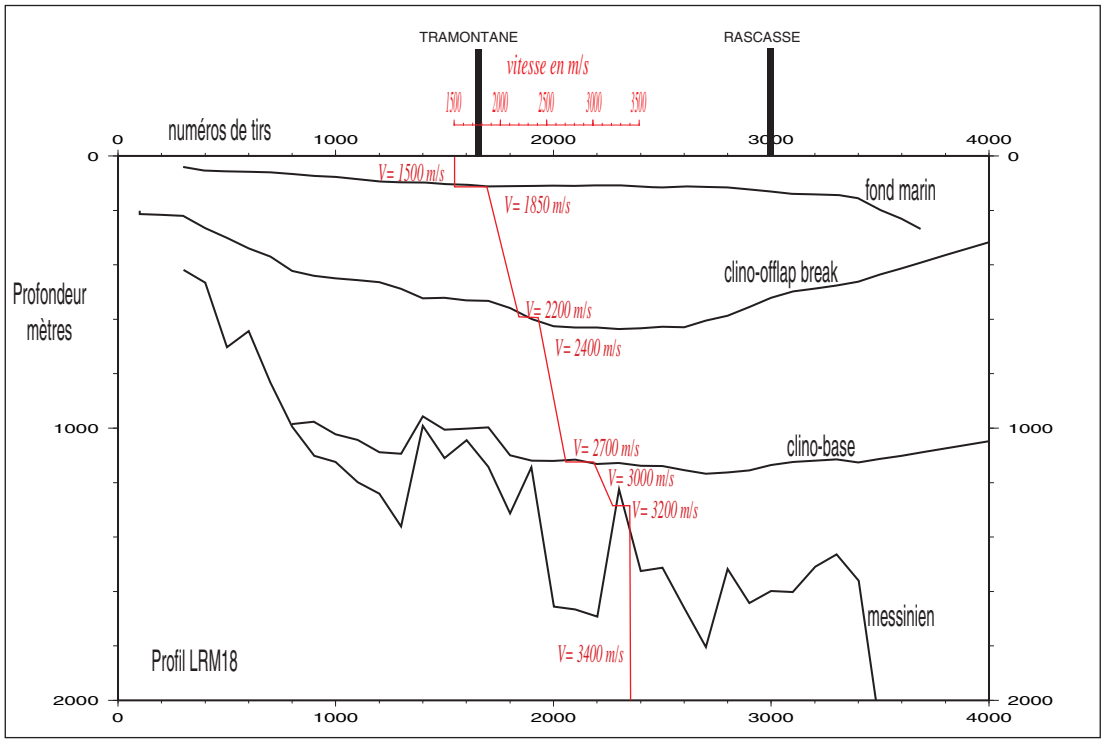


Figure VII-5 Définition de la loi de vitesse 2D sur le profil LRM18 d'après les vitesses mesurées sur Tramontane et Rascasse.

environnement, même bathymétrie) au moment du dépôt. Leur pente est caractéristique et l'on cherche à ajuster une droite à chaque partie amont des grands prismes de dépôt (comme on l'avait fait aussi sur le profil Sparker) (fig. VII-6). En considérant que la pente au moment du dépôt est équivalente à la pente actuelle de la plate-forme, l'augmentation progressive des pentes correspond à un basculement vers le large lié à la subsidence (s.l.) de la marge. Ce basculement correspond à une subsidence totale qui correspond à l'enfoncement d'une couche repère. Elle englobe subsidence tectonique, thermique, isostatique ainsi que la compaction des sédiments.

L'ajustement des pentes est aisé pour les réflecteurs supérieurs (p11 à fond). On peut l'associer à un basculement par rapport à un point situé à 13 km en amont de la côte actuelle. On notera cependant que l'ajustement des pentes n'est pas bon dans la partie la plus amont (fig. VII-6). On observe dans cette zone de la plate-forme interne, au niveau du kilomètre 33-35, une petite rupture de pente systématique des horizons. Nous l'interprétons comme une déformation associée au soulèvement de la partie la plus amont de la marge. Ce petit soulèvement explique la différence de position du point de basculement estimé à l'échelle plioquaternaire (13 km) et celle estimée à l'échelle du quaternaire supérieur (que l'on a situé à environ 15 km en aval de la côte actuelle) (chapitre VI).

En corrigeant les géométries amont de cet effet de soulèvement, par simple basculement des horizons, l'ajustement des topsets devient meilleur (fig. VII-7) et l'ajustement peut être réalisé jusqu'à l'horizon p1 (fig. VII-8).

L'ensemble des topsets des prismes (p1 à fond) peut donc être approximé par des droites ayant le même point de basculement situé à environ 13 km en amont de la ligne de rivage actuelle. Le basculement de la plate-forme atteint 1 280 m à 70 km de la côte actuelle. **Or, le prisme p1 est le premier prisme visible sur la plate-forme (au kilomètre 6) ; il surmonte directement la surface messinienne (datée à 5,3 Ma) ; on date donc ce prisme à 5,3 - 5 Ma. Cela nous donne un taux de subsidence global plio-quaternaire atteignant 49 - 52 m/Ma à 19 km de la côte actuelle et 241 - 256 m/Ma à 70 km de la côte actuelle.** Cette estimation est tout à fait équivalente à l'estimation réalisée à l'échelle du Quaternaire supérieur.

3. Évaluation de l'accommodation à l'aide des paléobathymétries

Pour confirmer cette évaluation, on applique une deuxième méthode de calcul de la subsidence au profil sismique LRM18 en estimant l'accommodation initiale et finale en deux puits fictifs de la coupe (puits A et B) (fig. VII-9). Le puits A se situe au niveau du tir 1 000 du profil, soit à 19 km de la côte ; le puits B se situe au niveau des tirs 3 600 soit à 70 km de la côte. On rappelle (*Cf.* chapitre VI section C) que l'accommodation peut-être appréhendée

de deux manières différentes : en additionnant subsidence et eustatisme ou en additionnant les épaisseurs et les paléobathymétries.

• Évaluation de l'accommodation initiale (base Pliocène juste au-dessus de la surface messinienne) = paléobathymétrie des premiers dépôts :

Les grands prismes pliocènes nous fournissent un critère géométrique pour définir les paléobathymétries. Le dénivelé des grands prismes progradants (entre le point d'*offlap-break* et le pied des clinoformes) est assez constant sur la totalité de la section, il est de l'ordre de 650 m pour les clinoformes les plus en amont. Les « pieds » des premiers clinoformes se déposent donc sous une profondeur d'eau d'au moins 650 m ; valeur à laquelle il faut rajouter la paléobathymétrie de l'*offlap-break*. On estime cette profondeur de l'*offlap-break* à 150 m (par analogie à la situation actuelle). Ce qui nous donne une paléobathymétrie et une accommodation initiale de 800 m au niveau du puits A (fig. VII-9). L'estimation de l'accommodation au niveau du puits B ne peut pas être réalisée par cette méthode sur ce profil puisque l'on ne dispose pas de repère géométrique permettant d'estimer la profondeur des dépôts situés juste au-dessus de la surface messinienne. On peut cependant considérer que régionalement la surface se situe à une profondeur supérieure à celle du point A (> 800 m)[5].

On notera que cette estimation correspond à une accommodation régionale. L'irrégularité de la surface messinienne induit, localement, de fortes variations d'épaisseurs.

• Évaluation de l'accommodation finale = épaisseur des sédiments + bathymétrie actuelle (soit la profondeur de la surface messinienne).

D'après la coupe-profondeur, la profondeur actuelle du Messinien (c'est-à-dire l'accommodation) est de 1 050 m sur la plate-forme interne (Puits A) et de 2 240 m sur la plate-forme externe (Puits B). La création d'accommodation au cours du Plio-quaternaire varie donc de 250 m (puits A) à 1 440 m (au maximum) (puits B). Elle correspond à la somme des variations de la subsidence et de l'eustatisme.

En estimant l'eustatisme au temps initial, on obtient la valeur de la subsidence (création d'accommodation moins variations eustatiques). D'après les études globales et les courbes isotopiques, les variations de l'eustatisme entre le Messinien et l'actuel seraient dans une tendance régressive (chute globale d'environ 40 m) ; le haut niveau marin à la base du Pliocène est estimé à + 70 m (*Cf.* chapitre II). Entre le Pliocène basal et l'actuel, l'eustatisme supprime donc de l'espace (40 à 70 m).

Donc la création d'accommodation liée à la subsidence seule varie de : 300 m en amont à 1 500 m (au maximum[6]) en aval. La surface d'érosion messinienne étant datée à 5,3 Ma on obtient des taux de subsidence totale variant de 55 m/M sur la plate-forme interne (20 km de la côte) à < 280 m/Ma sur la plate-forme externe (70 km de la côte).

Le taux de subsidence obtenu est remarquablement similaire à celui déterminé ci-dessus ainsi qu'à celui déterminé lors des simulations sur 450 000 ans (0 à 255 m/Ma). On notera, comme dans le calcul précédent, la différence de point de basculement entre l'estimation à grande échelle par rapport à l'échelle quaternaire.

Le taux de subsidence pendant le Plio-quaternaire correspond à un basculement général de la marge vers le large. Le point de basculement est situé à 13 km en amont de la côte actuelle ; le basculement atteint ≈ 255 m/Ma en bordure de plate-forme (à 70 km de la côte) Le taux de subsidence en bordure de la plate-forme est équivalent à l'échelle du Plio-quaternaire et à celle du Quaternaire supérieur ; ce qui suggère un taux de subsidence constant pendant tout le Plio-quaternaire. Ce calcul valide donc notre modèle de dépôt des séquences quaternaire et en particulier leur association à des cycles de 100 000 ans. Il nous permet, en retour, de proposer une extrapolation des datations superficielles aux horizons plus profonds (Cf. chapitre V et VI).

[5] Cette interprétation est cohérente avec les interprétations d'environnement de dépôt définit sur le forage Autan qui définissent à la base de la carotte un milieu de plate-forme externe à talus.
[6] Moins en fonction du dénivelé de la surface messinienne au moment du dépôt.

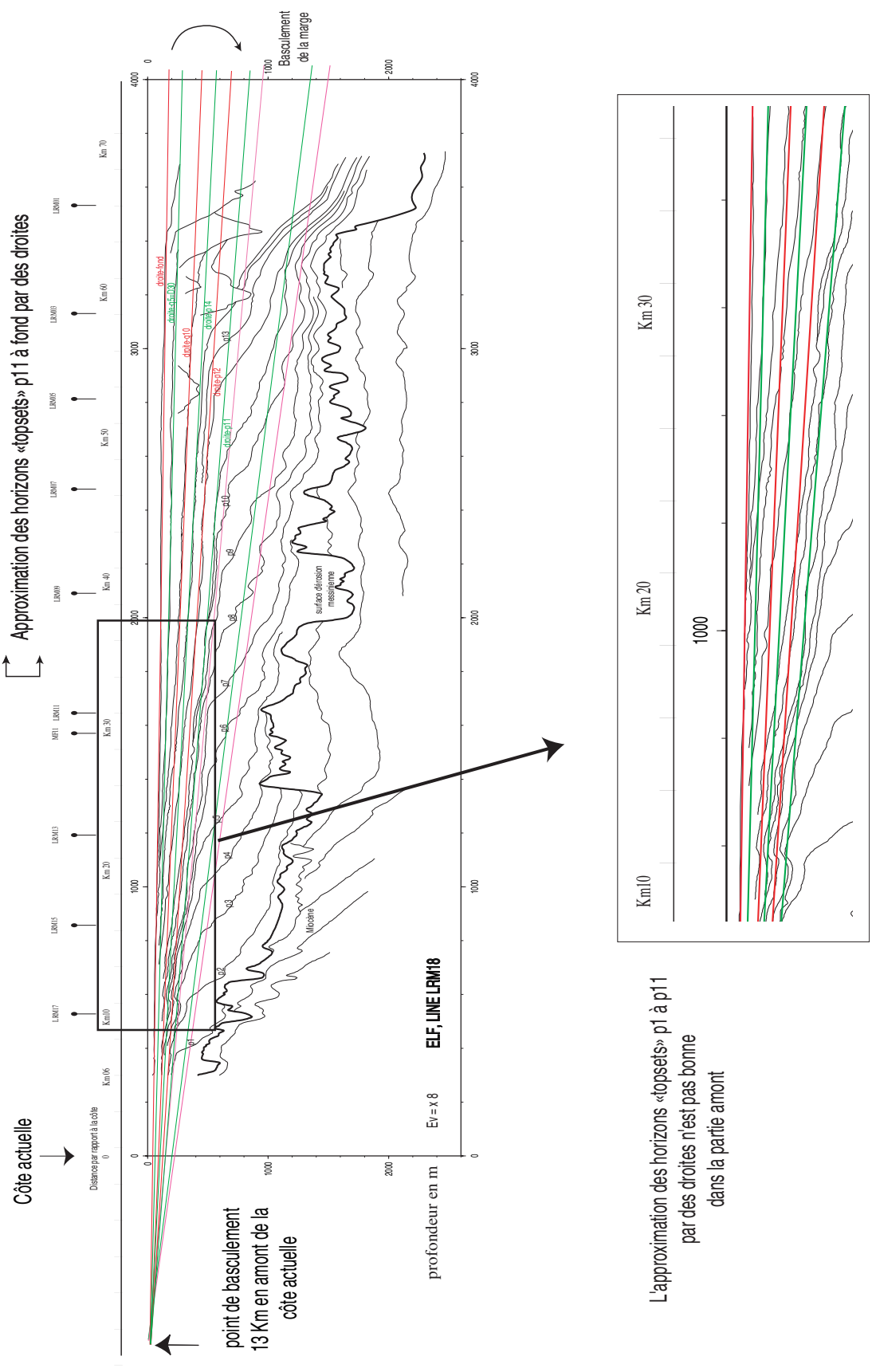


Figure VII-6
Allure de la subsidence d'après la géométrie des horizons p11 à l'actuel. On approxime les topsets des grands prismes par des droites. Ces droites sont de plus en plus inclinées, elles sont basculées vers le large par rapport à un point situé environ 13 km en amont de la côte. Dans la partie amont, l'approximation des topsets par des droites n'est pas bonne.

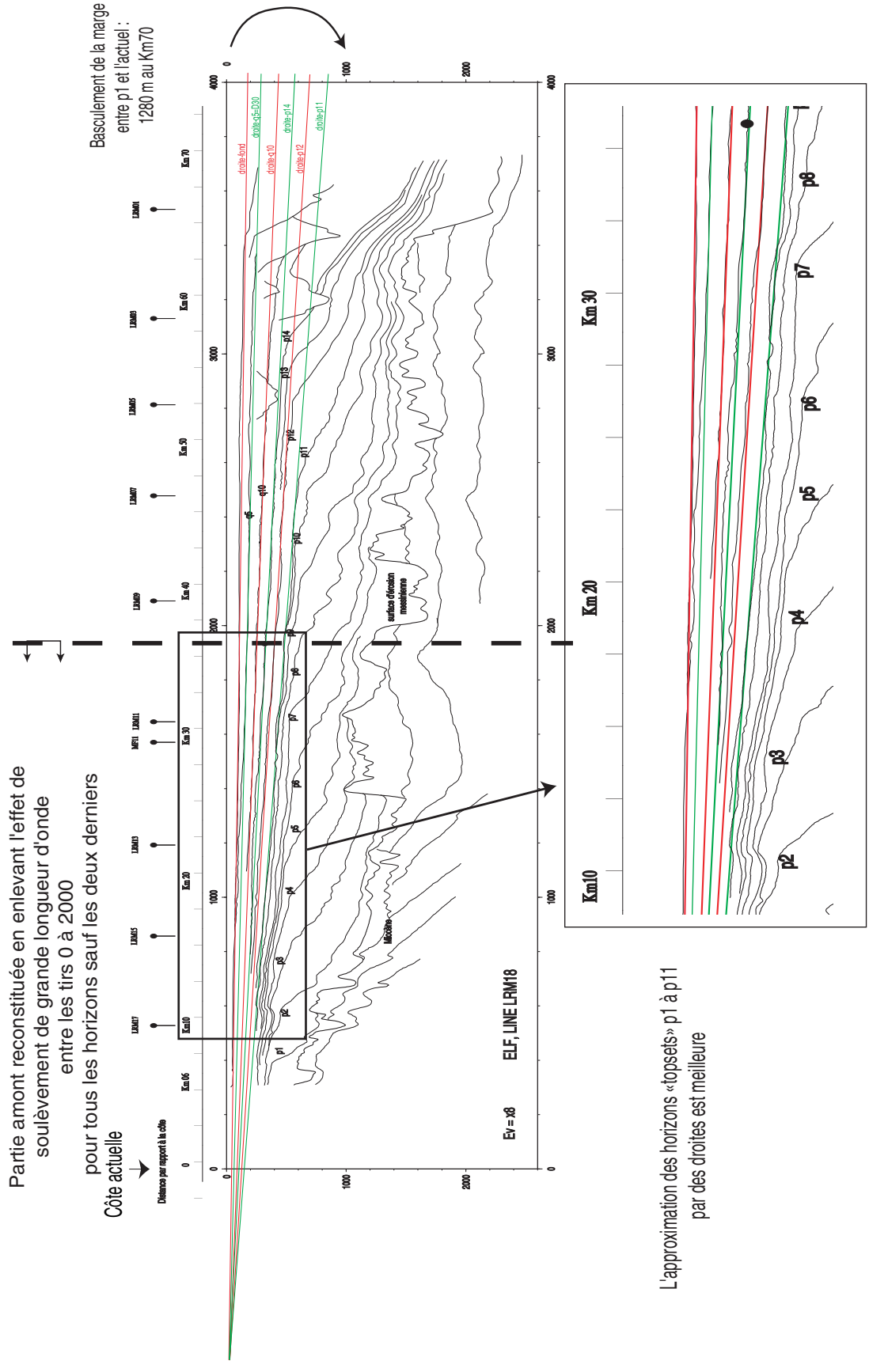


Figure VII-7
Allure de la subsidence d'après la géométrie des horizons p11 à l'actuel. La partie amont du profil a été restituée en corrigeant l'effet de soulèvement.

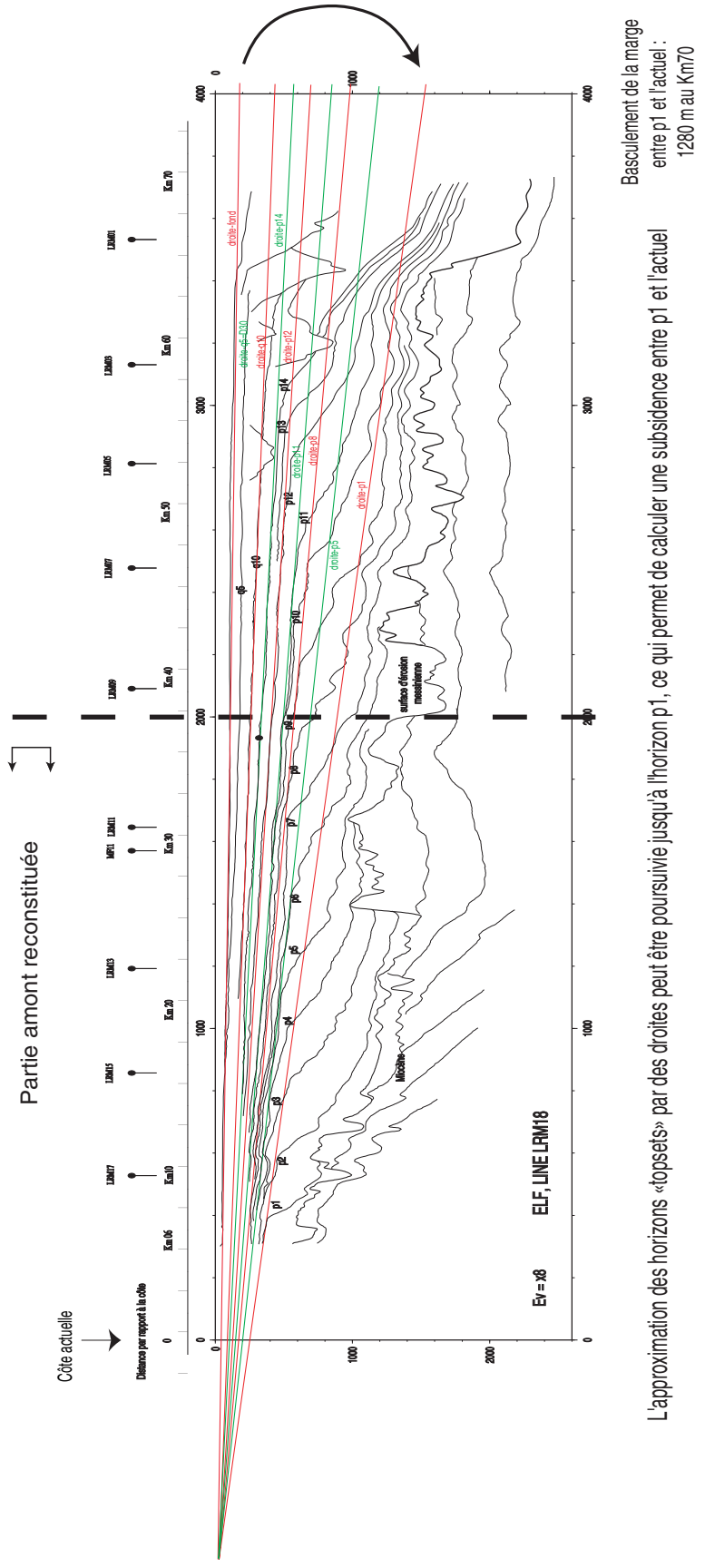


Figure VII-8
Allure de la subsidence d'après la géométrie des horizons p1 à l'actuel. La partie amont du profil a été restituée en corrigeant l'effet de soulèvement. Le basculement atteint 1 280 m en bordure de plate-forme. En considérant que le réflecteurs p1 est daté d'environ 5,3 - 5 Ma (premier prisme au-dessus de la surface messinienne). Le taux de subsidence est donc de 240 - 255 m/Ma à 70 km de la côte.

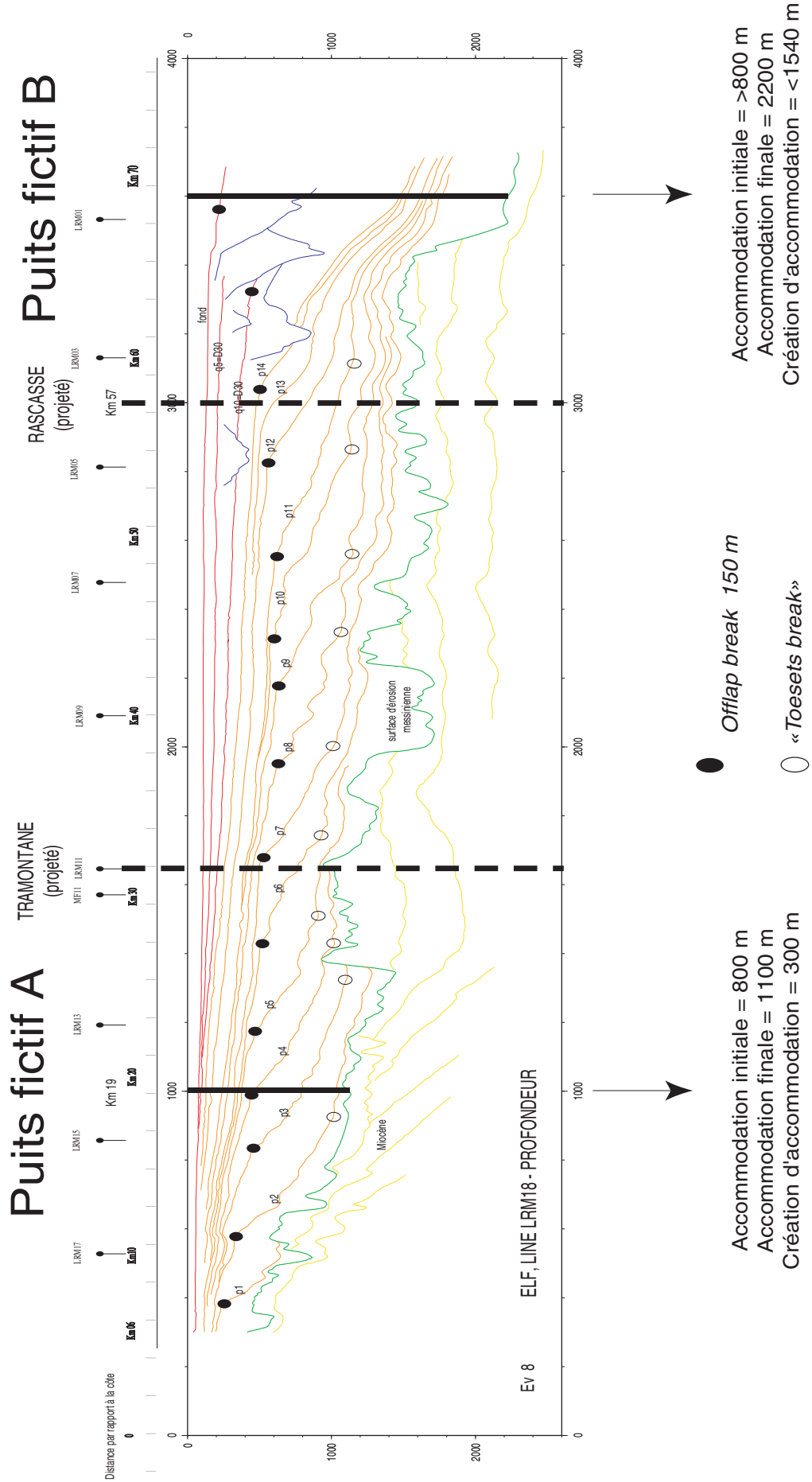


Figure VII-9
Calcul de l'accommodation et de la subsidence en deux puits ficitfs A et B. L'accommodation initiale correspond au début du Pliocène, l'accommodation finale correspond à l'actuel.

C - ENREGISTREMENT DES CYCLES CLIMATIQUES SUR L'ENSEMBLE DU QUATERNAIRE ET DU PLIO-QUATERNAIRE

1. Simulation stratigraphique sur l'ensemble du Quaternaire

A titre de curiosité, on a réalisé une simulation sur l'ensemble du Quaternaire (1,8 Ma) en utilisant les mêmes valeurs de subsidence et la courbe de variations eustatiques présentée par Funnell (Funnell, 1995) (fig. VI-21). Les figures VII-10 et VII-11 présentent le résultat de cette simulation.

Les géométries préalablement simulées sur 540 000 ans (stades 12 à 2) à l'aide de la courbe Specmap, se retrouvent globalement ici. On notera néanmoins des différences dans les valeurs extrêmes des courbes eustatiques qui induisent des différences très importantes sur l'allure de l'architecture résultante. Par exemple, l'évolution du stade 12 au stade 10 est inversée (tendance régressive vs tendance transgressive) entre les courbes de Funnell (1995) et de Specmap (fig. VI-21). La position relative des prismes PII associés à ces deux stades est aussi inversée.

L'incertitude sur les courbes est liée à l'estimation du niveau absolu de la mer à partir des valeurs isotopiques dO18 (*Cf.* chapitre II) ainsi qu'à l'estimation du temps (seul le dernier cycle est bien calé en temps (combinaison aux données sur les coraux, datations, terrasses…). Cette observation met en exergue l'intérêt des études sur les géométries enregistrées pour la validation mais aussi la calibration des courbes eustatiques du Quaternaire. Les épaisseurs totales sédimentées représentent environ 350 m en bordure de plate-forme (au kilomètre 60).

Sur l'ensemble du Quaternaire, on notera l'enregistrement géométrique du changement de cyclicités autour du stade isotopique 22. Avant le stade 22, les cycles climatiques ont une périodicité de 40 000 ans et une amplitude d'environ 50 m. Les séquences de dépôts sont peu épaisses et sont cantonnées dans la partie amont de la plate-forme ; après le stade 22 l'épaisseur des séquences augmente nettement, les migrations de la ligne de rivage sont plus amples ; aux plus bas niveaux, la progradation de la ligne de rivage atteint la plate-forme externe. La durée du cycle gouverne l'épaisseur de la séquence ; l'amplitude du cycle gouverne l'ampleur des migrations de la ligne de rivage.

2. Extrapolation des datations et interprétation des géométris

• D'après les géométries des prismes PII :

Notre interprétation des séquences de dépôt sur la plate-forme nous a conduit à dater la surface D30 (toit de S1) à 450 000 ans. Cette surface correspond au réflecteur q5 identifié sur la sismique SMAVH-

07 et ELF LRM18. Cette surface se suit aisément dans toute la partie occidentale du Golfe du Lion (profil transverse LRM11).

La surface D20 qui présente une allure similaire aux surfaces sus-jacentes pourrait correspondre au stade isotopique 16 (d'après l'allure des courbes isotopiques). Le groupe de surfaces en deçà pour lesquelles on devine de petits prismes PII pourrait correspondre aux stades 18 à 22 ; elles marqueraient donc les premiers cycles glacio-eustatiques de 100 000 ans.

En deçà du réflecteur q10, on observe plus de prismes PII en bordure de plate-forme, on se situerait donc à une période antérieure au stade 22 à une période où les cycles glacioeustatiques sont de moindre ampleur et de plus courte durée (50 m au lieu de 100 m ; 41 ka au lieu de 100 ka), c'est-à-dire de plus de 1 Ma.

• D'après les épaisseurs :

Si l'on extrapole les datations de la partie supérieure de la coupe, on date la surface rouge q10 entre 0,9 et 1,3 Ma. La fourchette de temps dépend de la zone où l'on réalise l'interpolation (dans la partie amont ou dans la partie plus en avale du profil). Cette interprétation est cohérente avec les datations réalisées à partir des géométries en particulier l'observation sur les prismes PII.

En continuant l'extrapolation, la surface plio14 serait datée entre 1,3 et 1,8 Ma et la surface plio11 serait datée à 2,7 Ma. C'est au niveau de cette surface qu'apparaît le premier canyon bien individualisé (entre plio11 et plio12). La datation à 2,7 semble cohérente puisqu'elle correspond à l'installation des glaciations de l'hémisphère Nord (*Cf.* chapitre II, fig. II-33 en particulier).

Synthèse :

L'intégration de notre étude détaillée du Quaternaire supérieur à l'ensemble du Plio-quaternaire démontre la cohérence à plus grande échelle de nos résultats. Les valeurs de subsidence calculées à l'échelle du Plio-quaternaire sont identiques à celles déterminées à partir de l'interprétation des cycles glacioeustatiques sur 540 000 ans. Cela valide notre interprétation des séquences comme des séquences de 100 000 ans. La subsidence de la marge du Golfe du Lion prend donc la forme d'un basculement vers le large. L'ampleur du basculement atteint 250 m/Ma en bordure de plate-forme à 70 km de la côte. Le basculement semble donc constant au cours du Plioquaternaire, la subsidence ne crée pas de séquences à l'échelle de 100 000 ans, en revanche, elle permet l'empilement des cycles glacioeustatiques successifs. En outre, l'intégration des échelles d'étude et la datation des séquences quaternaires nous permet de suggérer un ordre de grandeur pour la datation des surfaces intermédiaires et de repérer grâce à l'évolution des géométries sédimentaires les grandes phases climatiques du Plio-quaternaire (première incision de canyon vers 2,7 Ma ; passage des cycles climatiques de 41 000 à 100 000 ans.…).

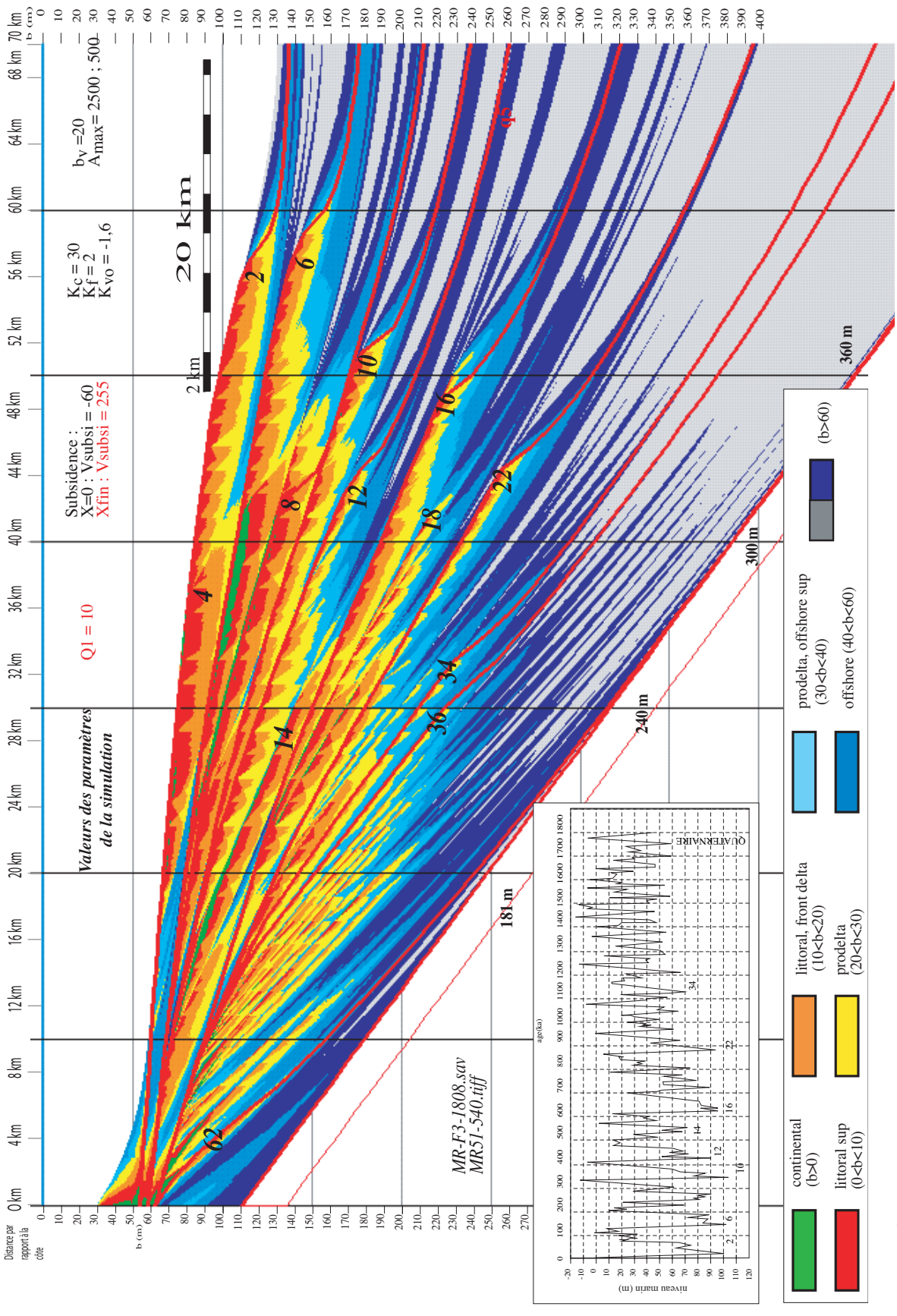


Figure VII-10
Géométrie induite par les cycles de variation eustatiques sur 1,8 Ma. Le taux de subsidence utilisé est un basculement qui atteint 255 m/Ma en bordure du plateau (dernière maille de simulation). Le flux de sédiments est constant et égal à 10 km³/Ma. La courbe eustatique utilisée est d'après Funnell, 1995. On comparera cette figure aux profils sismiques 1016-1036 et SMAVH-08 (en Annexe F).

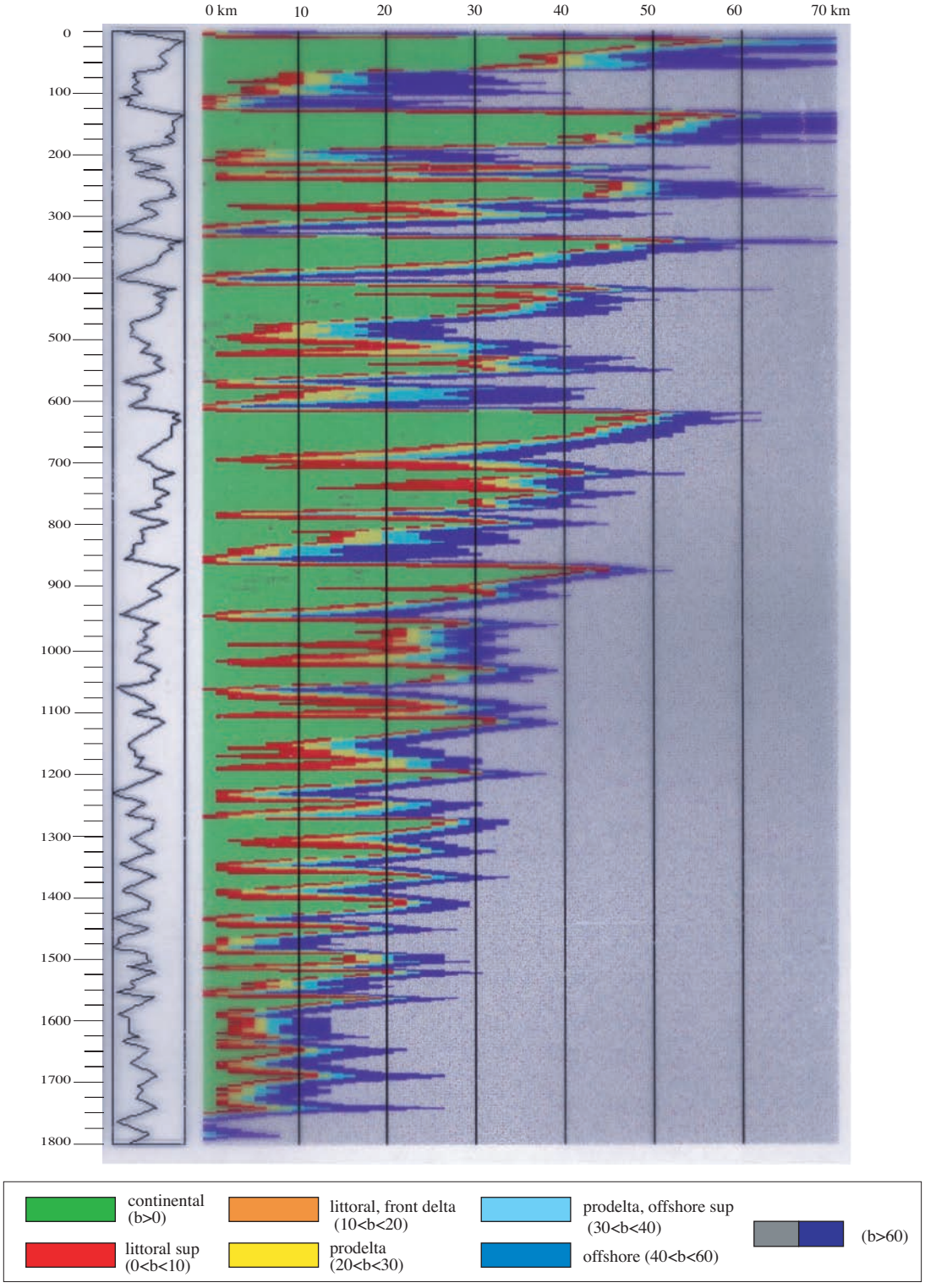


Figure VII-11
Diagramme chronostratigraphique de la simulation présentée sur la figure VII-10 représentant l'organisation dans le temps des dépôts sur 1,8 Ma. La limite entre les couleurs verte et rouge représente la position de la ligne de rivage. Le pas de temps (axe vertical) est de 1 ka. La courbe représente les variations de l'accommodation.

Conclusion

CONCLUSION

Au début de cette étude, plusieurs questions étaient posées : quel est le mécanisme de dépôt des séquences sédimentaires de la plate-forme languedocienne ? Quel est leur ordre de grandeur en temps ? Quels sont les paramètres en jeu ? Peut-on les quantifier ? Peut-on relier les séquences à des cycles climatiques de 20 000, de 40 000 ou de 100 000 ans ?

Plusieurs éléments de réponses à ces questions ont été obtenus au cours de ce travail. Un scénario très haute résolution de l'histoire sédimentaire quaternaire replacée dans un cadre climatique, hydrodynamique (fonctionnement des canyons) et tectonique (subsidence) est donc proposé.

Approche / Méthodologie

L'approche retenue repose sur une description détaillée des géométries de dépôt telles qu'elles sont visibles sur les profils sismiques Sparker THR acquis par Ifremer, sur la plate-forme languedocienne et dont la résolution verticale est de l'ordre du mètre. Les géométries ont été analysées sur les 100 - 200 premiers mètres de sédiments. Les profils sismiques sont interprétés selon les principes de la Stratigraphie Sismique : une quinzaine d'unités sismiques sont ainsi reconnues. Les unités superficielles sont échantillonnées par quelques carottes.

• Modélisation géométrique

Une méthodologie originale a été développée pour la cartographie numérique de l'ensemble des surfaces et des unités sismiques successives en trois dimensions. Une collaboration active avec plusieurs chercheurs et ingénieurs, nous a permis d'adapter plusieurs logiciels (Sithere-Ifremer, Isatis) et de créer plusieurs utilitaires pour atteindre ce but. La grande qualité des profils sismiques utilisés (tant au niveau de la résolution verticale que de la précision du positionnement), leur densité (espacement des profils de l'ordre de 400 m), le pointé numérique détaillé de l'ensemble des réflecteurs (pas de 50 m), la vérification automatique des écarts aux croisements et l'utilisation des outils géostatistiques ont permis la réalisation de Modèles Numériques de Terrain (MNTs) successifs à un pas de 100 m.

Cette étude donne donc accès aux géométries 3D à des échelles de temps et d'espace qui sont celles de la Stratigraphie Génétique, c'est-à-dire à l'échelle du terrain des géologues ou celle du réservoir de l'industrie pétrolière où l'information est bien souvent limitée à deux voire une dimension.

• Analyse des carottes

Une dizaine de carottes ont été étudiées et permettent décrire, en détail, les premiers mètres de sédiments (jusqu'à 10 m) des unités affleurantes. L'analyse sédimentologique associée aux analyses pointues (palynologie, biostratigraphie, argiles, datation…) réalisées par des laboratoires associés ont permis de caractériser les environnements, les paléoclimats de dépôts et la période de dépôt des sédiments.

• Simulations stratigraphiques (modèle DIONISOS-IFP)

Les modèles numériques stratigraphiques permettent de simuler les processus de transport et de dépôt des sédiments. Le but des simulations est de reconstituer les géométries de dépôts observées, de quantifier les paramètres mis en jeu et leur rôle respectif. L'application du modèle à un cas d'étude « Quaternaire » est innovante et particulièrement performante car l'une des variables (le niveau marin) a été estimée indépendamment de la donnée sismique grâce aux données de la paléoclimatologie).

La double approche analytique et modélisatrice, menée de front, permet un aller-retour entre la donnée réelle, le modèle géologique, l'estimation et la quantification des paramètres et les simulations stratigraphiques qui testent, rejettent ou valident plusieurs scenarii géologiques.

Interprétation des séquences quaternaires languedociennes

• Motif de dépôt

L'analyse des géométries 3D nous permet de dégager un motif élémentaire de dépôt qui sert à la hiérarchisation des unités sismiques en grandes séquences de dépôt. Parmi les unités sismiques, deux types de prismes principaux sont reconnus sur les profils sismiques. D'une part, les prismes PI dont les clinoformes sont à faibles pentes (< 1°), leur nature est silto-argileuse d'après les carottages de surface. Ils correspondent à des dépôts prodeltaïques. D'autres part, les prismes PII dont les clinoformes sont à pentes élevés (entre 3 et 7°), leur nature est essentiellement sableuse. Ils correspondent à des dépôts littoraux.

Les prismes PI et PII constituent un motif de dépôt PI/PII récurrent. Ce motif est typiquement constitué par la juxtaposition latérale des deux prismes PI (en amont) et PII (en aval, entre 40 et 70 km par rapport à la côte actuelle). Le motif PI/PII est donc un motif « horizontal ».

• Hiérarchisation des séquences

L'analyse fine des géométries en trois dimensions des unités sismiques permet une hiérarchisation des unités sismiques et la reconnaissance du motif de dépôt. 5 séquences de dépôt majeures (S1 à S5) (cycle haute fréquence) d'environ 20 - 50 m d'épaisseurs sont ainsi mises en évidence. Une séquence d'un ordre supérieur rétrogradante (S1 à S3)-progradante (S3 à S5) est aussi mise en évidence (cycle moyenne fréquence). Enfin, l'empilement vertical des séquences correspond à un « cycle » basse fréquence lié au basculement de la marge vers le large.

• Chronostratigraphie des séquences et quantification de la subsidence

Les simulations stratigraphiques sont apparues dans cette étude comme un outil puissant permettant de tester plusieurs scénarios et hypothèses sur les datations des séquences. L'interprétation des séquences comme des cycles de 20 000 ans (Tesson *et al.*) implique un taux de subsidence de plus de 2 000 m/Ma, ce qui n'est pas acceptable dans le contexte d'une marge passive de ce type ; les simulations ont montrées, de plus, que cette interprétation ne reproduisait pas les géométries observées. A l'opposé, les simulations réalisées en considérant des cycles de 100 000 ans nous ont permis de reproduire de manière satisfaisante l'architecture de dépôt associée à une subsidence moyenne (totale) de 255 m/Ma (à 70 km de la côte). Les séquences sédimentaires reconnues correspondent donc, chacune, à un cycle de 100 000 ans. L'ensemble des séries examinées remontent donc à environ 500 000 ans pour une épaisseur maximale de 200 m. D'après ce modèle, les cycles d'une durée de 20 000 ans ou moins ne sont pas aisément reconnaissables dans les géométries de dépôt, ce qui pose la question de la potentialité d'enregistrement géométrique des cycles climatiques les plus courts par le système sédimentaire et le problème de reconnaissance de phénomènes globaux à de très petites échelles de temps.

Le scénario proposé ici contredit donc celui proposé par Tesson *et al.* ; il rejoint par contre largement celui énoncé par Aloïsi en 1986. L'ampleur et la précision de notre base de données, associée aux progrès de la paléoclimatologie et des modélisations stratigraphiques nous ont permis de préciser, d'amender la proposition d'Aloïsi, d'aller plus loin dans l'interprétation et de proposer la première quantification de la subsidence de la plate-forme du Golfe du Lion.

• Processus de dépôt

Les phases de haut niveau marin des cycles glaciaires-interglaciaires sucessifs ne sont pas préservées dans l'enregistrement sédimentaire. Sur la plate-forme moyenne à externe, ils sont représentés par une surface condensée ; sur la plateforme interne, les dépôts sont érodés et redéposés dans une position plus en aval pendant la chute du niveau marin relatif. Pour chaque séquence, le prisme PI correspond aux dépôts de « moyen niveau marin relatif » du cycle glacioeustatique. Les prismes PII représentent les dépôts associés à la phase ultime de chute et de plus bas niveau marin (maximum glaciaire). C'est donc la phase terminale du cycle qui est particulièrement bien exprimée et préservée et représente un critère permettant d'identifier des séquences de dépôt d'ordre équivalent. La limite avale des prismes PII correspond à la position extrême de la ligne de rivage pendant les périodes de bas niveau marin. Cette position extrême respective des prismes se situe entre 50 km à plus de 70 km par rapport à la côte actuelle. Leur position et leur profondeur constitue un critère géométrique permettant d'appréhender l'ampleur des variations du niveau marin (ses minima).

La petite zone d'étude languedocienne est une zone tout à fait exceptionnelle par rapport au reste du Golfe du Lion où les séquences (en particulier les prismes PII) n'existent pas toujours. En leur absence, on ne dispose pas de critère géométrique permettant de définir l'ampleur des mouvements de la ligne de rivage. A cet égard, la zone d'étude est tout à fait unique car elle combine une plate-forme large, une subsidence moyenne et des apports moyens (éloignement par rapport au Rhône) qui lui permet d'enregistrer les cycles climatiques glaciaires/interglaciaires successifs et leurs caractéristiques (ampleur des minimas en particulier) sur la plate-forme externe.

• Activité des canyons

La compréhension et la datation des séquences de dépôt la plate-forme et la position de la zone d'étude à la limite plate-forme pente nous a permis une première approche du fonctionnement des canyons de l'Aude et de l'Hérault. Leur fonctionnement semble très variable à la fois dans l'espace (d'une tête de canyon à l'autre) et dans le temps. Ces deux canyons sont globalement inactif pendant les hauts niveaux et très actifs pendant les bas niveaux marin relatif.

• Apports à la paléoclimatologie

Cette étude constitue une confirmation des courbes eustatiques issues des données isotopiques O18/O16. En effet, en combinant une analyse géométrique 3D détaillée des données sismique très haute résolution et l'utilisation des simulations stratigraphiques nous pouvons valider, globalement les courbes eustatiques isotopiques. Des études plus poussées permettraient de calibrer, d'affiner et de caler plus précisément certains points clefs de ces courbes eustatiques (valeur des minima en particulier), de lever certaines incertitudes (par exemple la position du niveau marin pendant le stade 3) et d'obtenir une histoire des variations climatiques quaternaires située entre le continent et l'océan, complément utile aux études isotopiques profondes.

Intégration à l'échelle du Plio-quaternaire, Importance relative des facteurs

La durée des séquences enregistrées (100 000 ans) (pendant la fin du Pléistocène) ne peut-être validée qu'en considérant le contexte général de la marge et en particulier le contexte tectonique (ampleur de la subsidence). L'enregistrement sédimentaire des séquences courtes (100 ka) dépend de la formation et de l'évolution de la marge sur une échelle de temps beaucoup plus importante. L'intégration de nos profils et de nos interprétations sur des données de moindre résolution mais de plus grande pénétration montre que l'interprétation des séquences de dépôts comme des cycles de 100 000 ans est cohérente à plus grande échelle. Le taux de subsidence calculé à partir des profils sismiques pétroliers (par deux méthodes distinctes) sur l'ensemble du Plio-quaternaire (5,3 Ma) nous a donné des taux de subsidence, en bordure de plate-forme (240 - 260 m/Ma à 70 km de la côte actuelle), tout à fait équivalents à ceux qui ont été déterminés sur le Quaternaire supérieur seul, ce qui conforte nos résultats. Un phénomène de soulèvement de la partie la plus proximale de la marge semble induire une migration apparente du point de basculement de la marge vers le large au Quaternaire. Cette vision à plus grande échelle met aussi en évidence la modification profonde des géométries sédimentaires au cours du Plio-quaternaire qui traduisent les grands événements climatiques relatifs à cette période (début des glaciations, développement des canyons, évolution de la durée des cycles climatiques de 41 000 et de 100 000 ans et de l'ampleur des chutes du niveau marin…).

Les simulations stratigraphiques, l'analyse des géométries et l'intégration à plus grande échelle nous amènent à quelques conclusions sur l'importance relative des facteurs de l'architecture sédimentaire de la marge. La plupart des études traitant de l'architecture des dépôts quaternaires partent du postulat que la subsidence et la tectonique sont

négligeables à cette échelle (Aloïsi, 1986 ; Torres, 1995…). Les caractéristiques des séquences individuelles de 100 ka (l'ampleur des progradation-rétrogradation de la ligne de rivage ; l'épaisseur, la profondeur et la position des séquences…) sont effectivement sous le contrôle premier des variations eustatiques pendant le Quaternaire. Mais l'enregistrement sédimentaire de ces séquences courtes (100 ka) dépend de la formation et de l'évolution de la marge sur une échelle de temps beaucoup plus importante. L'expression et la préservation (partielle ou totale) des séquences individuelles sur la plate-forme dépend du contexte géologique général : de l'allure et des valeurs de la subsidence, de la largeur de la plate-forme (lié au type de plate-forme et à son histoire), de la quantité d'apport. Ces trois facteurs gouvernent la potentialité de l'enregistrement des séquences de dépôt sur la plate-forme continentale ; l'ampleur des cycles eustatiques au cours du Quaternaire rend d'ailleurs ces trois facteurs critiques. L'équilibre entre les valeurs du flux sédimentaire et les variations de l'accommodation en trois dimensions déterminent l'ampleur de l'enregistrement des séquences sur la plate-forme ainsi que l'ampleur des transferts vers la pente et le bassin profond.

Quant aux conditions hydrodynamiques, elles exercent un contrôle sur les géométries en trois dimensions des séquences de dépôts, en particulier au niveau du rebord de la plate-forme, qui peut brouiller ou effacer l'empreinte géométrique des cycles climatiques dans les séquences sédimentaires et qui imposent une étude détaillée en trois dimensions.

Perspectives

L'histoire sédimentaire reconstituée ici, qui met en évidence l'enregistrement des cycles climatiques de 100 000 ans est testable, dans le futur, par la datation d'échantillons obtenus par des carottes longues et des forages réalisés sur des sites clefs du Golfe du Lion. Plusieurs projets sont en cours dans ce but (demande de forages géotechniques, ODP…). De telles données obtenues en milieu peu profond de la marge où les taux de sédimentation sont élevés pour des fenêtres de temps ciblées permettront, à partir des analyses isotopiques, biostratigraphiques, palynologiques et autres, d'aborder l'étude des évènements climatiques de plus haute fréquence, jusqu'à l'échelle du millénaire voire du siècle.

Sur un plan régional, la connaissance détaillée des dépôts sur la plate-forme constitue une base pour la quantification et la compréhension des transferts sédimentaires. Les résultats obtenus sur le système « plate-forme » doivent être intégrés à l'ensemble du système sédimentaire de la marge (du continent à la plaine abyssale) afin d'accéder à une histoire complète de la marge. La relation de la plate-forme avec la partie continentale du système permettra de prendre en compte l'évolution de l'érosion, des apports, du fonctionnement des rivières. Les canyons représentent un élément fondamental des pentes continentales. Mais leur initiation et leur fonctionnement sont complexes et encore mal cernés. Une étude détaillée de l'interface plate-forme-pente est pourtant indispensable pour déterminer l'ampleur et la chronologie des remobilisations et des transferts sédimentaires vers la pente, le glacis et la plaine abyssale. La relation de la plate-forme avec la partie distale du système par le biais des canyons doit être étudiée avec plus de détails. Quelles sont leurs modalités, leur périodes de fonctionnement ? On a pu mettre en évidence un fonctionnement variable dans le temps et dans l'espace des canyons de l'Aude et de l'Hérault. Qu'en est-il des autres canyons sur la marge ? Quelle est la relation avec les éventails profonds ? Bien au-delà d'un simple intérêt « régional » cet élargissement constituera un véritable chantier de référence pour l'étude, l'interprétation et la compréhension des marges en général.

Bibliographie

BIBLIOGRAPHIE

A

Acherki N. (1997) - Analyse palynologique de quatre carottes du golfe de Lion : application à la restitution de la végétation et du climat du midi de la France pendant le dernier cycle cliumatique et à la stratigraphie marine. - Université de Montpellier 2, 146 p.

Aigner T., Brandenburg A., Van Vilet A., Doyle M., Lawrence D. & Westrich J. (1990) - Stratigraphic modelling of epicontinental basins, two applications - Sedimentary Geology, 69 (3-4) : p. 167-190.

Alinat J., Hinz K. & Leenhardt O. (1970) - Quelques profils en sondage sismique continu en Méditerranée occidentale - Revue de l'Institut Français du Pétrole, 25 : p. 305-326.

Alla G., Dessolin D., Leenhardt O. & Pierrot S. (1972) - Données de sondages sismiques continus concernant la sédimentation Plio-Quaternaire en Méditerranée Nord-Occidentale - In The Mediterranean Sea. A Natural Sedimentation Laboratory ; Stanley D. J. : Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., Stroudsburg : p. 471-487.

Allen J. R. L. (1978) - Studies in fluviatile sedimentation : an exploratory quantitative model for the architecture of avulsion controlled alluvial suites - Sedimentary Geology, 21 : p. 129-147.

Aloïsi J.-C. & Monaco A. (1975) - La sédimentation infralittorale. Les prodeltas nord-méditerranéens - Compte-Rendu de l'Académie de Sciences (Paris), 280 p. 2833-2836.

Aloïsi J.-C. & Mougenot D. (1989) - Stratigraphie séquentielle du Quaternaire des plateformes progradantes de la Méditerranée occidentale - Strata, 5 : p. 59-61.

Aloïsi J.-C. (1973) - Les facteurs de la sédimentation récente sur le plateau continental languedocien - Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 277 : p. 145-148.

Aloïsi J.-C. & Charlet J.-M. (1975) - Intérêt de la thermoluminescence dans l'étude de l'alimentation en Quartz du Golfe du Lion - Bull. Geogr. Phys. Geol. Dyn., 17 (1) : p. 23-38.

Aloïsi J.-C., Barusseau J.-P. & Monaco A. (1975a) - Rôle des facteurs hydrodynamiques dans la sédimentation des plateaux continentaux - Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 280 : p. 579-582.

Aloïsi J.-C., Monaco A., Thommeret J. & Thommeret Y. (1975c) - Évolution paléogéographique du plateau continental languedocien dans le cadre du golfe du Lion ; Analyse comparée des données sismiques, sédimentologiques et radiométriques concernant le Quaternaire récent - Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, 17 (1) : p. 13-22.

Aloïsi J.-C., Auffret G. A., Auffret J.-P., Barusseau J.-P., Hommeril P., Larsonneur C. & Monaco A. (1977) - Essai de modélisation de la sédimentation actuelle sur les plateaux continentaux français - Bulletin de la Société Géologique de France, 19 (2) : p. 183-195.

Aloïsi J.-C., Monaco A., Planchais N., Thommeret J. & Thommeret Y. (1978) - The Holocene transgression in the Golfe du Lion, south-western France ; paleogeographic and paleobotanical evolution - Géographie Physique et Quaternaire, 32 (2) : p. P. 145-159.

Aloïsi J.-C., Millot C., Monaco A. & Pauc H. (1979) - Dynamique des suspensions et mécanismes sédimentologiques sur le plateau continental du Golfe du Lion - Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 289 : p. 879-882.

Aloïsi J.-C. (1980) - Approvisionnement en materiaux d'origine marine. Étude bibliographique et synthèse des documents existant sur le Golfe du Lion - C.N.E.X.O. N° 78/5755.

Aloïsi J.-C. & Monaco A. (1980) - Étude des structures sédimentaires dans les mlieux deltaïques (Rhône). Apports à la connaissance des conditions de sédimentation et de diagenèse - Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 290 : p. 159-162.

Aloïsi J.-C., Bellaiche G., Bouye C., Droz L., Got H., Maldonado A., Mirabile L. & Monaco A. (1981) - L'éventail sous-marin profond du Rhône et les dépôts de pente de l'Ebre : essai de comparaison morphologique et structurale - In Sedimentary Basins of Mediterranean Margins ; Wezel F. C. : Wezel, F.C. : p. 227-238.

Aloïsi J.-C. (1986) - Sur un modèle de sédimentation deltaïque: contribition à la connaissance des marges passive - Thèse de doctorat d'Etat, Université de Perpignan, 162 p.

Angevine C. L., Heller P. L. & Paola C. (1990) - Quantitative sedimentary basin modeling. American Association of Petroleum Geologists, Continuing education course note, Tulsa, Oklahoma, 133 p.

Ardhuin F. (1998) - Sediment transport off the shelf of the Gulf of Lion - Mémoire de D.E.A., Laboratoire d'Aérologie.

Ardhuin F., Pinot J.-M. & Tintore J. (1999) - Numerical study of the circulation in a steep canyon off the Catalan coast (western Mediterranean) - Journal of Geophysical Research, 104 (C5) : p. 11 115-11135.

Arnaud-Fassetta G. (1998) - Dynamiques fluviales holocenes dans le delta du Rhône - Thèse de Doctorat, Université de Provence (Aix-Marseille I), 329 p.

Arnaud-Fassetta G., Bruzzi C., L'Homer A., Provansal M., Sabatier F., Suanez S. & C. V. (1999) - Géomorphologie du delta du Rhône : édification holocène et fonctionnement actuel — Excursion Franco-Roumaine du 23-24-25 Septembre 1999, p. 105.

Arthaud F. & Matte P. (1977a) - Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa : result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals - Bull. Soc. geol. Amer., 88 : p. 1305-1320.

Auffret G. A. (1983) - Dynamique sédimentaire de la Marge Continentale Celtique : Evolution Cénozoïque, spécificité du Pléistocène supérieur et de l'Holocène - Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Bordeaux I, 335 p.

Augustin J.-M. (1985) - Logiciel de traitement des images acoustiques des sonars latéraux - Ifremer. N° DIT/DI/DLS.

B

Bard E. (1998) - Geochemical and geophysical implications of the radiocarbon calibration - Geochimica et Cosmochimica Acta, 62 : p. 2025-2038.

Bard E. (1999) - La datation au carbone 14 fait peau neuve - La Recherche, 323 (septembre) : p. 52-56.

Bard E., Hamelin B., Fairbanks R. G. & Zindler A. (1990) - Calibration of the 14C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from the Barbados corals - Nature, 345 : p. 405-410.

Bard E., Arnold M., Hamelin B., Tisnerat-Laborde N. & Cabioch G. (1998) - Radiocarbon calibration by means of mass spectrometric 230Th/234U and 14C ages of corals. An updated data base including samples from Barbados, Mururoa and Tahiti. - Radiocarbon, 40 (3) : p. 1085-1092.

Bates R. L. & Jackson J. A. (1987) - Glossary of Geology - 3rd edition, American geological Institute, Washington, 788 p.

Baulig H. (1935) - Sur le climat des époques glaciaires - Annales de Géographie, 252 : p. 561-573.

Bayer R. (1973) - Anomalies magnétiques et évolution tectonique de la Méditérranée occidentale - Thèse 3e Cycle, Univ. Paris, 77 p.

Beaudoin L. (1995) - Traitement des données de la mission BASAR : étude sur la marge rhodanienne, Golfe du Lion - Mémoire de stage INTECHMER, Institut National des Sciences et Techniques de la Mer, 36 p.

Belknap D. F. & Kraft J.-C. (1981) - Preservation potential of transgressive coastal lithosomes on the U.S. Atlantic shelf - Marine Geology, 42 : p. 429-442.

Bellaiche G., Aloïsi J.-C., Berthon J.-L. *& al.*, E. (1983) - Morphologie au Sea-Beam de l'éventail sous-marin profond du Rhône (Rhône deep-sea fan) - Commiss. Internationale Explor. Sci. Mer Mediterranée Rapp. P.V. réunions Monaco, 28 p. 61-62.

Bellaiche G., Droz L., Coutellier V., Berthon J.-L. *& al.*, E. (1984) - Detailed morphology, structure and main growth pattern of the Rhone deep-sea fan - Marine Geology, 55 p. 181-193.

Bellaiche G., Coutellier V. & Droz L. (1986a) - Seismic evidence of widespread mass transport deposits in the Rhône deep-sea fan : their role in the fan construction - Marine Geology, 89 p. 259-268.

Bentounsi F. (1990) - ECORS-Golfe de Lion. Interprétation des profils de sismique réflexion longue écoute - cinématiuqe d'ouverture de la Méditerranée occidentale - Mémoire de D.E.A., Univ. Bretagne Occidentale, Brest, 69 p.

Berg O. R. (1982) - Seismic detection and evaluation of delta and turbidite sequences ; their application to the exploration for the subte trap - AAPG Bulletin, 66 (9) : p. 1271-1288.

Berger A. (1977) - Support for the astronomical theory of climatic change - Nature, 269 (5623) : p. 44-45.

Berger A. (1988) - Milankovitch theory and climate - Reviews of Geophysics, 26 : p. 624-657.

Berger A. & Loutre M.-F. (1992) - Astronomical solutions for the paleoclimate studies over the last 3 million years - Earth and Planetary Science Letters, 111 (2-4) : p. 369-382.

Berger A. & Loutre M.-F. (1994) - Astronomical forcing through geological time - In Orbital forcing and cyclic sequences ; de Boer, P.Smith, D. G. : Special Publication of the IAS, vol. 19, Blackwell Sci. Pub., Oxford : p. 15-24.

Bergerat F. (1982) - Le couloir rhodanien au Paléogène : analyse de la fracturation et interprétation cinématique régionale - Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique, 23 (5) : p. 329-343.

Berné S., Augustin J.-M., Braud F., Chene G. & Walker P. (1986) - Cartographie et interprétation de la dynamique sédimentaire des plates-formes continentales : améliorations de la technique d'observation par sonar - Bulletin de la Société Géologique de France, 82 : p. 437-446.

Berné S., Lericolais G., Marsset T., Bourillet J.-F. & De Batist M. (1998a) - Erosional shelf sand ridges and lowstand shorefaces : examples from tide and wave dominated environments of France - Journal of Sedimentary Research, 68 (4) : p. 540-555.

Berné S., Aloïsi J.-C., Bourillet J.-F., Carré D., Constantin V., Gorini C., Mazé J.-P., Normand A. & Rabineau M. (1998b) - Morphologie et structures sédimentaires de la plateforme continentale du Golfe du Lion : hydrodynamique, niveaux de la mer et tectonique - 17e Réunion des Sciences de la Terre, Brest, p. 74.

Berné S., Loubrieu B. & Party A. T. C. S. (1999) - Canyons et processus sédimentaires récents sur la marge du Golfe du Lion occidental. Premiers résultats de la compagne CALMAR. Canyons and recent sedimentary processes on the western Gulf of Lions margin. First results of the Calmar cruise. - Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 328 : p. 471-477.

Berné S. (1999) - Dynamique, architecture et préservation des corps sableux de plate-forme Université de Lille 1, UFR Sciences de la Terre, mémoire d'habilitation à diriger des recherches, Lille, 111 p.

Bernier P. (2000) - Les Pierres de Sète : un indicateur paléobathymétrique et paléoenvironnemental - Atelier Golfe du Lion du GDR Marges, Paris.

Bernier P., Berné S., Rabineau M. & Thollet G. (2001) - Pleistocene lithified coastal sediments (Pierres de Sète) of the Western Mediterranean continental shelf : a paleobathymetric and paleoenvironmental tool - Sedimentology, submitted.

Bessis F. & Burrus J. (1986) - Étude de la subsidence de la marge du Golfe du Lion (Méditerranée occidentale) - Bulletin Centre de Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine, 10 : p. 123-141.

Bessis F. (1986) - Some remarks on the subsidence of sedimentary basins; application to the Gulf of Lions margin (western Mediterranean) - Marine and Petroleum Geology, 3 (1) : p. 37-63.

Bethoux J.-P., Prieur L. & Bong J. H. (1988) - Le courant ligure au large de Nice. - Oceanologica Acta, 9 (Sp. Issue) : p. 59-67.

Bethoux J.-P. (1984) - Paléo-hydrologie de la Méditerranée au cours des derniers 20 000 ans - Oceanologica Acta, 7 : p. 43-48.

Biju-Duval B., Letouzey J. & Montadert L. (1978) - Structure and evolution of the Mediterranean basins - In Initial reports of D.S.D.P. Leg 42A ; Hsü K. J., Montadert L. : U.S. Government Printing Office 42 : p. 951-984.

Blanc J.-J. (1982) - Sédimentation des marges continentales actuelles et anciennes Masson, 159 p.

Blanc J.-J. (1985) - Ruptures d'équilibre au littoral de Provence occidentale ; l'action des tempêtes, relations avec les aménagements - Tethys, 11 (3-4) : p. 350-359.

Boillot G. & Coulon C. (1998) - La déchirure continentale et l'ouverture océanique ; Géologie des marges passives Gordon and Breach Science Publishers, 208 p.

Bois C. (1993) - Initiation and evolution of the Oligo-Miocene rift basins of southwestern Europe : contribution of deep seismic reflection profiling - Tectonophysics, 226 : p. 227-252.

Bossuet G., Ruffaldi P., Magny M., Richard H. et Mouthon J. (1996) - Dynamique et approche quantitative des remplissages fini- et postwürmiens du bassin lacustre de Cerin (Jura, France) - Bulletin de la Société Géologique de France, 167 (4) : p. 483-494.

Bourcart J. (1945) - Étude des sédiments pliocènes et quaternaires du Roussillon - Bull. Serv. Carte Géol. France, 45 (218) : p. 395-476.

Bourcart J. (1947) - Sur les rechs, sillons sous-marins du Plateau Continental des Albères (Pyrénées-Orientales) - C.R.A.S., 224 (16) : p. 1175-1177.

Bourcart J. (1948) - Sur la géologie sous-marine du Rech Lacaze-Duthiers, cañon sous-marin du Roussillon - C.R.A.S. : p. 1827-1829.

Bourcart J. (1956a) - Recherches sur le plateau continental de Banyuls sur Mer - Vie et Milieu, 6 (4) : p. 435-524.

Bourcart J. (1956b) - Problèmes de Géologie Sous-marine Masson, Paris, 124 p.

Bourcart J. (1962) - La Méditerranée et la révolution du Pliocène - In Livre à la mémoire du professeur P. Fallot : Société Géologique de France, Paris 1: p. 103-116.

Bourdillon C. (1994) - Micropaléontologie de sédiments de sondage dans le Golfe du Lion (mer Méditerranée) BRGM internal report N1864, Orléans, 15 p.

Bourgeois A., Lericolais G., Berné S. & Magneville P. (1988) - Apport de la sismique très haute résolution multitrace à l'étude des séquences sédimentaires récentes - Bulletin de la Société Géologique de France, 8 : p. 1039-1048.

Bouye C. (1983) - Étude des corrélations entre la réponse sismique haute résolution de quelques types de dépots meubles et leurs caractéristiques sédimentologiques - Thèse de 3e Cycle, Océanologie, Perpignan, 163 p.

Bowman S. A. & Vail P. R. (1992) - Computer simulation of stratigraphy - In Quantative sequence modeling ; Bowman S. A., Neal J. E. *et al.* : CNRS-IFP workshop, Dijon, France : p. 80-130.

Bridge J. S. & Leeder M. R. (1979) - A simulation model of alluvial stratigraphy - Sedimentology, 26 : p. 617-644.

Broecker W. S. & Donk J. V. (1970) - Insolation changes, ice volumes, and the O (super 18) record in deep-sea cores - Reviews of Geophysics and Space Physics, 8 (1) : p. 169-198.

Brown L. F., Jr. & Fisher W. L. (1977) - Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems ; examples from Brazilian rift and pull-apart basins - In Seismic stratigraphy ; applications to hydrocarbon exploration. ; Payton C. E. : American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, United States 26 : p. 213-248.

Bruzzi C. (1998) - Les tempêtes et l'évolution morphosédimentaire des plages orientales du delta du Rhône - Thèse de Doctorat, Université de Provence, Aix-Marseille, 326 p.

Burrus J. (1984) - Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal basin (North Wesern Mediterranean) - Marine Geology, 55 : p. 247-269.

Burrus J., Bessis F. & Doligez B. (1987) - Heat flow, subsidence and crustal structure of the Gulf of Lions (NW Mediterranean) : aquantitative discussion of the classical passive margin model - In Sedimentary Basins and Basins Forming Mechanisms ; Beaumont, C. Tankard, A. : CSPG Memoir 12.

Burrus J. & Audebert F. (1990) - Thermal and Compaction processes in a young rifted Basin containing Evaporites: Gulf of Lions, France - American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 74 (9) : p. 1420-1440.

C

Campy M. & Arn R. (1991) - The Jura glaciers ; palaeogeography in the Wuermian circum-Alpine zone - Boreas, 20 (1) : p. 17-27.

Canals M. (1985) - Estructura sedimentaria y evolucion morfologica del talud y el glacis continentales del Golfo de Leon : fenomenos de destabilizacion de la coberta sedimentaria plio-cuaternaria - University of Barcelona, 618 p.

Canals M. & Got H. (1986) - La morphologie de la pente continentale du Golfe du Lion : une résultante structuro-sédimentaire - Vie Milieu, 36 (3) : p. 153-163.

Cant D. J. (1991) - Geometric modelling of facies migration : theoretical development of facies successions and local unconformities - Basin Res., 3 : p. 51-62.

Carey J. S., Swift J.-P., Steckler M., Reed C. & Niedoroda A. (1999) - High resolution Sequence Stratigraphic modeling 2 : Effects of Sedimentation Processes - In Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulations : SEPM Special Publication 62 : p. 151-164.

CFS (1997) - Stratigraphie, terminologie française - Bulletin des Centres de Recherche, Exploration et Production de Elf Aquitaine, Bulletin des Centres de Recherche, Exploration et Production de Elf Aquitaine, Memoir 19, Pau, 164 p.

Chamley, H. (1999) - Sédimentation argileuse au Quaternaire Terminal dans le Golfe du Lion occidental : données préliminaires des carottes CALMAR - Réunion annuelle de l'URM 17 : Dynamique et enregistrement sédimentaires sur les marges, Brest, p. 8.

Chapel P. (1980) - Géophysique appliquée. Dictionnaire et plan d'étude, Paris, 405 p.

Chappell J. & Shackleton N. J. (1986) - Oxygen isotopes and sea level - Nature, 324 (6093) : p. 137-140.

Chapron E. (1999) - Contrôle climatique et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre dans l'avant-pays alpin (Lac du Bourget) durant le Quaternaire récent - Géologie alpine Mémoire H.S. n°30 261 p.

Cherubin L. M. (2000) - Descriptive analysis of the hydrology and Mixing of the Mediterranean Outflow and effect of topography on the stability of the Mediterranean undercurrents - Doctorat, Université de Méditerranée - Centre Océanologique de Marseille.

Chihi H. (1998) - Modélisation 3D des unités stratigraphiques et simulation des faciès sismiques dans la marge du Golfe du Lion - Thèse de Doctorat, Université de Paris VI, 390 p.

Clauzon G. (1974) - L'hypothèse eustatique et le creusement prépliocène de la vallée du Rhône - Annales de Géographie, 456 : p. 129-140.

Clauzon G. (1982) - Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du "dessicated deep-basin model" (Hsü, Cita et Ryan, 1973) - Bulletin de la Société Géologique de France, 23 (3) : p. 597-610.

Clique P. M., Feuillet J. & Coëffe Y. (1984) - Partie A : De la frontière espagnole à Sète - In Catalogue sédimentologique des côtes françaises ; EDF : p. 7-105.

Cob (1981) - Le littoral à grands traits - Façade N°7 (Méditerranée) - In Synthèse des travaux de surveillance 1975-1979 du Réseau National d'Observation de la Qualité du Milieu ; Bretagne, C. O. d. : CNEXO-Ministère de l'environnement, Brest : p. 41-176.

Cojan I. & Renard M. (1997) - Sédimentologie - Collection Enseignement des Sciences de la Terre, Masson, Paris, 418 p.

Conchon O. (1992) - Que sont Günz et Mindel devenus ? - Géochronique, 44 : p. 16-18.

Corre J.-J. (1992) - Implication of Climatic Changes on the Golfe du Lion - In Climatic change and the Mediterranean : Environmental and Societal Impacts of climate Change and Sea-level Rise in the Mediterranean Region ; Jeftic L., Milliman J. D. *et al.* : Arnold, London : p. 328-427.

Courtois (1999) - Université de Lyon.

Coutellier V. (1985) - Mise en évidence et rôle des mouvements gravitaires dans l'évolution de la marge continentale : exemple des marges du Golfe du Lion et de la Provence Occidentale - Thèse de 3e cycle, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), 197 p.

Cravatte J., Dufaure P., Prim M. & Rouaix S. (1974) - Les sondages du Golfe du Lion : Stratigraphie, Sédimentologie - Notes et Mémoires, Compagnie Française des Pétroles, Paris, 274 p.

Cross T. A. & Lessenger M. A. (1988) - Seismic stratigraphy - Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 16 : p. 319-354.

Cross T. A. (1988) - Controls on coal distribution in trangressive-regressive cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, U.S.A. - In Sea-level changes - an integrated approach : Sec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Meneral. 42 : p. 371-380.

Cross T. A. (1990) - Quantitative Dynamic Stratigraphy Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, 625 p.

Cross T. A., Baker M. A., Chapin M. S., Clark M. S., Gardner M. H., Hanson M. S., Lessenger M. A., Little L. D., McDonough K. J., Sonnenfeld M. D., Valasek D. W., Williams M. R. & Witter D. N. (1993) - Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis - In Subsurface reservoir characterization from outcrop observations ; Eschard R., Doligez B. : Technip, Paris : p. 11-33.

CSCF (1984) - Catalogue sédimentologique des côtes françaises - Collections de la direction des études et recherches d'élecricité de France, Ministère des transport, Paris, 290 p.

Culing W. E. H. (1960) - Analytical theory of erosion - The journal of Geology, 68 (3) : p. 336-344.

D

Daly R. A. (1934) - The changing worl of ice age. - Yale Univ. Press.

Daly R. A. (1936) - Origin of submarine canyons - American Journal of Science, 31 (186) : p. 401-420.

De Beaulieu J.-L. & Reille M. (1984) - Along Upper Pleistocene pollen record from Les Echets (France) - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 72 : p. 147-159.

De Boer, P. L. & Smith D. G. (1994) - Orbital Forcing and Cyclic Sequences - Special Publication of the International Association of Sedimentologists, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 559 p.

De Voogd B., Nicolich R., Olivet J.-L., Fanucci F., Burrus J., Mauffret A., Pascal G., Argnani A., Auzende J.-M., Bernabini M., Bois C., Carmignani L., Fabbri A., Finette I.,

Galdeano A., Gorini C. Y., Labaume P., Lajat D., Patriat P., Pinet B., Ravat J., Ricci Lucchi F. & Vernassa S. (1991) - First deep seismic reflection transect from the Gulf of Lions to Sardinia (ECORS-CROP profiles in Western Mediterranean) - In Continental Lithosphere : Deep seismic reflections ; Meissner, R. : American Geophysical Union 22 : p. 265-274.

Desnoyers J. (1829) - Observations sur un ensemble de dépôts marins plus récents que le terrain tertiaire du bassin de la Seine, et pouvant constituer une formation géologique distincte. - annales sciences naturelles, 16 : p. 402-491.

Doligez B., Beucher H., Geffroy F., Eschard R., Granjeon D. & Joseph P. (1999) - Integrated reservoir characterization ; improvement in heterogeneous stochastic modeling by integration of additional external constraints. How can stratigraphic modeling help constrain geostatistical reservoir simulations ? - In Reservoir characterization ; recent advances. ; Schatzinger Richard A., Jordan John F. *et al*. : American Association of Petroleum Geologists, Society for Sedimentary Geology (SEPM), Tulsa, OK, United States 71 : p. 333-342.

Dott J. R. R. H. (1992a) - Introduction to ups and downs of eustasy - In Eustasy : The Ups and Downs of a Major Geological Concept ; Dott J. R. R. H. : Geol. Soc. Am. Mem. 180 : p. 1-16.

Dott J. R. R. H. (1992b) - T.C. Chamberlin's hypothesis of diastrophic control of worldwide changes of sea level : a precursor of sequence stratigraphy. - In Eustasy : The Ups and Downs of a Major Geological Concept ; Dott J. R. R. H. : Geol. Soc. Am. Mem. 180 : p. 31-41.

Dos Reis T. (2001) - La Tectonique Salifère et son influence sur l'Architecture Sédimentaire Quaternaire de la Marge du Golfe du Lion - Méditerranée Occidentale - Thèse de Doctorat, Université de Paris 6, 216 p. +157 p.

Drake C. L., Ewing M. & Sutton G. H. (1959) - Continental margins and geosynclines ; the east coast of North America north of Cape Hatteras - In Physics and Chemistry of the earth : Pergamon Press, London : p. 110-198.

Droz L. (1983) - L'éventail sous-marin profond du Rhône (Golfe du lion) : grands traits morphologiques et structure semi-profonde - Thèse de 3e cycle, Univ. Paris VI, 195 p.

Droz L. & Bellaiche G. (1985) - Rhône deep-sea fan : morphostructure and growth pattern - American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 69 : p. 460-479.

Droz L. (1991) - Morphologie, structure et comparaison des deep sea fans du Rhône, de l'Indus et du Var - Mémoire d'habilitation, Université Paris 6, Paris, 254 p.

Droz L. (1994) - Stratigraphic response to sea-level changes in the western Mediterranean (Golfe du Lion and Ligurian margin) - Proposal, Ocean Drilling Project, 18 p.

Durrieu De Madron X. (1992) - Hydrography and nepheloid structures in the Grand-Rhône canyon - Continental Shelf Research : p. 457-477.

E

Ecors (1988) - Profil ECORS. Golfe du Lion : rapport d'implantation - IFP. N° IFP 35 941-1 et 35 941-2.

Ehlers J. (1996) - Quaternary and glacial geology, 578 p.

Einsele G., Ricken W. & Seilacher A. (1991) - Cycles and Events in Stratigraphy Springer-Verlag, Berlin, 955 p.

Einsele G. (1992) - Coastal and shallow sea sediments (including carbonates) - In Sedimentary Basins. Evolution, Facies and Sediment budget ; Einsele G. : Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York : p. 94-160.

Einsele G. (1996) - Event deposits: the role of sediment supply and relative sea level changes-an overview - Sedimentary Geology, 104 : p. 11-37.

Einsele G., Chough S. K. & Shiki T. (1996) - Depositional events and their records-an introduction - Sedimentary Geology, 104 : p. 1-9.

El Hmaidi A. (1993) - Unités sédimentaires et paléoenvironnements du Quaternaire terminal sur la marge rhodanienne (Golfe du Lion, France). Thèse de Doctorat, Université de Perpignan, 178 p.

Emery D., Myers K., Bertram G., Griffiths C., Milton N., Reynolds T., Richards M. & Sturrock S. (1996) - Sequence Stratigraphy Blackwell Science Ltd, Oxford, 297 p.

Emiliani C. (1955) - Pleistocene temperatures - Journal of Geology, 63 : p. 538-578.

Eschard R., Tveiten B., Desaubliaux G., Lecomte J.-C. & Van Buchem, F.S.P. (1993b) - High-resolution stratigraphy and reservoir prediction in the Brent Group (Tampen Spur area) using an outcrop analogue (Mesa Verde Group, Colorado). - In Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observations ; R. Eschard and B Doligez, : Editions Technip, Paris : p. 35-52.

F

Fairbanks R. G. (1989) - A 17,000-year glacio-eustatic sea level record : influence of glacial melting ates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation - Nature, 342: p. 637-642.

Faugeres J.-C., Gonthier E. G. & Stow D. A. V. (1984) - Contourite drift molded by deep Mediterranean outflow - Geology, 12 p. 296-300.

Fieux M. (1972) - Formation d'eau dense sur le plateau continental du Golfe du Lion - Processus de formation des eaux océaniques profondes en particulier en Méditerranée occidentale, Paris, 165-174.

Finetti I. A. M. C. (1973) - Geophysical exploration of the Mediteranean sea. - Boll. Geofis.Teor. Appl., 16 (60) : p. 263-341.

Flemings P. H. & Grotzinger J.-P. (1996) - STRATA : Freeware for analyzing classic stratigraphic problems - GSA Today, 6 (12) : p. 1-7.

Flood R. D. (1988) - A lee wave model for deep-sea mudwave activity - Deep-Sea Research, 35 p. 973-983.

Forel F. A. (1885) - Les ravins sous-lacustres des fleuves glaciares. - C. R. Ac. Sc.Paris, 101 : p. 725-728.

Foucault A. & Raoult J.-F. (1995) - Dictionnaire de géologie - Guides géologiques régionaux, Masson, Paris, 324 p.

Franseen E. K., Watney W. L., Kendall C. G. S. C. & ROSS, W. (1991) - Sedimentary Modeling : Computer Simulations and Methods fir Improved Parameter Definition. Kansas Geological Survey Bulletin, Lawrence, KS, 524 p.

Funnell B. M. (1995) - Global sea-level and the (pen)insularity of late Cenozoic Britain - In Island Britain : a Quaternary perspective ; Preece R. C. : Geological Society Special Publications, London : p. 3-13.

G

Gacic M., Astraldi M. & La Violette P. E. (1999) - The Mediterranean sea-circulation, strait exchange and dense water formation processes - Journal of marine systems, 20 (1-4) : 445 p.

Galloway W. E. (1989) - Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I : architecture and genesis of flooding surface bounded depositional units - American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 73 : p. 125-142.

Galtier G. (1958) - La côte sableuse du Golfe du Lion - Bulletin Société Languedoc Géographie, 29 (2) : p. 149-243.

Gardner M. H. (1992) - Variation in fluvial-deltaic architecture related to preservational trends in a cretaceous clastic wedge, Ferron Sandstones, Utah. - Amer. Assoc. Petroleum. Geol. Bull., Abstr. 76th Ann.Conv., Calgary : p. 44-45.

Gennesseaux M., Guibout P. & Lacombe H. (1971) - Enregistrements de courants de turbidité dans la vallée sous-marine du Var (Alpes maritimes) - C.R. Ac. Sc. Paris Série D, 273 p. 2456-2459.

Gensous B., Tesson M. & Arnold M. (1993a) - Analyse en stratigraphie séquentielle des dépôts pléistocènes de la plateforme orientale du Rhône (France) : confrontation de l'analyse sismique et des données de terrain - C. R. Acad. Sci. Paris, 317 : p. 803-810.

Gensous B., Williamson D. & Tesson M. (1993b) - Late-Quaternary transgressive and highstand deposits of a deltaic shelf (Rhône delta, France) - In Sequence stratigraphy and facies associations ; Posamentier H. W., Summerhayes C. P. *et al.* : International Association of Sedimentologists Spec. Pub. 18, Blackwell, Oxford : p. 197-212.

Gensous B. & Tesson M. (1996) - Sequence stratigraphy, seismic profiles, and cores of Pleistocene deposits on the Rhône continental shelf - Sedimentary Geology, 105 : p. 183-190.

Gensous B. & Tesson M. (1997) - Les dépôts postglaciaires de la plate-forme rhodanienne ; organisation stratigraphique et conditions de mise en place - Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Serie II, Sciences de la Terre et des Planètes. 325 (9) : p. 695-701.

Gervais P. (1867-1869) - zoologie et paléontologie générale. Nouvelles recherches sur les animaux vertébrés vivants et fossiles, Paris, 263 p.

Glangeaud L., Leenhardt, O. & Serruya C. (1964) - Structures enregistrées par le "mud-penetrator" dans les sédiments quaternaires du Léman - Compte Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, 258 (19) : p. 4816-4818.

Glangeaud L., Bellaiche G., Gennesaux M. & Pautot, G. (1968) - Phénomènes pelliculaires et épidermiques du Rech Bourcart (Golfe du Lion) et de la Mer Hespérienne - Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 267 (13) : p. 1079-1083.

Gorini C., Le Marrec A. & Mauffret A. (1993) - Contribution to the structural and sedimentary history of the Gulf of Lions (Western Mediterranean) from the ECORS profiles, industrial seismic profiles and well data - Bulletin de la Société Géologique de France, 164 (3) : p. 353-363.

Gorini C. (1993) - Géodynamique d'une marge passive : le Golfe du Lion (Méditerranée Occidentale) - Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse III, 256 p.

Gorini C., Dos Reis T. *& al.*, E. (2001) - submitted.

Got H., Monaco A. & Reyss D. (1969) - Les canyons sous-marins de la mer Catalane, le rech du Cap et le rech Lacaze-Duthiers. II-Topographie de détail et carte sédimentologique - Vie et Milieu, Série B Océanographie, XX (2-B) : p. 257-278.

Got H. (1973) - Étude des corrélations tectonique-sédimentation au cours de l'histoire quaternaire du précontinent pyrénéo-catalan - Thèse de Docorat d'Etat, Université de Perpignan, 294 p.

Got H., Aloïsi J.-C., Leenhardt O., Monaco A., Serra Raventos J. & Theilen F. (1979) - Structures sédimentaires sur les marges du Golfe du Lion et de Catalogne - Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique, 21 (4) : p. 281-293.

Got H., Bouye C. & Mirabile L. (1987) - L'analyse lithosismique, une méthode de la sédimentologie - Oceanologica Acta, 10 (1) : p. 1-13.

Got H. & Aloïsi J.-C. (1990) - The Holocene sedimentation on the Gulf of Lions margin: a quantitative approach - Continental Shelf Research, 10 (9-11) : p. 841-855.

Grabau A. W. & Shimer H. W. (1906) - Types of sedimentary overlap - Science, 24 : p. 567-636.

Granjeon D., Joseph P., Lafond F. & Guillocheau F. (1994) - Quantification of high frequency eustasy and subsidence through the analysis of accomodation. Application to the south Pyrenean forelan (Jaca Basin, Eocene) - Compte Rendu de l'Académie des Sciences, 319 (II) : p. 1071-1077.

Granjeon D., Joseph P., Guillocheau F. & Navarre J.-C. (1995) - 3D modelling of fluvial and wave dominated shorelines for siliciclastic and carbonate sediments - AAPG Bulletin, 79 (8) : p. 1217.

Granjeon D. (1997) - Modélisation stratigraphique déterministe : conception et applications d'un modèle diffusif 3D multilithologique - Thèse de doctorat, Université de Rennes 1, 175 p.

Granjeon D. & Joseph P. (1999) - Concepts et applications of a 3D multiple lithology, diffusive model in stratigraphic modeling - In Numerical Experiments in Stratigraphy : Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulations : SEPM Special Publications No. 62, Tulsa : p. 197-210.

Greslou (1984) - Partie B : De Sète à Marseille - In Catalogue sédimentologique des côtes françaises ; SOGREAH : Ministère des transport : p. 113-196.

Gueguen Y., Reuschle T. & Darot M. (1990) - Single-crack behaviour and crack statistics - In Deformation processes in minerals, ceramics and rocks. ; Barber David J.Meredith Philip G. : Unwin Hyman, London, United Kingdom : p. 48-71.

Gueguen E. (1995) - La Méditerranée Occidentale : un véritable océan. Exemple de segmentation des marges et de hiatus cinématiques. Implications sur les processus d'amincissement crustal - Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 281 p.

Guennoc P., Gorini C. & Mauffret A. (2000) - Histoire géologique du Golfe du Lion et cartographie u rift oligo-aquitanien et de la surface messinienne - Géologie de la France, 3 : p. 67-97.

Guillocheau F., Lejay A., Homewood P. & Hoffert M. (1989) - Effet de variations du niveau relatif de la mer à très haute fréquence sur l'agencement de corps sédimentaires côtiers tidaux : importance relative des contrôles auto- et allo-cycliques - C. R. Acad. Sci., Paris, sérieII, 309 : p. 1047-1053.

Guillocheau F. (1990) - Stratigraphie séquentielle des bassins de plate-forme : l'exemple Dévonien Armoricain - Louis Pasteur Strasbourg, 257 p.

Guillocheau F. (1991) - Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien Armoricain) : nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtées - Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 15 (2) : p. 383-410.

Guillocheau F. (1995) - Nature, rank and origin of Phanerozoic sedimentary cycles - Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 320 (IIa) : p. 1141-1157.

Guiot J., Pons A., De Beaulieu J.-L. & Reille M. (1989) - A 140 000 year continental climate reconstructionfrom two European pollen records - Nature, 338 : p. 309-437.

H

Hand B. M. & Bartberger C. E. (1988) - Leeside fallout patterns and the stability of angular bedforms - Journal of Sedimentary Petrology, 58 1 : p. 33-43.

Haq B. U., Hardenbol J. & Vail P. (1987) - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present) - Science, 235 : p. 1156-1167.

Haq B. U. & Boersma A. (1998) - Introduction to Marine micropaleontology Elsevier, Singapore, 376 p.

Harbaugh J., Watney L., Rankey G., Slingerland R., Glodstein R. & Franseen E. (1999) - Numerical Experiments in Stratigraphy. Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulations SEPM Special Publication N°62, Tulsa, 362 p.

Heezen B. C., Tharp M. & Ewing W. M. (1959) - the North Atlantic, text to accompang the physiographic diagram of the North Atlantic, (Part 1) of the floors of the oceans - Special paper - Geological Society of America Abstracts with Programs, 122 p.

Heezen B. C., Hollister C. D. & Ruddiman W. F. (1966) - Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents - Science, 152 (3721) : p. 502-508.

Heezen B. C. (1968) - The Atlantic Continental Margin - U. M. R. Journal, 1 : p. 5-25.

Heezen B. C. & Hollister C. D. (1971) - The Face of the Deep Oxford University Press, 659 p.

Helland-Hansen W. & Martinsen O. J. (1996) - Shoreline trajectories and sequences : description of variable depositional-dip scenarios - Journal of Sedimentary Research, 66 (4) : p. 670-688.

Hollister C. D., Southard J. B., Flood R. D. & Lonsdale P. F. (1976) - Flow phenomena in benthic Boundary Layer and bedforms beneath deep current systems - In The Benthic Boundary Layer; Mc Cave, I. N. : Plenum, New York (N.Y.) : 323 p.

Homewood P., Guillocheau F., Eschard R. & Cross T. A. (1992) - Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée - Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 16 (2) : p. 357-381.

Homewood P., Mauriaud P. & Lafont F. (1995) - Aide-mémoire à l'intention des interprétateurs - Rapport Elf Aquitaine, Elf Aquitaine, Pau, 30 p.

Howe J. A. (1996) - Turbidite and contourite sediment waves in the northern Rockall Trough, North Atlanic Ocean - Sedimentology, 43 : p. 219-234.

Howell J. V. C.-O. (1960) - Glossary of Geology and Related Sciences American Geological Institute, 325 p.

Hsü K. J., Cita M. B. & Ryan W. B. F. (1973) - The origine of the Mediterranean evaporites - In Initial reports of the deep sea drilling project : D.C., U.S. Government Printing Office, Washington 13 : p. 1203-1231.

Hsü K. J., Ryan W. B. F. & Cita, M. B. (1973) - Late Miocene Desiccation of the Mediterranean - Nature (London), 242 (5395) : p. 240-244.

Huang T. C. & Stanley, D. J. (1972) - Western Alboran Sea : Sediment dispersal ponding and reversal of currents - In The Mediterranean Sea. A Natural Sedimentation Laboratory ; Stanley, D. J. : Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., Stroudsburg : 521-559 p.

Hunt D. & Tucker M. E. (1992) - Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract : deposition during base-level fall - Sedimentary Geology, 81 : p. 1-9.

Hutton J. (1788) - Theory of the Earth, Edimburg.

I

Imbrie J., Hays J. D., Martinson D. G., McIntyre A., Mix A. C., Morley, J. J., Pisias N. G., Prell W. L. & Shackleton N. J. (1984) - The orbital theory of pleistocene climate : support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record - In Milankovitch and climate ; Berger A., Imbrie J., Hays J., Kukla G., Saltzman B. : 126 : p. 269-305.

J

Jeftic L., Milliman J. D. & Sestini G. (1992) - Climatic change and the Mediterranean : Environmental and Societal Impacts of climate Change and Sea-level Rise in the Mediterranean Region Arnold, London, 673 p.

Jervey M. T. (1988) - Quantitative geological modelling of siliclastic rock sequences and their seismic expressions - In Sea-level changes : an integrated approach ; Wilgus C. K., Hastings B. S. *et al.* : SEPM Special Publication, Tulsa 42 : p. 47-69.

Johnson D. D. & Beaumont C. (1995) - Preliminary results from a planform kinematic model of orogen evolution, surface processes and the development of clastic foreland basin stratigraphy - In Stratigraphic evolution of foreland basins ; Dorobek S. L., Ross G. M. : Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner. 52 : p. 3-24.

Jordan T. E. & Flemings P. B. (1991) - Large-scale stratigraphic architecture, eustatic variation, and unsteady tectonism : a theoritical evauation - Journal of Geophysical Research, 96 : p. 6681-6699.

K

Karl H. A. & Carlson P. R. (1982) - Large sand waves in Navarinsky Canyon head, Bering sea - Geo-Marine Letters, 2 : p. 157-162.

Karl H. A., Cacchione D. A. & Carlson P. R. (1986) - Internal-wave currents as mechanism to account for large sand waves in Navarinsky Canyon head, Bering Sea - Journal of Sedimentary Petrology, 56 (5) : p. 706-714.

Karl H. A., Cacchione D. A. & Carlson, P. R. (1988) - Large sand waves in Navarinsky canyon head : products of density underflows ? - a reply - Journal Sedim. Petrol., 58 4 : p. 771-773.

Kaufman P., Grotzinger J.-P. & McCormick D. S. (1991) - Depth-dependent diffusion algorithm for simulation of sedimentation in shallow marine depositionnal systems Kansas Gl. Surv. Bull., p. 9-30.

Kendall C. G. S. C., Moore P., Strobel J., Cannon R., Perlmutter M., Bezdek J. & Biswas G. (1991a) - Simulation of the sedimentary fill of basins - In Sedimentary Modelling : Computer simulations and methods for improved parameter definition ; Franseen E. K., Watney W. L. *et al.* : Geol. Surv. Bull., Kansas : p. 9-30.

Kendall C. G. S. C., Srobel J., Cannon R., Bezdek J. & Biswas G. (1991b) - The simulation of the sedimentary fill of basin - J. Geophysic. Res., 93 : p. 6911-6929.

Kenyon N. H., Millington J., Droz L. & Ivanov M. K. (1995b) - Scour holes in a channel-lobe transition zone on the Rhone cone. In Architectural styles in turbidites systems ; Pickering K. T., Hiscott R. N. *et al*. : Chapman et Hall, London : p. 212-215.

Kenyon P. M. & Turcotte D. L. (1985) - Morphology of a delta prograding by bulk sediment transport - Geol. Soc. Am. Bull., 96 : p. 1457-1465.

Keraudren B. (1992) - Chronostratigraphie du Quaternaire méditerranéen - Geochronique, 44 : p. 19-20.

Klinck J. M. (1988) - The influence of a narrow transverse canyon on initially geostrophic flow - Journal of Geophysical Research, 93 : p. 509-515.

Kneller B. (1995) - Beyond the turbidite paradigm : Physical models for deposition of turbidites and their implications for the reservoir prediction - In Characterization of deep marine clastic systems ; Harley A. J., Prosser D. J. : Geol. Soc. Sp. Publ. 94 : p. 31-49.

Koss J. E., Ethridge F. G. & Schumm S. A. (1994) - An experimental study of the effects of base-level change on fluvial, coastal plain and shelf systems - Journal of Sedimentary Petrology, B64 (2) : p. 90-98.

Kuenen P. H. (1954) - Eniwetok drilling results - Deep-Sea Research (1953), 1 (3) : p. 187-189.

Kukla G. & Cilek V. (1996) - Plio-Pleistocene megacycles : record of climate and tectonics - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 120 : p. 171-194.

L

L'Homer A., Bazile F., Thommeret J. & Thommeret Y. (1981) - Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7 000 ans BP à nos jours ; variations du niveau marin - Oceanis, 7 (4) : p. 389-408.

Labeyrie J., Lalou C., Monaco A. & Thommeret J. (1976) - Chronologie des niveaux eustatiques sur la côte du Roussillon de -33 000 ans BP à nos jours - Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 282 : p. 349-352.

Labeyrie L. D. (1987) - Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125,000 years - Nature, 327 (6122) : p. 477-482.

Labeyrie L. D. (1989) - Une courbe du niveau marin sur 150 000 ans. d'après Labeyrie, 1987, pers. com.

Lafont F. (1994) - Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocene du Bassin de Jaca (Pyrénées espagnoles) Mémoires Géosciences Rennes, Rennes, 270 p.

Lagaaij R. & Kopstein F. P. H. (1964) - Typical features of a fluviomarine offlap sequence - In Deltaic an dshallow marine deposits ; Van Straaten L. M. J. : Elsevier Pub. Co., Amsterdam : p. 216-226.

Lambeck K. & Bard E. (2000) - Sea-level change along the French Mediterranean coast fro the past 30 000 years - Earth and Planetary Science Letters, 175 : p. 203-222.

Lamy A., Millot C. & Molines M. (1981) - Bottom pressure and sea level measurements in the Gulf of Lions - Journal of Physical Oceanography, 11 : p. 394-410.

Lautridou J.-P. (1992) - Le Quaternaire en bref - Géochronique, 44 : p. 15-16.

Lavoisier (1789) - Observations générales, sur les couches modernes horizontales, qui ont été déposées par la mer, et sur les conséquences qu'on peut tirer de leurs dispositions, relativement à l'ancienneté du globe terrestre - Mémoires de l'Académie des Sciences : p. 351-371.

Le Douaran S., Burrus J. & Avedik F. (1984) - Deep structure of the north-western Mediterranean basin : results of a two-ship seismic survey - Marine Geology, 55 p. 325-345.

Le Pichon X. & Sibuet J.-C. (1981) - Passive margins : a model of formation - Journal of Geophysical Research, 86 : p. 708-720.

Leclaire L. (1972) - Aspects of Late Quaternary sedimentation on the Algerian Precontinent and in the adjacent Algiers-Balearic Basin - In The Mediterranean Sea. A Natural Sedimentation Laboratory ; Stanley D. J. : Dowden, Hutchinson et Ross, Inc., Stroudsburg : p. 561-582.

Leeder M. R. (1978) - A quantitative stratigraphic model for alluvium, with special reference to channel deposit density and interconnectedness - In Fluvial sedimentology ; Miall, A. D. : Mem. Can. Soc. Petrol. Geol. 5 : p. 587-596.

Leenhardt O. (1972) — Le sondage sismique continu (techniques, méthodes et interprétation) Masson, Paris, 164 p.

Lefebvre D. (1980) - Évolution morphologique et structurale du Golfe du Lion. Essai de traitement statistique des données - Thèse de 3e cycle, Université Paris 6, 163 p.

Lericolais G., Allenou J.-P., Berné S. & Herveou J. (1988) - SINUP : a new equipment for acquisition and processing of very high-resolution seismic reflection - 20th Ocean Technology Conference, Houston, U.S.A., p. 337-343.

Lericolais G. & Berné S. (1990) - Apport de l'acquisition et du traitement numérique de la sismique reflexion très haute résolution à l'étude des corps sableux de plate-forme - Bull. Cent. Rech. Expl. Prod. Elf Aquit., 14 (1) : p. 185-196.

Lericolais G., Allenou J.-P., Berné S. & Morvan P. (1990) - A new system for acquisition and processing of very high-resolution seismic reflection data - Geophysics, 55 (8) : p. 1036-1046.

Lericolais G., Girault R., Tofani R. & Olagnon M. (1991) - Recent Advances in Shallow Seismic Reflection Processing - 23rd Ocean Technology Conference, Houston, USA, p. 501-507.

Lericolais G., Olagnon M. & Berné S. (1994a) - Use of fast simple migration processing for very high resolution seismic data - 56th meeting of European Association of exploration Geophysicists, Vienna, Austria.

Lericolais G., Olagnon M., Krone R. & Nouzé H. (1994b) - Multiple removal in very high resolution seismic site survey data - Behaviour of offshore structures, Boston, USA, p. 125-136.

Lericolais G. (1997) - Évolution Plio-Quaternaire du fleuve Manche : stratigraphie et géomorphologie d'une plate-forme continentale périglaciaire - Thèse de Doctorat, Bordeaux 1, 265 p.

Lessenger M.-A. (1993) - A forward and inverse stratigraphic simulation model - PhD, Colorado School of Mines, 182 p.

Letolle R. & Vergnaud G. C. (1974) - Essai sur l'evolution generale de la Mediterranee pendant les époques glaciaires - Colloques Internationaux du Centre National de la Recherche Scientifique, 219 : p. 231-238.

Lombard A. (1956) - Géologie Sédimentaire : Les séries marines Masson, Paris, 722 p.

Loubrieu B., Berné S. & Et A. (1998) - CALMAR : preliminary scientific report - Ifremer. N° DRO/GM/98-01, 52 p.

Lourens L. J. (1994) - Astronomical forcing of mediterranean climate during the last 5,3 million years - Ph.D., Utrecht.

M

Mackey S. D. & Bridge J. S. (1995) - Three dimensional model of alluvial stratigraphy : theory and application - Journal of Sedimentary Research, 65 : p. 7-31.

Mahieux G., Proust J. N., Tessier B. & Debatist M. (1998) - Comparison between high-resolution seismic and sequence stratigraphic approaches applied to the Upper Jurassic deposits of the Dover Strait area (northern France) - Marine and Petroleum Geology, 15 (4) : p. 329-342.

Martinez P. A. & Harbaugh J. W. (1993) - Simulating nearshore environments Pergamon Press, Oxford, 265 p.

Martinson D. G., Pisias N. G., Hays J. D., Imbrie J., Moore T. C., JR. & Shackleton N. J. (1987) - Age dating and the orbital theory of the ice ages : development of a high-resolution 0 to 300 000 year chronostratigraphy - Quaternary Research, 27 : p. 1-29.

Matheron G., Beucher H., De Fouquet C., Galli A., Guerillot D. & Ravenne C. (1987) - Conditional simulation of the geometry of fluvio-deltaic reservoirs - SPE Annual Tech Conf and Exhibitions, Dallas, p. 591-599.

Mattauer M., Proust F., Etchecopar A. & Anonymous (1977) - Lineation "a" et mécanisme de cisaillement simple lie au chevauchement de la nappe des schistes lustres en Corse. In : Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords - Bulletin de la Sociète Géologique de France, 19 (4) : p. 841-847.

Matteucci T. D. & Hine A. C. (1987) - Evolution of the Cape Fear Terrace : a complex interaction between the Gulf stream and a paleo-shelf edge delta - Marine Geology, 77 : p. 185-205.

McKee E. D. & Sterrett T. S. (1961) - Laboratory experiments on form and structure of longshore bars and beaches - In Geometry of sandstone bodies - A symposium : 45th Annual meeting - Amer. Assoc. Petrol. Geol. : p. 13-28.

McKenzie D. P. (1978) - Some remarks on the development of sedimentary basin - Earth Planet. Sci. Lett., 40 : p. 25-32.

Méar Y. (1984) - Séquences et unités sédimentaires du glacis rhodanien, thèse de 3e cycle - Thèse de Doctorat de 3e Cycle, Université de Perpignan, 223 p.

Menard H. W., Smith S. M. & Pratt R. M. (1965) - The Rhone deep-sea Fan - In Submarine Geology and Geophysics (Proceedings of the 17th Symposium of the Colstan Research Society) ; Whittard W. F., Bradshaw R. : Buttersworth, London : p. 271-285.

Migeon S. (2000) - Dunes géantes et Levées Sédimentaires en domaine marin profond : Approches Morphologique, Sismique et Sédimentologique. Implications pour la reconnaissance des processus de transport et de dépôt des sédiments et pour la formation de corps sableux en domaine profond - Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux I, 288 p.

Milankovitch M. (1920) - Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire. - Académie Yougoslave des Sciences et des Arts de Zagreb, Gauthier-Villard, Paris.

Milankovitch M. (1941) - Canon of insolation and ice-age problem (English translation) - Special Publication of the Royal Serbian Academy, 33 p.

Miller A. R. (1972) - Speculations concerning bottom circulation in the Mediterranean Sea - In The Mediterranean Sea. A Natural Sedimentation Laboratory ; Stanley D. J. : Dowden, Hutchinson et Ross, Inc., Stroudsburg : p. 37-42.

Millot C. (1979) - Wind induced upwellings in the Gulf of Lions - Oceanologica Acta, 2 (3) : p. 261-274.

Millot C. & Crepon M. (1981) - Inertial oscillations on the continental shelf of the Gulf of Lions. Observations and theory - Journal of Physical Oceanography, 11 : p. 639-657.

Millot C. (1987) - Circulation in the Western Mediterranean Sea - Oceanologica Acta, 10 (2) : p. 143-149.

Millot C. (1990) - The Gulf of Lions hydrodynamics - Continental Shelf Research, 10 (9-11) : p. 885-894.

Mitchum R. & Vail P. (1977c) - Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 7 : Seismic Stratigraphic Interpretation Procedure - In Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration ; Payton C. E. (ed.) : AAPG Mem. 26, Tulsa p.

Mitchum R. M., Vail P. R. & Thompson S. (1977a) - Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2 : the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis - In Seismic stratigraphy - Application to hydrocarbon exploration ; Payton C. E. (ed.) : AAPG Mem. 26, Tulsa, Oklahoma : p. 53-62.

Mitchum R. M., Vail P. R. & Sangree J.-B. (1977b) - Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6 : Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences - In Seismic stratigraphy - Application to hydrocarbon exploration ; Payton C. E. (ed.) : AAPG Mem. 26, Tulsa, Oklahoma : p. 117-133.

Mitchum R. M., JR & Van Wagoner J.-C. (1991) - High-frequency sequences and their stacking patterns : sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles - Sedimentary Geology, 70 : p. 131-160.

Monaco A. (1971) - Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du plateau continental du Roussillon - Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Perpignan, 295 p.

Monaco A., Aloïsi J.-C., Bouye C., Got H., Méar Y., Bellaiche G., Droz L., Mirabile L., Mattielo L., Maldonado A., Le Calvez Y., Chassefiere B. & Nelson H. (1982) - Essai de reconstitution des mécanismes d'alimentation des éventails sédimentaires profonds de l'Ebre et du Rhône (Méditerranée occidentale). - Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine, 31 : p. 99-109.

Monaco A. (2000) - Atelier Golfe du Lion du GDR Marges, Paris.

Monjuvent G. (1978) - Le Drac : morphologie, stratigraphie et chronologie Quaternaire d'un bassin Alpin. - Université de Grenoble, 433 p.

Montadert L., Letouzey J. & Mauffret A. (1978) - Messinian event : seismic evidence - In Initial reports of D.S.D.P. Leg 42A ; Hsü K. J., Montadert L. : U.S. Government Printing Office 42 : p. 1037-1050.

Mörner N.-A. (1986) - Eustasy, geoid changes and dynamic sea surface changes due to the interchange of momentum - Late Quaternary Sea Level Changes, Proceedings of the Int. Symp. on sea level chanes : p. 26-39.

Mulder T. & Syvitski J. P. M. (1995) - Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans - Journal of Geology, 103 : p. 285-299.

Myers P. G., Haines K. & Rohling E. J. (1998) - Modeling the paleo-circulation of the Mediterranean : the Last Glacial Maximum and the Holocene with emphasis on the fomation of Sapropel - Paleoceanography, 13 (6) : p. 586-606.

N

Niederoda A. W., Reed C. W., Swift D. J. P., Arata H. & Hoyanagi K. (1995) - Modeling shore-normal large-scale coastal evolution - Marine Geology, 154 : p. 3-12.

Normark W. R., Hess G. R., Stow D. A. V. & Bowen A. J. (1980) - Sediment waves on the Monterey Fan levee : a preliminary physical interpretation - Marine Geology, 37 : p. 1-18.

Normark W. R. & Piper D. J. W. (1991) - Initiation processes and flow evolution of turbidity currents : implications for the depositional record - In From shoreline to abyss ; contributions in marine geology in honor of Francis Shepard ; Osborne R. H. : Special Publication-SEPM N°46, Tulsa, OK : p. 207-230.

Nouzé H. (1993) - Intégration de nouveaux modules de traitement de sismique très haute résolution dans Sithere. Ifremer. N° 9305.

Nouzé H. & Chauchot P. (1999) - « Les sismiques » : des outils essentiels pour l'étude des structures océaniques - Géosciences Marines, 21 : p. 25-29.

Nummedal D., Riley G. W. & Templet P. L. (1993) - High resolution sequence architecture : a chronostratigraphic model based on equilibrium profile studies - In Sequence stratigraphy and facies associations ; Posamentier H. W., Summerhayes C. P. *et al.* : Blackwell, IAS Special publication No. 18, Oxford : p. 55-68.

O

O'Connell S., Normark W. R., Ryan W. B. F. & Kenyon N. H. (1991) - An entrenched thalweg channel on the Rhone fan : interpretation from a SEABEAM and SEAMARC I survey - SEPM Special Publication p. 259-270.

Odin G. S. & Odin C. (1990) - Échelle numérique des temps géologiques - Géochronique, 35 : p. 12-21.

Olivet J.-L. (1996) - La cinématique de la plaque Ibérique O Kinematics of the Iberian Plate - - Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, 20 (1) : p. 131-195.

Oomkens E. (1967) - Depositional sequences and sand distribution in a deltaic complex ; a sedimentological investigation of the post-glacial Rhone delta complex - Geologie en Mijnbouw, 46 (7) : p. 265-278.

Oomkens E. (1970) - Depositional Sequences and Sand Distribution in the Postglacial Rhône Delta Complex - In Deltaic Sedimentation. Modern and Ancient ; Morgan J. P., Shaver R. H. : SEPM Special Publication N°15, Tusla, Oklahoma : p. 198-212.

Ouchi S., Ethridge F. G., James E. W. & Schumm S. A. (1995) - Experimental study of subaqueous fan development - In Characterization of Deep Marine Clastic Systems ; Hartley A. J., Prosser D. J. : The Geological Society, London : p. 13-29.

P

Paola C., Hellier P. L. & Angevine C. L. (1992) - The large scale dynamics of grain size variation in alluvial basins - Basin Res., 4 : p. 73-90.

Paola C., Swenson J., Voller V. & Parker G. (1998) - Where's the beach ? New experimental and theoretical results on the relation between sea level and shoreline - In 15th international sedimentological congress ; sedimentology at the dawn of the third millennium ; abstracts. ; Canaveras J.-C., Garcia del Cura, M. A.*et al.* : Univ. Alicante, Alicante, Spain : p. 599.

Paola C. (2000) - Quantitative models of sedimentary basin filling - Sedimentology, 47 (Suppl. 1) : p. 121-178.

Parde M. (1925) - Le régime du Rhône. Étude hydrologique. Étude et travaux de l'institut de géographie Alpine de l'Université de Grenoble, Lyon. - Université de Grenoble, 2 vol., 1323 p.

Parsons B. & Sclater J. G. (1977) - An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age - Journal of Geophysical Research, 82 (5) : p. 803-827.

Party, S. S. (1996) - Introduction - In Proc. ODP, Init. Reports ; Comas M. C., Zahn R. *et al.* : Ocean Drilling Program, College Station (TX) 161 : p. 5-19.

Payton C. E. (1977) - Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploitation Amer. Assoc. Petroleum Geol. Memoir 26, Tulsa, Oklahoma, 516 p.

Penk A. & Bruckner E. (1901-1909) - Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzigp.

Pierre C., Belanger P., Saliege J. F., Urrutiaguer M. J. & Murat A. (1999) - Paleocealography of the western Mediterranean during the Pleistocene : oxygen and carbon isotope records at Site 975 - In Proc. ODP, Sci. Results, 161 ; Zahn R., Comas M. C. *et al.* : Ocean Drilling Program, College Station, TX 161 : p. 481-488.

Pirazzoli P. A. (1991) - World atlas of Holocene sea-level changes - Oceanography Series, Elsevier, 300 p.

Pisias N. G., Martinson D. G., Moore JR T. C., Shackleton N. J., Prell W., Hays J. & Boden G. (1984) - High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300 000 years - Marine Geology, 59 : p. 217-233.

Pitman W. C. I. (1978) - Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins - Geological Society of America Bulletin, 89 : p. 1389-1403.

Plint A. G., Walker R. G. & Bergman K. M. (1986) - Cardium Formation 6. Stratigraphic framework of the Cardium Formation in subsurface - Bull. Can. Petrol. Geol., 34 : p. 213-225.

Plint A. G. (1988) - Sharp-based shoreface sequences and "offshore bars" in the Cardium Formation of Alberta : their relationship to relative changes in sea level - In Sea-level changes : an integrated approach ; Wilgus C. K., Hastings B. S. *et al.* : SEPM Special Publication No. 42, Tulsa : p. 357-370.

Plint A. G. (1991) - High-frequency relative sea-level oscillations in Upper Cretaceous shelf clastics of the Alberta foreland basin : possible evidence for a glacio-eustatic control ? In Sedimentation, Tectonics and Eustasy - Sea-Level Changes at Active Margins ; McDonald I. M. : Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ. 12 : p. 409-428.

Pons A., Toni C. L. & Triat H. (1979) - Edification de la Camargue et histoire holocène de sa végétation. Terre et vie, Rev. Ecol., 2 : p. 13-30.

Posamentier H. W., Jervey M. T. & Vail P. R. (1988a) - Eustatic controls on clastic deposition I. Conceptual framework - In Sea-Level Changes an Integrated Approach ; Wilgus C. K., Hastings B. S. *et al.* : SEPM Spec. Pub. 42, Tulsa : p. 102-124.

Posamentier H. W. & Vail P. R. (1988b) - Eustatic controls on clastic deposition II. Sequences and system tract models - In Sea-Level Changes- an Integrated Approach ; Wilgus C. K., Hastings B. S. *et al.* : SEPM Spec. Pub. 42, Tulsa : p. 125-154.

Posamentier H. W. & Allen G. P. (1991) - The effects of base level control on sedimentation patterns in the fluvial/coastal plain environment - Geological Society of America Abstracts with Programs, A : p. 171.

Posamentier H. W., Allen G. P., James D. P. & Tesson M. (1992) - Forced regressions in a sequence stratigraphic framework : concepts, examples and exploration significance - American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 76 : p. 1687-1709.

Posamentier H. W. & Allen G. P. (1993) - Variability of the sequence stratigraphic model : effects of local basin factors - Sedimentary Geology, 86 : p. 91-109.

Posamentier H. W. & Weimer P. (1993) - Siliciclastic Sequence Stratigraphy and Petroleum Geology-Where to From Here - American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 77 (5) : p. 731-742.

Proust J.-N. (1992) - Expression sédimentologique et modélisation des fluctuations glaciaires. Exemple des dépôts du Protérozoïque terminal au Mali occidental - Sciences Géologiques, Strasbourg, 151 p.

R

Rabineau M., Joseph P. & Eschard R. (1996) - Simulation 3D multilithologique d'un champ pétrolier dans le delta du Niger - I.F.P. N° p.

Rabineau M., Berné S., Le Drezen E., Lericolais G., Marsset T. & 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, 15 : p. 439-452.

Ravenne C. & Beghin P. (1983) - Apports des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins - Rev. Inst. Français du Pétrole, 38 (3) : p. 279-297.

Ravenne C. & Beucher H. (1988) - Recent development in description of sedimentary bodies in a fluvio-deltaic reservoir and their 3D conditional simulation. - Proc.63rd Ann. Tech. Conf. and Exhibition of the Soc. of Petroleum Eng., Houston : p. 463-476.

Reading H. G. (1996) - Sedimentary environments ; processes, facies and stratigraphy Blackwell Scientific Publications, Oxford, 688 p.

Rehault J.-P., Boillot G. & Mauffret A. (1984) - The western Mediterranean basin geological evolution - Marine Geology, 27 : p. 187-230.

Reille M. & Beaulieu J.-L. (1988) - Analyse pollinique de l'étang de Cheylade (Massif Central) : histoire tardiglaciaire et Holocène de la végétation de planèze de Saint-Flour - Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 306 : p. 1205-1210.

Reille M. et Beaulieu J.-L. (1990) - Pollen analysis of a long upper Pleistocene continental sequence in a Velay maar (Massif Central, Frane) - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 80 : p. 35-48.

Renault-Miskovsky J. (1992) - La palynologie du Quaternaire européen : chronostratigraphie-paléoclimatologie et paléoenvironnement végétal de l'homme fossile - Géochronique, 44 : p. 21-25.

Reynaud J.-Y. (1996) - Architecture et évolution d'un banc sableux de Mer Celtique Méridionale - Thèse de Doctorat, Université de Lille 1, 256 p.

Reyss D. (1969) - Les canyons sous-marins de la mer catalane, le rech du Cap et le rech Lacaze-Duthiers. I- Bathymétrie et topographie - Vie et Milieu, 20 (1B) : p. 13-36.

Rio D., Raffi I. & Villa G. (1990) - Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution pattern in the Western Mediterranean - In Proc. ODP, Sci. Results, 107 ; Kastens K. A., Mascle J. *et al.* : Ocean Drilling Program, College Station, TX : p. 513-533.

Rio D., Sprovieri R. & Channell J. (1990) - Pliocene-Pleistocene paleoenvironmental history of the western Mediterranean : a synthesis of ODP Site 653 results - In Proc. ODP, Sci. Results, 107 ; Kastens K. A., Mascle J. *et al.* : Ocean Drilling Program, College Station, TX 107 : p. 695-704.

Rivenæs J.-C. (1992) - Application of a dual-lithology, depth-dependent diffusion equation in stratigraphic simulation - Basin Res., 4 : p. 133-146.

Rivenæs J. C. (1997) - Impact of sediment transport efficiency on large-scale sequence architecture : results from stratigraphic computer simulation - Basin Res., 9 : p. 91-105.

Ross W. C. (1991) - Cyclic stratigraphy, sequence stratigraphy, and stratigraphic modeling from 1964 to 1989 : twenty-five years of progress ? - In Sedimentary modeling : computer simulations and methods for improved parameter definition ; Franseen E. K., Watney W. L. *et al.* : Geol. Surv. Bull., Kansas 233 : p. 3-8.

Ross W. C., Watts D. E. & May J. A. (1995) - Insights from Stratigraphic Modeling : Mud-limited versus Sand-limited Depositional systems - American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 79 (2) : p. 231-258.

Rothwell R. G., Thomson J. & Kähler G. (1998) - Low-sea-level emplacement of a very large Late Pleistocene "megaturbidite" in the western Mediterranean Sea - Nature, 392 : p. 377-380.

Ruddiman W. F., McIntyre A. & Raymo M. (1986) - Paleoenvironmental results from North Atlantic sites 607 and 609 - In Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project ; Orlofsky S. : Washington 94, part 2 : p. 855-878.

Ruddiman W. F., Raymo M. E., Martinson D. G., Clément B. M. & Backman J. (1989) - Pleistocene evolution : Northern hemisphere ice sheets and north Atlantic ocean - Paleoceanography, 4 (4) : p. 353-412.

Ryan W. F. B. (1976) - Quantitative evaluation of the depth of the Western Mediterranean before, during and after the Messinian salinity crisis - Sedimentology, 23 : p. 791-813.

S

Schumm S. A. (1977) - The Fluvial System John Wiley et Sons, New York, 338 p.

Schumm S. A. & Anonymous (1993) - River response to base level change; implications for sequence stratigraphy. In : Centennial special issue - Journal of Geology, 101 (2) : p. 279-294.

Serre M. D. (1832) - Les animaux découverts dans les différentes couches des dépôts quaternaires - Bull. Soc. Geol. France, 1, 450 p.

Shackleton N. J. (1977) - The oxygen isotope stratigraphic record of the Late Pleistocene - Philosophical Transactions of the royal Society of London B, 280 : p. 169-182.

Shackleton N. J. & Opdyke N. D. (1977) - Oxygen isotopes and palaeomagnetic evidence for early Northern Hemisphere glaciation - Nature, 270 : p. 216-219.

Shackleton N. J., Backman J., Zimmerman H., Kent D.V., Hall M.A., Roberts D.G., Schnitker D., Baldauf J.G., Desprairies A., Homrighausen R., Huddlestun P., Keene J.B., Kaltenback A.J., Krumsiek K.A., Morton A.C., Murray J.W. & Westberg-Smith J. (1984) - Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region - Nature, 307 : p. 620-623.

Shepard F. P. & Inman D. L. (1977) - Nearshore circulation - In Beach processes and coastal hydrodynamics ; Fisher John, S. Dolan, R., Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, PA, United States : p. 152-161.

Shepard F. P., McLoughlin P. A., Marshall N. F. et Sullivan G. G. (1977) - Current-meter recordings of low-speed turbidity currents - Geology (5) : p. 297-301.

Shepard F. P. (1979) - Currents in submarine canyons and other types of sea-valleys - In Geology of continental slopes ; Doyle L. J., Pilkey O. H. : SEPM Special Publication, Tulsa : p. 85-94.

Sheridan R. E. (1969) - Subsidence of Continental Margins - Tectonophysics, 7 : p. 219-229.

Sinclair H. D., Coakley B. J., Allen P. A. & Watts A. B. (1991) - Simulation of foreland basin stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion: an example from the Central Alps, Switzerland - Tectonics, 10 (3) : p. 599-620.

Sioni S. (1997) - Mer Ionienne et Apulie depuis l'ouverture de l'Océan Alpin - Thèse de Doctorat, Univ. Bretagne Occidentale, 242 p.

Skene K. I., Piper D. J. W., Aksu A. E. & Syvitski J. P. M. (1998) - Evaluation of the global oxygen isotope curve as a proxy for Quaternary sea level by modeling of delta progradation - Journal of Sedimentary Research, 68 (6) : p. 1077-1092.

Sleep N. H. (1971) - Thermal effects of the formation of Atlantic continental margin by continental break up - Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society of London, 24 : p. 325-350.

Slingerland R., Harbauch J. W. & Furlong K. (1994) - Simulating Clastic Sedimentary Basins ; physical fundamentals and computer programs for creating dynamic systems PTR Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 220 p.

Sloss L. L., Krumbein W. C. & Dapples E. C. (1949) - Integrated facies analysis - In Longwell, C. R., chm., Sedimentary facies in geologic history [symposium]. : Geological Society of America (GSA), Boulder, CO, United States : p. 91-123.

Sloss L. L. (1962) - Stratigraphical models in exploration - Journal of Sedimentary Petrology, 32 : p. 415-422.

Smith W. H. F. & Sandwell D. T. (1997) - Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings - Science, 277 (5334) : p. 1956-1962.

Soulsby R. L. (1994) - Manual of marine sands HR Wallingford Ltd Report SR 351, Wallingford, 70 p.

Steckler M. (1999) - High-resolution sequence stratigraphic modeling 1 : the interplay of sedimentation, erosion, and subsidence - In Numerical Experiments in Stratigraphy: Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulations : SEPM, Special Publication 62 : p. 139-149.

Steckler M. S. & Watts A. B. (1980) - The Gulf of Lion : subsidence of a young continental margin - Nature, 287 : p. 425-429.

Steckler M. S., Reynolds D. J., Coakley B. J., Swift B. A. & Jarrard R. (1993) - Modelling passive margin sequence stratigraphy - In Sequence stratigraphy and facies associations ; Posamentier H. W., Summerhayes C. P. *et al.* : Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol. 18 : p. 19-41.

Stow D. A. V., Faugeres J.-C. & Gonthier E. G. (1986) - Facies distribution and textural variations in Faro drift contourites : velocity fluctuation and drift growth - Marine Geology, 72 : p. 71-100.

Suanez S., Prosper Laget V. & Provansal M. (1997) - Variations relatives du niveau marin dans le delta du Rhône et à Marseille ; implications tectoniques et/ou climatiques - Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Serie II, Sciences de la Terre et des Planetes. 324 (8) : p. 639-646.

Suc J.-P. & Zagwijn W. H. (1983) - Plio-pleistocene correlations between the northern Mediterranean region and northwestern Europe according to recent biostratigraphic and paleoclimatic data - Boreas (12) : p. 153-166.

Suter J. R. & Berryhill H. L. J. (1985) - Late Quaternary shelf-margin deltas, Northwest Gulf of Mexico - Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 69 (1) : p. 77-91.

Swift D. J. P. & Thorne J. A. (1991) - Sedimentation on continental margins, I : a general model for shelf sedimentation - In Shelf sand and sandstone bodies : Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy ; Swift D. J. P., Oertel G. F. *et al.* : Blackwell, Oxford International Association of Sedimentologists Special Publication 14 : p. 3-31.

Sydow J. & Roberts H. H. (1994) - Stratigraphic framework of a late Pleistocene shelf-edge delta, northeast Gulf of Mexico - American Association of Petroleum Geologists Bulletin (78) : p. 1276-1312.

Sydow J. C. (1992) - The stratigraphic Framework of a Shelf Edge Delta, Northeast Gulf of Mexico - Master of Science (US), Louisiana State University, 134 p.

Syvitski J. P., Smith J. N., Calabrese E. A. & Boudreau B. P. (1988) - Basin sedimentation and the growth of prograding deltas - Journal of Geophysical Research, 93 (C6) : p. 6895-6908.

Syvitski J. P. M. & Alcott J. M. (1993) - GRAIN2 : Predictions of particle size seaward of the river mouths - Computers & Geosciences, 19 : p. 399-446.

Syvitski J. P. M. & Alcott J. M. (1995) - RIVER3 : Simulation of river discharge and sediment transport - Computers & Geosciences, 21 : p. 89-151.

T

Taborin (1992) - A propos du Quaternaire en Europe - Géochronique, 44 : p. 15.

Tauxe L., Opdyke N. D., Pasini G. & Elmi C. (1983) - Age of Plio-Pleistocene boundary in the Vrica section, southern Italy - Nature, 304 : p. 125-129.

Tesson M., Ravenne C. & Allen G. P. (1989) - Application des principes de l'analyse en stratigraphie séquentielle auxprismes de bas niveau marin sur la plate-forme rhodanienne - Strata, 5 : p. 55-57.

Tesson M., Ravenne C. & Allen G. P. (1990a) - Application des concepts de stratigraphie séquentielle à un profil sismique haute résolution transverse à la plate-forme rhôdanienne - Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 310 (II) : p. 565-570.

Tesson M., Gensous B., Allen G. P. & Ravenne C. (1990b) - Late Quaternary lowstand wedges on the Rhône Continental Shelf, France - Marine Geology, 91 : p. 325-332.

Tesson M., Allen G. P. & Ravenne C. (1993) - Late Pleistocene shelf-perched lowstand wedges on the Rhone continental shelf - In Sequence stratigraphy and facies associations ; Posamentier H. W., Summerhayes C. P. *et al.* : IAS Spec. Pub. 18, Blackwell Sci. Pub., Oxford : p. 183-196.

Tesson M., Gensous B. & Ravenne C. (1994) - Architecture of Pleistocene deposits of the Languedoc shelf (Gulf of Lions, France). Relations with glacio-eustatic cycles and stratigraphic implications - 15th IAS Regional Meeting, Ischia, p. 401-403.

Tesson M. & Allen G. (1995) - Contrôle tectonique et eustatique haute fréquence de l'architecture et de la stratigraphie de dépôts de plate-forme péricratonique. Exemple du Golfe du Lion (Méditerranée, France) et des dépôts quaternaires - Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 320 (série IIa) : p. 39-46.

Tesson M. (1996) - Contribution à la connaissance de l'organisation stratigraphique des dépôts d'une marge siliciclastique. Étude de la plate-forme continentale du Golfe du Lion - Hab. Dir. Rech., University of Perpignan.

Tesson M. & Gensous M. (1998a) - L'enregistrement des cycles climatiques et eustatiques quaternaires des marges récentes du bassin Nord-Méditerranéen - Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 326 : p. 121-127.

Tesson M., Gensous B., Naudin J.-J., Chaignon V. & Bresoli J. (1998b) - Carte morpho-bathymétrique de la plate-forme du Golfe du Lion : un outil pour la reconnaissance et l'analyse des modifications environnementales récentes - Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 327 : p. 541-547.

Tesson M., Posamentier H. & Gensous B. (2000) - Stratigraphic organisation of Late Pleistocene deposits of the western part of the Rhone shelf (Languedoc shelf) from high resolution seismic and core data - American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 84 p. 119-150.

Tetzlaff D. M. & Harbaugh J. W. (1989) - Simulating Clastic Sedimentation Van Nostrand Reinhold, New York, 202 p.

Thierstein H. R., Geitzenauer K. R. & Molfino B. (1977) - Global synchroneity of Late Quaternary cocolith datum levels : validation by oxygene isotopes - Geology, 5 : p. 400-404.

Thom R. (1991) - Prédire n'est pas expliquer - Champs, Flammarion, 189 p.

Thunnell R., Williams D., Tappa E., Rio D. & Raffi I. (1990) - Pliocene-Pleistocene stable isotope record for ocean drilling program site 653, Tyrrhenian basin : implications for the paleoenvironmental history of the mediterranean sea - In Proc. ODP, Sci. Results, 107 ; Kastens K. A., Mascle, J. *et al.* : Ocean Drilling Program, College Station, TX 107 : p. 387-399.

Tiedemann R., Sarnthein M. & Shakleton N.J. (1994) - Astronomic timescale for the Pliocene Atlantic delta O^{18} and dust flux records of Ocean Drilling Program Site 659. - Paleoceanography, 9 : p. 619-638.

Torres J., Bois C. & Burrus J. (1993a) - Initiation and evolution of the Valencia Trough (western Mediterranean) : constraints from deep seismic profiling and subsidence analysis - Tectonophysics, 228 : p. 57-80.

Torres J., Olivet J.-L., Droz L., Lericolais G. & Aloïsi J.-C. (1993b) - Les vallées fossiles du plateau continental du Golfe du Lion (Méditerranée Nord-Occidentale) - Relations avec les cycles glacio-eustatiques. - 4e Congrès français de sédimentologie, Lille, France, 339-340.

Torres J. (1995) - Analyse détaillée du transfert de sédiment du continent vers le bassin : le Quaternaire terminal au large du delta du Rhône (Méditerranée nord-occidentale) - Thèse de doctorat, Bretagne occidentale, 353 p.

Torres J., Savoye B. & Cochonat P. (1995b) - The effects of Late Quaternary sea-level changes on the Rhone slope sedimentation (northwestern Mediterranean), as indicated by seismic stratigraphy - Journal of Sedimentary Research, B65 (3) : p. 368-387.

Trabant (1984) - Applied high resolution geophysical methods D. Reidel, Dordrecht, 265 p.

Triat J. M. & Truc G. (1983) - Le rôle des failles N50 dans la sédimentation des temps méso et cénozoïques et dans l'évolution tectonique du bassin de Sud-Est (France) - Bulletin des Centres de Recherche, Exploration et Production de Elf Aquitaine, 7 (1) : p. 425-432.

Trincardi F. & Normak W. R. (1988) - Sediment waves on the Tiber prodelta slope : interaction of deltaic sedimentation and currents along shelf - Geo-Marine Letters, 8 : p. 149-157.

Tucker G. E. & Slingerland R. L. (1994) - Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments : a numerical modeling study - Journal of Geophysical Research, 99 : p. 12229-12243.

Turcotte D. L. & Schubert G. (1982) - Geodynamics, applications of continuum physics to geological problems John Wiley & sons, New York, 450 p.

U

Unterseh S. (1999) - Cartographie et caractérisation du fond marin par sondeur multifaisceaux - Doctorat, I.N.P.L., 234 p.

V

Vail P. (1977) - Seismic Stratigraphic and Global Changes of Sea Level - In Seismic Stratigraphy-Application to hydrocarbon exploration ; Payton C. E. : American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, U.S.A. : p. 49-205.

Vail P. R., Colin J.-P., Du Chene R. J., Kuchly, J., Mediavilla F. et Trifiliefe V. (1987) - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris - Bulletin de la Société Géologique de France, 8 (7) : p. 1301-1321.

Vail P. R., Audemard F., Bowman S. A., Eisner P. N. et Perez-Cruz C. (1991) - The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustacy and Sedimentology an Overview - In Cycles and Events in Stratigraphy ; *al.*, E. e. : Springer-Verlag, Berlin Heidelberg : p. 617-659.

Van Eysinga F. W. B. & Haq B. U. (1987) - Geological time table-4th edition. Elsevier Science Publishers, Amsterdam.

Van Eysinga F. W. B. & Haq B. U. (1998) - Geological time table-5th edition. Elsevier Science Publishers, Amsterdam.

Van Heijst M. W. I. M., Postma G. & Soria J. (1998) - Preliminary results of analogue modeling of fluvial response to sea level changes. - 15th international sedimentological congress, University of Alicante, 788 p.

Van Wagoner J.-C., Posamentier H. W., Mitchum R. M. J., Vail P. R., Sarg J.-F., Loutit T. S. & Hardenbol J. (1988) - An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions - In Sea-Level Changes an Integrated Approach ; Wilgus C. K., Hastings B. S. *et al.* : SEPM Spec. Pub. 42, Tulsa : p. 39-45.

Van Wagoner J. C., Mitchum R. M., Campion K. M. & Rahmanian V. D. (1990) - Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops : Concepts for high resolution correlation of time and facies American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series N°7, 55 p.

Vanney J. R. & Stanley D. J. (1983) - Shelfbreak physiography : an overview - In The shelfbreak : critical interface on continental margins ; Stanley D. J., Moore G. T. : SEPM Special Publication No. 33, Tulsa : p. 1-24.

Vergnaud-Grazzini C., Saliege J.-F., Urrutiager M. J. & Iannace A. (1990) - Oxygen and Carbone isotope Stratigraphy of ODP Hole 653A and site 654 : the Pliocene-Pleistocene glacial history recorded in the Tyrrhenian basin (West Mediterranean) - In Proc. ODP, Sci. Results, 107 ; Kastens K. A., Mascle J. *et al.* : Ocean Drilling Program, College Station, TX 107 : p. 361-386.

Von Grafenstein R., Zahn R., Tiedemann R. & Murat A. (1999) - Planktonic $\delta^{18}O$ records at Sites 976 and 977, Alboran Ssea : Stratigraphy, forcing, and paleoceanographic implications - In Proc. ODP, Sci. Results, 161 ; Zahn R., Comas M. C. *et al.* : Ocean Drilling Program, College Station, TX 161 : p. 469-479.

W

Walcott R. I. (1972) - Gravity, flexure, and growth of sedimentary basins at a continental edge - Geological Society of America Bulletin, 83 : p. 1845-1848.

Walker R. G. & Eyles C. H. (1988) - Geometry and facies of stacked shallow-marine sandier upward sequences dissected by erosion surface, Cardium Formation, Willesden Green, Alberta. - Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 72 (12) : p. 1469-1494.

Walker R. G. & Plint A. G. (1992) - Wave- and storm- dominated shallow marine systems - In Facies models - Response to sea level changes ; Walker R. G., James N. P. : Geological Association of Canada, St John : p. 219-238.

Walther J. (1894) - Einleitung in die geologie als Historische wissenschaft, - In Lithogenesis den Gengenwart : Fisher Verlag, jena : p. 535-1055.

Watts A. B. & Ryan W. B. F. (1976) - Flexure of the lithosphere and continental margin basins - Tectonophysics, 36 p. 25-44.

Watts A. B., Karner G. D. & Steckler M. S. (1982) - Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins - Phil. Trans. Royal Soc. London, 305A : p. 249-281.

Weller J. M. (1960) - Stratigraphic facies differentiation and nomenclature - Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 42 (3) : p. 609-639.

Wendebourg J. & Ulmer J. W. D. (1992) - Modelling compaction and isostatic compensation in SEDSIM for basin analysis and subsurface fluid flow - In Computer graphics in geology ; Pflug R., Harbaugh J. W. : Springer-Verlag, Berlin : p. 143-153.

Wernike B. (1985) - Uniform-sense normal simple shear of th econtinental lithosphere - Canadian Journal of Earth Sciences, 22 : p. 108-125.

Wheeler H. E. (1958) - Time stratigraphy - American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 42 : p. 1047-1063.

Wheeler H. E. (1964) - Baselevel, lithosphere surface, and time-stratigraphy - Geological Society of America Bulletin, 75 (7) : p. 599-609.

Williams D. F., Thunnell R., Tappa E., Rio D. & Raffi I. (1988) - Chronology of the Pleistocene exygen isotope records : 0-1,88 m.y. BP - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 64 : p. 221-240.

Wood L. J., Ethridge F. G. & Schumm S. A. (1993) - The effects of rate of base-level fluctuation on coastal plain, shelf and slope depositionnal systems : an experimental approach - In Sequence Stratigraphy and Facies Associations ; Posamentier H. W., Summerhayes C. P. *et al.* : IAS Spec. Pub. 18, Blackwell Sci. Pub., Oxford : p. 43-53.

Wood L. J., Ethridge F. G. & Schumm S. A. (1994) - An experimental study of the influence of subaqueous shelf angles on coastal plain and shelf deposits - In Siliciclastic Sequence Stratigraphy-Recent developments and applications ; Weimer P., Posamentier H. W. : American Association of Petroleum Geologists, Tulsa 58 : p. 381-391.

Z

Zagwijn W. H. (1992) - The beginning of ice age in Europe and its major subdivision - Quaternary Science Review, 11 : p. 583-591.

Liste des figures

Figure I-1 - Domaines morphologiques des marges continentales passives (modifié de Cojan et Renard, 1997).
Figure I-2 - Intéraction des énergies terrestres et répercussion sur le sédiment.
Figure I-3A - Élements de l'orbite terrestre actuelle (dessiné par B. Dennielou d'après Berger, 1988). a et b : axe de l'ellipse de l'orbite terrestre autour du soleil ; a/b = e : exentricité de l'ellipse ; e : obliquité ; w : longitude du péritétie (P) par rapport à l'equinoxe ; D : distance Terre-Soleil.
Figure I-3B - Évolution astronomique : cyclicités.
Figure I-4 - Variations d'insolation pendant le mois de juin au cours des derniers 600 Ka BP pour un point de l'hémisphère nord. Les minimas principaux sont mis en relation avec les principales périodes glaciaires (Milankovitch, 1941).
Figure I-5 - Essai de hiérarchisation des facteurs influant sur la sédimentation. La hiérarchisation est double :
1- Basée sur les sédiments, les facteurs de premier ordre sont le flux sédimentaire, la subsidence et l'eustatisme ;
2- Basée sur les forçages planétaires, les facteurs de premier ordre sont le climat et la tectonique.
Figure I-6 - Séquence sismique-77 et terminaison des réflexions.
A : Terminaison des réflexions sur une séquence de dépôts idéalisée (d'après Mitchum *et al.*, 1977b) ;
B : Relations entre les réflexions sismiques et les limites supérieures et inférieures de la séquence (d'après Mitchum *et al.*, 1977a). (Redessiné par Torres, 1995).
Figure I-7 - Coupe stratigraphique shématisée d'une séquence de dépôt. Les limites de la séquence sont définie par les surfaces A et B, lesquelles passent latéralement de surfaces de discontinuité avec troncature des strates sous-jacentes à des surfaces conformes. Les relations stratigraphiques montrées en haut, sont ici reportées comme coupe chronostratigraphique à l'échelle de temps arbitraire. (d'après Mitchum *et al.*, 1977b redessiné par Torres, 1995).
Figure I-8 - Facteurs contrôlant l'expression et l'enregistrement des séquences de dépôts.
Figure I-9 - Influence des vitesses de variation des paramètres sur lagéométrie et sur la disposition des corps sédimentaires. PHN : Prisme de haut niveau ; IT : Intervalle transgressif ; IC : Intervalle condensé ; PBP : Prisme de bordure de plate-forme ; PBN : Prisme de bas niveau ; CSM : Cône sous-marin ; LSI : Limite de séquence de type 1 ; LS2 : Limite de séquence de type 2 ; SBP : Surface basale de progradation associée à un intervalle condensé ; sbp : Surface basale de progadation associée à un cône sous-marin ; ST : Surface de transgression. (Vail *et al.*, 1987).
Figure I-10 - Architecture 2D d'une séquence de dépôt théorique en faciès détrique d'après Vail *et al.* (1977, 1987), redessiné par Lericolais (1997). ("Limace" de Vail).
Figure I-11 - Architecture 2D d'une unité génétique le long d'un profil de dépôt s'etendant du domaine marin dominé par les vagues à la plaine côtière (Homewood *et al.*, 1992).
Figure I-12 - Réponse stratigraphique en milieu marin à une variation cyclique périodique du niveau relatif de la mer : modèle ID de Cross (1988) (Guillocheau, 1991).
Figure I-13a - Réponse stratigraphique de variations cycliques à long et court terme du niveau marin relatif : surface remarquable - correspondance des découpages en cortèges de dépôts (Posamentier *et al.*, 1988) et en empilement vertical des unités génétiques (Cross, 1988). (Homewood *et al.*, 1992).
Figure I-13b - Motif d'empilement et de partitionnement des sédiments entre les domaines de shoreface et de plaine cortière d'après Cross (1988) modifié par Lafont (1994) et dans un système deltaïque d'après Galloway (1989) modifié par Lafont (1994).
Figure I-14 - Distorsion de l'expression stratigraphique de séquences par addition de deux ordres de variations cycliques, périodiques du niveau relatif de la mer (modifié de Guillocheau, 1991).
A : Addition de deux ordres de variations cycliques, périodiques du niveau relatif de la mer.
B : Distorsion de l'expression stratigraphie d'unités génétiques en environnements marins et continentaux (Guillocheau, 1995).
Figure I-15 - A : Schéma illustrant la réponse d'un *shoreface* à une chute du niveau marin relatif et sa remontée ultérienne. SCS : *Swaley cross stratification* ; HCS : *Humocky cross Stratigraphication* (Plint, 1988).
B : Séquence possible d'évènements à l'origine des corps sableux linéaires à base franche érosive des argiles.
B-1 : Correspond à A-2.
B-2 : La faible pente de la plate-forme induit des mouvements rapides et importants de la ligne de rivage en réponse à la chute du niveau marin. Quand la ligne de rivage se stabilise, les vagues creusent des dépôts de plate-forme sous-jacents (erosional *shoreface* profile).
B-3 : L'érosion a créé assez d'espace pour permettre à un "*sharp-based shoreface*" de prograder.
B-4 : La remontée du niveau marin relatif induit une troncature d'érosion du *shoreface* et des dépôts en amont (plaine cotière), supprimant toute trace de condition subaérienne. Une fine couche graveleuse se dépose au-dessus de la surface de transgression. Avec l'approfondissement, des argiles de plate-forme recouvrent les dépôts de *shoreface* (Plint, 1988).
Figure I-16 - Cercle de trajectoire de la ligne de rivage. Les flêches à l'extérieur du cercle indiquent les trajectoires les plus fréquentes. AFR : Régression forcée en accrétion ; NAFR : Régression forcée non-en-accrétion ; NR : Régression normale ; AT : Transgression en accrétion ; NAT : Transgression non-en-accrétion (Helland-Hansen, 1996).

Figure I-17 - Pour une trajectoire de la ligne de rivage donnée (trait plein), plusieurs combinaisons des gradients de la plaine alluviale et de la plate-forme sont possibles. AG : Gradient de la plaine alluviale ; SG : Gradient de la plate-forme (shelf) ; STG : gradient de la trajectoire de la ligne de rivage (shoreline trajectory gradient) ; 1- AG > STG : accumulation de dépôts alluviaux pendant la chute du niveau marin relatif ; 3- AG < STG : érosion fluviatile sans accomodation ; 4- SG < STG : diminution de profondeur des "pieds" de clinoformes au cours de la progradation ; 6- SG > STG : augmentation de profondeur des "pieds" de clinoformes au cours de la progradation (Helland-Hansen, 1996).
Figure I-18 - Géométrie du prisme sédimentaire d'une marge continentale passive. Les chiffres indiquent les positions successives des surfaces de dépôts. Le "Wave field" correspond à la zone soumise à l'action des vagues et permettant en moyenne le transport des sédiments pour un taux d'apport donné (Swift et Thorne, 1991).
Figure I-19 - Schéma illustrant la création d'*onlaps* apparents sur une paléomorphologie.
Figure I-20 - A : Coupe 2D verticale réalisée à partir des expériences en bassin (Paola, 2000). Transport de droite à gauche. Couleur claire : grain de quartz ; couleur foncée : charbon. L'évolution du niveau de base est représentée à gauche. SC : cycle lent (slow) ; RC : cycle rapide ; EQ : période d'équilibre.
La pension de la ligne de rivage est aussi représentée à gauche. B : Résultat de la même expérience (Paola, 2000). Evolution du niveau de base et de la ligne de rivage. En gras : évolution théorique de la ligne de rivage d'après Swenson *et al.* (*in* press).
Figure I-21 - Principes de la répartition des sédiments utilisés dans le modèle de Jervey (1988), dessin de Granjeon (1997).

Figure II-1 - Les mouvements Afrique/Europe et Ibérie/Europe depuis l'ouverture de l'Océan Alpin (Liguro-Piémontais) (Sioni, 1997).
Figure II-2 - Bathymétrie prédite à partir des données de gravimétrie satellitaires (Smith et Sandwell Science, vol. 277, 1997) et topographie du pourtour méditerranéen. La résolution de la bathymétrie prédite est de 2 mn x 2 mn ; celle de la topographie de 30 s x 30 s. Réalisation en collaboration avec D. Aslanian et J.-L. Olivet.
Figure II-3 - Bathymétrie prédite à partir des données de gravimétrie satellitaires (Smith et Sandwell Science, vol. 277, 1997) et topographie du pourtour méditerranéen. La résolution de la bathymétrie prédite est de 2 mn x 2 mn ; celle de la topographie de 30 s x 30 s. Réalisation en collaboration avec D. Aslanian et J.-L. Olivet.
Figure II-4 - Un modèle de fermeture du bassin occidental de la Méditerranée (J.-L. Olivet, 1996).
Cette reconstruction (d'après Gueguen, 1990, et Bentounssi, 1990) juxtapose le pied des pentes continentales (reconnu par sismique réflexion) et ajuste au mieux les formes continentales sur le modèle des reconstructions de l'Atlantique. Elle répresente théoriquement remarquable homologie des marges avant l'ouverture océanique présumée. La remarquable homologie des marges continentales met en évidence deux faits fondamenteux : premièrement, le problème de l'évolution de la Méditterranéen Occidentale peut se poser dans les mêmes termes que celui des bassins atlantiques ; deuxièmement, il ne paraît pas possible, dans ce cas au moins, de modéliser de façon cohérente un étirement simple des marges et des bassins, c'est-à-dire partout proportionnel à l'amincissement de la croûte continentale, celui-ci pouvaut varier du simple au double d'une transversale à l'autre comme le montrent les deux profils. Les profils sont répresentés en temps double, sur 10 s ; l'échelle verticale en kilomètre correspond à une vitesse de 6 km/s (vitesse moyenne approximative de la croûte continentale). Le substratum pré-tertiaire et la base de la croûte sont indiqués en trait gras, les sédiments en trait fin.
Origine des profils : A, ECORS golfe du Lion (de Voogt et al.*, 1991) ; A', MS40 (Finetti et Morelli, 1973) ; B, Profil Polymède I (Polymede I, 1972) ; B', Profil CROP Sardaigne (de Voogt* et al.*, 1991).*
Figure II-5 - Localisation des forages pétroliers (Ag : Agde ; Au : Autan ; Ca : Calmar ; Ci : Cicendèle ; Mi : Mistral ; Ra : Rascasse ; Si : Sirocco ; Tr : Tramontane des profils).
Figure II-6 - Profils ECORS - NW-SE (ECORS 1) et N-S (ECORS 3) (J.-L. Olivet, communication personnelle). La position des profils est indiquée sur la figure II-5. Les sédiments entre le socle et la surface messinienne sont d'âge Auittanien-Burdigalien-Tortonien. Les sédiments au-dessus de la surface messinienne sont d'âge Pliocène-Quaternaire.
Figure II-7 - Principaux domaines géotectoniques du Sud-Est de la France et localisation de la zone d'étude (de Guennoc *et al.*, 1994).1 : Volcanisme quaternaire ; 2 : Sédiments post-hercyniens ; 3 : Socle hercynien ; 4 : Zone des grands domes de sel ; 5 : Failles normales oligo-miocenes ; 6 : Chevauchements tertiaires ; 7 : Puits d'exploration offshore ; 8 : Profils sismiques ECORS (en rouge).
Figure II-8 - Évolution morphostructurales de la marge du Golfe du Lion (d'après Lefebvre, 1980).
Figure II-9 - Évolution morphostructurale de la marge du Golfe du Lion (d'après Lefebvre, 1980). Isopaque du Miocène.
Figure II-10 - Évolution morphostructurale de la marge du Golfe du Lion (d'après Lefebvre, 1980). Isobathes de la surface messinienne.
Figure II-11 - Évolution morphostructurale de la marge du Golfe du Lion (d'après Lefebvre, 1980). Isopaque du Plioquaternaire.
Figure II-12 - Cadre des isobathes (en kilomètres) du socle acoustique du Golfe du Lion (redessinée de Gorini, 1993 par Torres, 1995). Le cadre représente la zone étudiée dans cette thèse.

Figure II-13 - Stratigraphie générale sur la plate-forme et sur la pente continentale du Golfe du Lion du remplissage sédimentaire cénozoïque établie à partir de la corrélation entre puits de forage (modifiée légèrement de Gorini *et al.*, 1993, *in* Torres, 1995). La localisation des puits est indiquée sur la figure II-8.
Figure II-14 - Évolution de la subsidence observée le long de la marge Rhodanienne (Bessis, 1986). En haut : Coupe géologique interprétée, de la plate-forme jusqu'au bassin profond. La localisation de cette coupe est indiquée sur la figure II-8. W, eau ; PQ, Plio-Quaternaire ; MS, Messinien ; LM, Miocène inférieur. En bas : Courbes de subsidence totale et tectonique pour un certain nombre de puits fictifs représentatifs dont la position est indiquée sur la coupe géologique. La zone hachurée pour chaque courbe de subsidence correspond à la charge sédimentaire (redessinée par Torres, 1995).
Figure II-15 - Bathymétrie - Modifiée de S. Berné *et al.* (2001), par Rabineau et Aslanian.
Figure II-16 - Origine et trajectoire des masses d'air froides sur le nord du bassin méditerranéen (Fieux, 1972).
Figure II-17 - Roses annuelles des vents le long du Golfe du Lion (d'après Clique *et al.*, 1984, Greslou, 1984 *in* Jeftic *et al.,* 1992).
Figure II-18 - Circulation des masses d'eau en Méditerranée Occidentale (redessinée par Torres, 1995, d'après Millot, 1987).
A) Circulation de la couche superficielle d'origine atlantique ; B) Circulation de la couche intermédiaire ou en eau levantin intermédiaire ; C) Circulation de la couche homogène profonde.
Figure II-19 - Synthèse des courants dans le Golfe du Lion. Circulation générale (Courant Nord - CN) - Orientation des courants à la côte liés aux vents d'Est et d'Ouest (flèches rouges et vertes) - Transit littoral moyen. (D'après CSCF, 1984 ; COB, 1981 ; Suanez, 1997).
Figure II-20 - Effet des canyons sur les courants. Régime stationnaire d'écoulement au dessus d'un canyon (Chérubin, 2000). A) Le courant va d'Ouest en Est, il passe au dessus du canyon en décrivant la trajectoire représentée par la flèche. A l'entrée du canyon il plonge un peu (+ : mouvement cyclonique qui correspond à une plongée des eaux), au fond du canyon il remonte (- : mouvement anticyclonique qui correspond à une remontée des eaux « *upwelling* »), c'est le mouvement le plus marqué. Dans ce cas le gradien de pression est vers le large, en regardant la côte, le courant s'écoule vers la droite (à cause de la force de Coriolis). B) Cas inverse : le courant va d'Est en Ouest, le mouvement de plongée est le plus marqué. Dans ce cas le gradient de pression est vers la côte, le courant s'écoule vers la gauche. Uy : vitesse du courant en fonction de la latitude ; p : gradient de pression qui engendre le déplacement du courant.
Figure II-21 - Circulation dans le canyon du Grand-Rhône liée à l'interaction courant-canyon. A) Vue de dessus montrant la circulation cyclonique du courant liguro-provençal (en noir) et le courant secondaire anti-cyclonique (en gris). B) Section dans l'axe du canyon montrant l'allure du courant secondaire dans la partie supérieure du canyon et le courant de fond dans l'axe du canyon (flèche). En pointillés : morphologie de la pente ouverte adjacente. (Durrieu de Madron, 1992).
Figure II-22 - Vue schématique du Golfe du Lion mettant en évidence la circulation générale (NC, courant nord : noter la bifurcation de ce courant au niveau de la Provence avec une branche qui pénètre sur la plate-forme), les courants de turbidité (Tc), les vagues topographiques (Tw), la formation d'eau dense au large (Co) et sur la plate-forme (Cs-cascading on the shelf). Vents : Tr, Tramontane ; Mi : Mistral. Montagnes : Py, Pyrénées ; Al, Alpes ; Mc, Massif Central. Régions : Ro, Roussillon ; La, Languedoc ; Ca, Camargue ; Pr, Provence. (Millot, 1990).
Figure II-23 - Représentation schématique des phénomènes induits par les vents (Mi : Mistral ; Tr : Tramontane) : création de six zones d'« *upwelling* » (I-6), circulation horizontale de surface induite (flèches blanches), et circulation de fond (flèches fines). A droite, le schéma montre l'organisation découplée des courants oscillatoires dans la couche IA (au dessus de la thermocline Th) et dans la couche IB (sous Th), et les ondes internes Iw.
Noter que la circulation de fond est orientée vers le NE, en sens opposé mais d'amplitude comparable à la circulation générale. Sa vitesse moyenne est de 5 cm/s. Le transport résultant estimé à partir des mesures de courant est donc faible. La circulation horizontale de surface atteint 20 cm/s à 10 mètres de profondeur et à plus de 20 km du centre de l'« *upwelling* ». (Millot, 1990).
Figure II-24 - A) Distribution des houles par direction (trait pointillé) et par énergie (trait continu) montrant que les houles de Sud-Est sont moins nombreuses mais plus énergétiques : leur incidence sur le littoral (érosion et transport) est donc fondamentale (redessinée à partir de Greslou, 1984). B) Histogrammes des périodes de houles de Sète au Cap Couronne (données LNH). Les périodes de houle sont comprises entre 4 et 10 secondes (Greslou, 1984).
Figure II-25 - Bassins versants du Golfe du Lion. Même légende que la figure II-2. Noter la différence de taille entre le bassin versant rhodanien et le bassin versant des fleuves Pyrénéo-languedociens.
Figure II-26 - Diagramme de Hjulström (1939) et de Sundborg (1956) in Friedman et Sander's (1978) (modifié). Relation entre érosion, transport et dépôt en fonction de la vitesse du courant et de la taille des particules. L'intersection entre la courbe de traction minimale et la courbe de suspension minimale à $\phi = 2$ et V = 25 cm/s signifie que les particules inférieures a 250 µ seront toujours transportées en suspension par des courants dont la vitesse est supérieure à 25 cm/s.
Figure II-27 - A) Déformation des orbites de houle et des profils de vitesse à l'approche du rivage sous l'influence du fond : mouvement vers le rivage au fond et en surface, vers le large au centre de la colonne d'eau avant déferlement et mouvement vers le large au fond après déferlement. B) Courants liés à la houle près de la côte (d'après Shepard & Inman, 1950). C) Basculement du profil de plage entre l'été et l'hiver lié aux houles plus fortes. D) Courants induits par une houle oblique et transport littoral (Greslou, 1984 ; Clique *et al.*, 1984).
Figure II-28 - Comparaison de 2 types de profils bathymétriques réels du Golfe du Lion : compilation d'après des données bathymétriques et des descriptions sédimentologiques (Aloïsi, 1986 ; Bruzzi, 1998 ; les diagrammes en 3D sont empruntés à Lafont, 1994 ; RST : replat sableux à debordement de tempêtes ; PLB-PLH : Plage ; SHB : avant-plage ; OSP et OSD : offshore supérieur proximal et distal ; MGF : offshore inférieur ; BFP-BFD : front de delta proximal et distal.

Figure II-29 - Géométrie (A) et propriétés acoustiques (B) et microstructurales (C) du prisme sédimentaire épicontinental (P.S.E.) (Aloïsi, 1986).
A- Schéma du P.S.E. et coupe au sondeur de sédiment 3,5 kHz de l'unité rhodanienne actuelle.
1) Domaine proximal dominé par les apports chenalisés et les transits littoraux.
2) Lobe prodeltaïque (L.P.) à structures litées et bulbeuses (« Tables »).
3) Domaine distal à dominante pélitique.
4) Remobilisation des dépôts.
B- Structures acoustiques des trois domaines du P.S.E.
1) Réponse acoustique au sondeur 3,5 kHz du domaine sableux littoral montrant des remplissages de chenaux (R).
2) Réponse acoustique du même secteur, au sparker 1 000 J.
3) Stratification oblique d'échelle métrique et phénomène d'écran acoustique (« Tables ») du domaine prodeltaïque (3,5 kHz).
4) Faciès acoustiquement transparent du domaine distal (3) du P.S.E., reposant ici sur un faciès proximal à réponse acoustique de type 1.
C) Microstructures des dépôts prodeltaïques, observées au microscope optique (M.O.) et au microscope électronique (M.E.B.)
5 et 6 : alternances argilo-silteuses d'échelle centimétrique à millimétrique ;
7 : minéralisations sulfurées (pyrite : P) devéloppées ici dans un faciès bulleux.
Figure II-30A - Localisation des profils bathymétriques (relevés du PAM) (Bruzzi, 1998).
Figure II-30B - Profils bathymétriques côtiers de l'embouchure du Grand-Rhône à la flèche de la Gracieuse (données PAM transmises par C. Bruzzi - Localisation sur fig. II-32A) mettant en évidence la variabilité des profils. Noter l'allure particulièrement différente entre les profils de flèche littorale active (L, M, N) à pente raide (5 - 9 %), les profils d'embouchure active de prodelta (Roustan) à pente faible (0,2 - 0,3 %) puis forte (2 - 4 %), très variables dans le détails (barres littorales), et les profils de prodelta fossile (Pégoulier) à pente très faible (0,1 - 0,2 %), soumis à l'érosion par les vagues.
Figure II-31 - Relations entre les structures hydrologiques et hydosédimentaires dans les milieux stratifiés des mers sans marée. Schéma du système turbide multicouche au large du Delta du Rhône (d'après Aloïsi *et al.*, 1979 ; redessiné par Torres, 1995).
Figure II-32 - Classification stratigraphique de l'Ore Cénozoïque (Haq et Van Eysinga, 1987).
Figure II-33 - Enregistrements isotopiques de l'oxygène. Les deux graphes sont à la même échelle. Modifiée de Shipboard Scientific Party, ODP Init. Reports, vol. 161, 1996. A) Site 659 ODP dans l'Atlantique Nord (Tiedemann *et al.*, 1994). B) Site méditérranéen : compilation de plusieurs sites (Vrica, Singa, Rosselo) (Lourens, 1994). Les enregistrements montrent une augmentation des amplitudes entre 2,5 et 3 Ma interprétée comme liée au début des glaciations de l'hémisphère Nord. Noter que les amplitudes enregistrées en Méditérranée sont plus de deux fois supérieures à celles de l'Atlantique. Cette amplification du signal est interpretée comme liée à l'effet de concentration de cette mer quasi-fermée (échanges réduits avec l'océan ouvert et déficit hydrique lié à l'évaporation).
Figure II-34 - Classification paléoclimatique continentale pour le Plio-Quaternaire (Haq et Van Eysinga, 1987, redessinée par Torres, 1995). Les flèches indiquent les changements d'échelle verticale.
Figure II-35 - Compilation des corrélations des stades isotopiques aux glaciatations de l'échelle alpine selon plusieurs auteurs pour les derniers 800 ka. Noter les divergences entre les différentes interprétations. Les étages stratigraphiques sont indiqués en haut de la figure.
Figure II-36 - Compilation des corrélation entre les chronologies stratigraphie, isotopique, palynologique et glaciaire, pour les derniers 150 ka (Dernier cycle glaciaire/interglaciaire).
Figure II-37 - Reconstitutions des variations des précipitations annuelles et de la température moyenne pour les sites de la Grande Pile et des Echets. Les précipitations et la température sont exprimées en écarts par rapport aux valeurs actuelles (1 080 mm et 9,5 iC pour la Grande Pile et 800 mm et 11iC pour les Echets) (*in* Chapron, 1999).
Figure II-38 - Paléogéographie du bassin versant du Rhône pendant les glaciations du Würm et du Riss. Extension approximative des calottes glaciaires. En rouge : Limite du partage des eaux ; en tiretés : Limite de la calotte glaciaire au Riss ; en blanc, calotte glaciaire au Würm. Synthèse simplifiée établie d'après (Hantke, 1978 ; Van Husen, 1987, Grahmann, 1932) *in* Ehlers, 1996 ; (Campy, 1991 ; Montjuvent, 1978) *in* Chapron, 1999. Fond topographique et bathymétrique : même légende que la figure II-2.
Figure II-39 - A) Coupe géologique schématque à travers la marge du Golfe du Lion montrant la structure sédimentaire Plio-Quaternaire de l'éventail sous-marin du Rhône et les principaux systèmes de dépôts turbiditiques adjacents (modifiée de Droz, 1991 par Torres, 1993). B) Bloc diagramme simplifié mettant en évidence une organisation différente au Pliocène (1), avec de nombreux axes d'alimentation et au Quaternaire (2) avec un chenal principal.
Figure II-40 - Stratigraphie sismique de la plate-forme et de la pente continentale au large du Rhône (Redessinée par Torres, 1995, à partir de Droz, 1994).
Figure II-41 - Coupe schématique Ouest-Est du plateau continental du Roussillon, vers N42° 50' (Labeyrie *et al.*, 1976).
v : Affleurements rocheux ;
-o- : Graviers déposés durant régression P (- 33 000 ans BP) ;
-•- : Graviers déposés durant régression B (- 27 000 à 18 000 ans BP) ;
::: : Sables du large déposés vers 30 000 à 33 000 ans BP ;
+ : Sables du large déposés vers 18 000 à 16 000 ans BP ;
= : Vase grise déposée durant la régression A(- 33 000 à 27 000 ans BP) ;
II : Vase beige déposée durant la régression flandrienne C (- 18 000 à 5 000 ans BP).
Les flèches en trait plein indiquent les carottages effectués sur la coupe, celles en tiretés les carottages dans les zones voisines.

Figure II-42 - Courbe de variation du niveau de la mer sur la côte du Roussillon, comparaison avec la côte ouest africaine (Labeyrie *et al.*, 1976).
Plateau du Roussillon :
• : coquilles ;
O : lamellibranches à habit mal défini.
Plateau ouest africain :
o : algues ;
□ : corail ;
Δ : coquilles ;
x : tourbes.
Figure II-43 - Définition des réflecteurs sismiques quaternaires (Profil Boomer 300 Joules) (Got, 1973). La succession montre plusieurs niveaux séparés par des surfaces de discordance nettes, de base en haut de la série, Got distingue :
- Le Pliocène, séquence de réflecteurs inclinés ;
- La surface de discordance Plio-Quaternaire « G » ;
- Le Quaternaire ancien (al, a2 et a3) caractérisé par des pendages obliques ;
- La surface de discordance ondulée de la fin du Riss « J » ;
- Le Quaternaire récent (a4 et a5).
Figure II-44 - Profils simplifiés EW à travers la plate-forme du Roussillon et de la marge Ampurdan (Got, 1973, 1985).
Figure II-45 - Carte sédimentologique des sédiments de surface. P, prodelta. (Monaco, 1971 ; Got, 1973 ; Aloïsi, 1986 ; Got et Aloïsi, 1990).
Figure II-46 - A. Coupe synthétique montrant la série chrono-stratigraphique Quaternaire. Dans le Flandrien, la succession lithologique complète est représentée ; elle fait apparaître les différentes étapes du remplissage et les variations de faciès liées au secteur bathymétrique ou géographique considéré. (Aloïsi, 1975c). B. Lithoséquences de l'Holocène. Exemple du plateau continental face à Palavas. (Aloïsi, 1975c).
Figure II-47 - Courbe de remontée de la mer holocène dans le Golfe du Lion (Aloïsi, 1986).
Figure II-48 - Structures sédimentaires schématiques du Pléistocène sur la plate-forme continentale rhodanienne. (Aloïsi, 1986). A. Structure générale montrant le caractère cyclique des effets du glacio-eustatisme sur le remplissage sédimentaire quaternaire. B. Structures internes d'une séquence de dépôts interstadiaire constituée d'une succession d'unités prismatiques élémentaires (1, 2, 3..) dont les relations géométriques sont schématisées. Chaque unité montre les faciès prodeltaïques lités et les faciès distaux plus transparents du Prisme Sédimentaire Epicontinental.
Figure II-49 - Isopaques de la couverture meuble holocène (en mètres) et localisation des faciès prodeltaïques des différentes unités reconnues indiquant les sens de transfert des centres de dépôt (ordre chronologique : a, b, c, d, e) (Aloïsi, 1986).
Noter la relation entre l'unitée et les domaines littoraux identifiés par L'Homer (1981). R.P. Rhône Peccais ; R.F. Rhône de St-Ferréol et V.R. Vieux Rhône. On note aussi l'influence des têtes de canyons du Petit-Rhône et Grand-Rhône sur l'épaisseur de la couverture holocène (Aloïsi, 1986).
Figure II-50 - Localisation des épandages alluviaux Wurmiens au droit des principales sources d'apport. Intégrés à la cartographie en isopaques de la séquence wurmienne Sq. I, ils ne dépassent généralement pas 10 à 15 mètres d'épaisseur, sauf probablement dans l'aire d'influence des apports du Rhône würmien (Aloïsi, 1986).
Figure II-51 - Schéma d'édification d'une séquence de dépôt en régime régressif. La construction se fait en régime régressif par la mise en place de prismes sédimentaires épicontinentaux successifs (1, 2, 3..) dont les centres de dépôts sont affectés d'un transfert général longitudinal vers le large. Chaque unité est alimentée par les apprts directs d'une part et le matériel terrigène constitutif des parties superficielles érodées du prisme précédent d'autre part. Dans les aires fluviatiles, le mouvement régressif est accompagné du développement des épandages alluviaux (Aloïsi, 1986).
Figure II-52 - Schéma d'édification d'une marge progressive en mer sans marée au cours d'un cycle glacio-eustatique (Aloïsi, 1986).
Figure II-53 - Organisation séquentielle des dépôts quaternaires du plateau rhodanien (Aloïsi et Mougenot, 1989).
Figure II-54 - (a) Paraséquences transgressives majeures et complexes deltaïque de haut niveau sur la plate-forme continentale du Rhône. (b) Correlation avec la courbe du niveau marin eustatique post-glaciaire établit par Aloïsi *et al.* (1978). (c) Relation chronostratigraphiques.
Figure II-55 - Coupes temps interprétées sur la plate-forme continentale du Golfe du Lion (Tesson *et al.*, 1993). a-f : Prismes de bas niveau-perché. La localisation des profils est indiquée sur la figure II-8. Datations publiées par L'Homer *et al.* (1981), El Hmaidi (1993) et Gensous *et al.* (1993a, 1993b). (Redessiné par Torres, 1995).
Figure II-56 - Section schématique des dépôts fini-pléistocène sur la plate-forme languedocienne montrant les principales discontinuités (1-6) et les unitéd sismiques identifiées par Tesson (2000). RPU : Unité progradante (a-f) ; pIU : Unité intercalée proximale ; dUI : Unité intercalée distale (a', b', c', d', e', f') (Tesson *et al.*, 2000).
Figure II-57 - Schéma interprétatif montrant les relations spatiales et temporelles au sein d'une séquence sur la plate-forme languedocienne d'après Tesson *et al.*, 2000. La séquence est limitée à la base par une limite de séquence d'ordre N. L'UPR est interprétée comme un dépôt de régression forcée surmontée par des limites amalgamées d'ordre N+1. L'UI est interprétée comme un dépôt transgressif. (Tesson *et al.*, 2000).
Figure II-58 - Organisation d'une unité sismique complète plate-forme—pente ouverte de la marge rhodanienne d'après Torres, 1995. Basé sur l'unité sismique B reconnue par l'auteur.
Figure II-59 - Interprétration proposée par J. Torres relation entre les unités observées sur la pente et les variations du niveau marin relatif. Corrélation avec les stades isotopiques (Torres, 1995).
Figure II-60 - Domaines morphostructuraux de l'éventail sous-marin profond du Rhône et modèle théorique de croissance (Droz, 1983).

Figure III-1 - Campagnes et profils géophysiques (figure de Baztan et Rabineau). Voir le plan de position détaillé de la zone avec le nom des profils en annexe G.
Figure III-2 - Carte bathymétrique de la zone d'étude (modifiée en collaboration avec D. Aslanian à partir de Berné *et al.*, sous presse.
A1, A2 : Têtes du canyon de l'Aude ; H1, H2, H3, H4 : Têtes du canyon de l'Hérault (nomenclature d'après Berné, Loubrieu *et al.*, 1999). A, B, C : Zones morphologiques de la plate-forme. A : Plate-forme interne, pente régulière (0,3 %) ; B : Plate-forme moyenne, pente très faible à relief rugueux ; C : Plate-forme externe, ressaut topographique et incision par les têtes de canyons.

Figure III-3 - Profils en long du canyon de l'Aude A2. Trois profils sont représentés : le fond du chenal de surcreusement, le flanc NE et le flanc SO du canyon. P : Pente du chenal de surcreusement (Baztan *et al.*, *en* prep.).
Figure III-4 - Les différentes sismiques : résolution, pénétration et fréquence. (H. Nouzé, 1999).
Figure III-5 - Synoptique d'acquisition de la sismique très haute résolution (H. Nouzé, 1998).
Figure III-6 - Séquence initiale.
Figure III-7 - Séquence finale.
Figure III-8 - Profils brut - Séquence de traitement - Profil traité.
Figure III-9 - Reconnaissance des unités sismiques à partir des terminaisons latérales des réflexions et des faciès sismiques sur le profil 1049 de la zone d'étude.
Figure III-10 - Pointé numérique des horizons à l'écran dans Sithere et affichage des croisements (avec la collaboration M. Olagnon et E. Le Drezen).
Figure III-11 - Contrôle des croissements du pointé de la surface D30. Les valeurs correspondent à l'écart (en milliseconde) entre deux pointés au même point.
Figure III-12 - Variogrammes expérimentaux.
Figure III-13 - Variogrammes modélisés.
Figure III-14 - Domaine estimable par interpolation (en noir et blanc). En grisé : Nombre de données insuffisant pour réaliser l'interpolation. Le cercle, centré sur le point à estimer, représente la zone de recherche des points informés - voisinage - Le rayon est ici de 2 600 m.
Figure III-15 - Carte isohypse (temps-mstd) interpolée (kirgée) de la surface D30.
Figure III-16 - Carte des valeurs de l'Ecart-type.
Figure III-17 - Carte isohypse (temps-mstd) de la surface D30 interpolée (kirgée) et validée.
Figure III-18 - Visualisation en trois dimensions de la surface (à l'aide du logiciel Geosec3D).
Figure III-19 - Localisation des profils de la zone d'étude détaillée. Campagnes : Escomed (en noir) ; Basar1 (en rouge) ; Basar2 (en vert) ; Calmar (en bleu foncé) ; Basar3 (en bleu clair) ; Smavh (en rose).
Figure III-19bis - Identification des prismes PI (clinoformes à pendages faibles en bleu). PII (Clinoformes à pendages élevés en orange) sur le profil 1046 (voir position en Annexe G).
Figure III-20 - Section du profil sismique P-1046 Sparker très haute résolution. (A) profil non interprété. (B) profil interprété montrant des clinoformes sigmoïdaux et à pente élevée (c.p.e.) au sein des unités U150, U110 et U80. Des carottes échantillonnent le sommet de l'unité U150 ont permis de caractériser une lithologie de sables moyens à grossiers. (Les conversions temps-profondeur sont calculées en considérant une vitesse de 1 500 $m.s^{-1}$ dans les sédiments). (d'après Rabineau *et al.,* 1998) (voir position du profil en Annexe G).
Figure III-21A - Interprétation de la carte isohypse temps double : principaux traits morphologiques de la surface D30 (voir la carte isohypse originale en Annexe C).
Figure III-21B - Interprétation de la carte isohypse temps double : principaux traits morphologiques de la surface D40 (voir la carte isohypse originale en Annexe C).
Figure III-22A - Carte isopaque temps double simplifiée et faciès sismiques des unités U60 + U65.
Figure III-22B - Carte isopaque temps double simplifiée et faciès sismiques des unités U75 + U80.
Figure III-23 - **Section du profil sismique P-1054 Sparker très haute résolution.** (A) profil non interprété, (B) profil interprété, montrant des clinoformes sigmoïdaux et à pente élevée (*c.p.e.*) au sein de l'unité 130. On notera également dans l'unité 130, le passage de clinoformes et à pente élevée (*c.p.e.*), à des clinoformes et à pente faible (*c.p.fa.*).
(Les conversions temps-profondeur sont calculées en considérant une vitesse de 1 500 $m.s^{-1}$ dans l'eau et 1 600 $m.s^{-1}$ dans les sédiments). (Modifié de Rabineau *et al.*, 1998) (voir position du profil en Annexe G).
Figure III-24 - Section du profil sismique P-1032 Sparker très haute résolution. (A) profil non interprété, (B) profil interprété, montrant la préservation de l'unité U65 et l'existence de sables cimentés préservés de l'érosion au sommet de l'unité 150. Noter le remplissage de la tête du canyon de l'Aude par cette unité. (Les conversions temps-profondeur sont calculées en considérant une vitesse de 1 500 $m.s^{-1}$ dans l'eau et 1 600 $m.s^{-1}$ dans les sédiments). (d'après Rabineau *et al.,* 1998) (voir position du profil en Annexe G).
Figure III-25A - Interprétation de la carte isohypse temps double : principaux traits morphologiques de la surface U75 Toit (voir la carte isohypse originale en Annexe C).
Figure III-25B - Interprétation de la carte isohypse temps double : principaux traits morphologiques de la surface D50 (voir la carte isohypse originale en Annexe C).

Figure III-26A - Carte isopaque temps double simplifiée et faciès sismiques des unités U75 + U78 (voir la carte isohypse originale en Annexe C).
Figure III-26B - Carte isopaque temps double simplifiée et faciès sismiques de l'unité U80 (voir la carte isopaque originale en Annexe C).
Figure III-27 - Sections perpendiculaires P-1042. Sparker très haute résolution montrant l'architecture de l'unité U80 (voir position des profils en Annexe G).
Figure III-28A - Interprétation de la carte isohypse temps double : principaux traits morphologiques de la surface U85 Toit (voir isopaque original en Annexe C).
Figure III-28B - Interprétation de la carte isohypse temps double : principaux traits morphologiques de la surface U90 Toit (voir isopaque original en Annexe C).
Figure III-29A - Carte isopaque temps double simplifiée et faciès sismiques de l'unités U85 (voir isopaque original en Annexe C).
Figure III-29B - Carte isopaque temps double simplifiée et faciès sismiques de l'unités U90 (voir isopaque original en Annexe C).
Figure III-30 - **Profil sismique Sparker P_1103 très haute résolution. A) Profil non interprété, B) Profil interprété.** Ce profil est situé presque exactement sur le méridien E3° 50', il couvre la plate-forme interne, moyenne et externe. Sa partie nord se trouve à moins de 9 km de la côte à hauteur de Sète. Noter la différenciation entre le complexe inférieur des prismes ouverts vers le large se biseautant vers 90 m, ainsi que le complexe supérieur sur la plate-forme interne avec son cortège transgressif et de haut niveau marin. (Les conversions temps-profondeur sont calculées en considérant une vitesse de 1 600 $m.s^{-1}$ dans les sédiments). (voir position du profil en Annexe G).
Figure III-31A - Interprétation de la carte isohypse temps double : principaux traits morphologiques de la surface U95 Toit (voir isopaque original en Annexe C).
Figure III-31B - Interprétation de la carte isohypse temps double : principaux traits morphologiques de la surface U100 Toit (voir isopaque original en Annexe C).
Figure III-32A - Carte isopaque temps double simplifiée et faciès sismiques de l'unité U95 (voir isopaque originale en Annexe C).
Figure III-32B - Carte isopaque temps double simplifiée et faciès sismiques de l'unité U100 (voir isopaque originale en Annexe C).
Figure III-33 - Interprétation de la carte isohypse temps double : principaux traits morphologiques de la surface U100 Toit (voir isopaque originale en Annexe C).
Figure III-34 - Carte isopaque temps double simplifiée et faciès sismiques de l'unité U110 (voir isopaqe originale en Annexe C).
Figure III-35 - Carte isopaque temps double simplifiée et faciès sismiques de l'unité U130 (voir carte originale en Annexe C).
Figure III-36 - Détail des profils sismiques P_1027 et P_1048 perpendiculaires. Ces profils montrent l'allure de l'unité U140 qui incise profondément les unités sous-jacentes (jusqu'à U78) ; Le remplissage d'incision est caractérisé par un faciès chaotique (*cao*) à progradants avec des clinoformes à forte pente (*c.p.e.*). (Les conversions temps-profondeur sont calculées en considérant une vitesse de 1 500 $m.s^{-1}$ dans l'eau et 1 600 $m.s^{-1}$ dans les sédiments). (D'après Rabineau *et al.*, 1998) Voir position des profils en Annexe G.
Figure III-37A - Interprétation de la carte isohypse temps double : principaux traits morphologiques de la surface U140 Base (Voir carte original en Annexe C).
Figure III-37B - Interprétation de la carte isohypse temps double : principaux traits morphologiques de la surface U140 Toit (Voir carte original en Annexe C).
Figure III-38 - Carte isopaque temps double simplifiée et faciès sismiques de l'unité U140 (voir carte original en Annexe C).
Figure III-39 - **Section du profil sismique P_1059 Sparker très haute résolution. A) Profil non interprété, B) Profil interprété**, montrant les unités les plus superficielles : U150s à clinoformes à pente élevée (*c.p.e.*) et U155 qui montre une morphologie dunaire. (Les conversions temps-profondeur sont calculées en considérant une vitesse de 1 500 $m.s^{-1}$ dans l'eau et 1 600 $m.s^{-1}$ dans les sédiments). (Rabineau *et al.*, 1998), voir position du profil en Annexe G.
Figure III-40A - Interprétation de la carte isohypse temps double : principaux traits morphologiques de la surface U147 Toit (voir carte en Annexe C).
Figure III-40B - Interprétation de la carte isohypse temps double : principaux traits morphologiques de la surface au fond (voir carte en Annexe C).
Figure III-41 - **Section du profil sismique P-1021 Sparker très haute résolution**, A) Profil non interprété, B) Profil interprété, montrant des clinoformes à pente élevée (unité U150s - *c.p.e.*) et à pente faible (unité U150 m - *c.p.fa.*). Les carottes de surface ont permis de déterminer la nature lithologique des unités U150 s et U150 m (respectivement sable et silt). L'unité U100 m présente un faciès sismique particulier dit « à vagues migrantes » (Vm). On notera également la présence d'une tête de canyon fossile en dessous de l'unité U60. (Les conversions temps-profondeur sont calculées en considérant une vitesse de 1 500 $m.s^{-1}$ dans l'eau et 1 600 $m.s^{-1}$ dans les sédiments). (Rabineau *et al.*, 1998), voir position du profil en Annexe C.

Figure III-42 - Carte isopaque temps double simplifiée et faciès sismiques de l'unité U150 (voir carte originale en Annexe C).
Figure III-43 - **Section du profil sismique P-1022 Sparker très haute résolution**, A) Profil non interprété, B) Profil interprété, localisé au Nord de la tête du canyon de l'Aude montrant le canyon qui incise un grand nombre de dépôts antérieurs, et qui est ensuite comblé par l'unité U150. On remarquera également, la présence d'anciennes têtes de canyons sous les unités U50 et U147. (Les conversions temps-profondeur sont calculées en considérant une vitesse de 1 500 $m.s^{-1}$ dans l'eau et 1 600 $m.s^{-1}$ dans les sédiments). (Rabineau *et al.*, 1998) (Voir position du profil en Annexe G).
Figure III-44 - Ecorché du fond. Unités et sous-unités affleurantes : U147 (en vert) ; U150s-1 (en bleu clair) ; U150s-2 et U150s-3 (en orange) ; U155 (en jaune) et unités sub-affleurantes U90 (en bleu foncé) ; U95 (en marron) ; U140 (en violet).

Figure IV-1 - Localisation des carottes.
Figure IV-2 - Positionnement des carottes sur un schéma synthétique amont-aval. La longueur des carottes est indiquée en métre entre parenthèses. Les carottes est projetée sur ce profil : klu142, klu141b, KS08, par exemple, ne sont pas localisées au même point mais échantillonnent la même unité.
Figure IV-3 - Position et longueur des carottes Clvk20, 93C7, Clvk16, 93C9b, Clvk16, 93C3b et 93C4 sur le profil 1047 (et 1046) (Sparker et 2,5 kHz). La longueur représentée correspond à la longueur réelle en considérant une vitesse dans les sédiments de 1 600 m/s.
Figure IV-4 - Colonne lithologique de la Carotte 93C9 (profondeur d'eau 96 m) montrant un faciès de sable fin à moyen gris-olive riche en débris coquillers. Noter le niveau très coquiller vers 150 cm.
Figure IV-5 - Colonne lithologique, mesures granulométriques et mesures physiques sur la carotte CLK20 montrant un faciès de sable fin moyen, de silt et d'argile (*Cf.* planche en annexe, photo, RX, description.. et texte pour plus de détails).
Figure IV-6 - Position et longueur de la Carotte CLKS08 (93C12) sur le profil 1017 (Sparker et 2,5 kHz). La longueur représentée correspond à la longueur réelle en considérant une vitesse dans les sédiments de 1 600 m/s.
Figure IV-7 - Colonne lithologique de la Carotte CLKS08 (93C12) (profondeur d'eau 130 m) montrant un faciès globalement argileux avec des alternances de silts et de sables sous forme de lits millimétriques. Les derniers 15 cm au sommet de la carotte sont constitués de sables fins. (cf. planches en annexe, photos, granulométrie, RX, mesures physiques.. et texte pour plus de détail).
Figure IV-8 - Position et longueur de la carotte CLKS11 sur le profil P-1036 (Sparker) et cal99-69 (2,5 kHz). La longueur représentée correspond à la longueur réelle en considérant une vitesse dans les sédiments de 1 600 m/s.
Figure IV-9 - Colonne lithologique de la Carotte CLKS11 (profondeur d'eau 157 m) montrant un faciès argileux monotone sur 7 m hormis les dix derniers centimètres au sommet de la carotte qui sont constitués de sable fin. (*Cf.* planches en annexe, photos, granulométrie, RX, mesures physiques.. et texte pour plus de détail).
Figure IV-10 - Position et longueur de la Carotte 92K19 (Clvk21) sur le profil 1103 (Sparker). La longueur représentée correspond à la longueur réelle en considérant une vitesse dans les sédiments de 1 600 m/s.
Figure IV-11 - Colonne lithologique de la Carotte CLKS21 (profondeur d'eau 94 m) réalisée au voisinage de 92K19. La carotte montre un faciès argileux. La photo met en évidence le changement de couleur très net entre la vase superficielle (10 cm) beige (qui correspond à l'Holocène) et les vases sous jacentes grises compactes. (*Cf.* analyse palynogique de 92K19 (Acherki, 1997) et texte pour plus de détail).
Figure IV-12 - Ostracodes prélevés à 172 - 175 cm au sein de la Carotte CLVK20 (profondeur d'eau 95 m) sur lesquels a été réalisé une datation (*Cf.* tableau IV-3) ; les spécimens sont bien préservés et témoignent d'une faune méditerranéenne infralittorale phytale à 80 % et de plate-forme externe à 20 % (Peypouquet, com. pers.) (*Cf.* texte pour plus de détail).
Figure IV-13 - Corrélation entre les diagrammes polliniques et les colonnes stratigraphiques des carottes 93C12 (CLks08) et CLK11, corrélations climatiques et chronologique des deux carottes (données palynologiques : Acherki, 1997 ; Courtois, 1999 ; transmises par J.-P. Suc).
Figure IV-14 - Corrélation chronologiques entre les diagrammes polliniques (Pinus exclus) des carottes 92K19, CLKS08 et CLKS11 (interprétation d'après Acherki, 1997 ; Courtois, 1999 ; données transmises par J.-P. Suc).
Figure IV-15 - Position de la drague CLDR01 sur le profil P-1005 (Sparker et 2,5 kHz) qui échantillonne les *Pierres de Sète*. Les *Pierres de Sète* forment un relief de plus 22 m au-dessus du fond marin environnant. La photo montre le faciès grèseux des *Pierres de Sète*.
Figure IV-16 - Combinaison des interprétations chronologiques et climato-stratigraphiques obtenues sur la carotte 93C12. Corrélation avec la courbe de variations du niveau marin. Trame grise : période de temps enregistrée par la carotte.
Figure IV-17 - Combinaison des interprétations chronologiques et climato-stratigraphiques obtenues sur la carotte CLKS11. Corrélation avec la courbe de variations du niveau marin. Trame grise : période de temps enregistrée par la carotte.
Figure IV-18 - Combinaison des interprétations chronologiques et climato-stratigraphiques obtenues sur la carotte C9bis. Corrélation avec la courbe de variations du niveau marin. Trame grise : période de temps enregistrée par la carotte.

Figure IV-19 - Combinaison des interprétations chronologiques et climato-stratigraphiques obtenues sur la carotte CLVK20. Corrélation avec la courbe de variations du niveau marin. Trame grise : période de temps enregistrée par la carotte.
Figure IV-20 - Combinaison des interprétations chronologiques et climato-stratigraphiques obtenues sur la carotte 92K19. Corrélation avec la courbe de variations du niveau marin. Trame grise : période de temps enregistrée par la carotte.

Figure V-1 - Profil synthétique (basé sur 1049) montrant les caractéristiques géométriques et environnementales des unités subaffleurantes U147, U150 et U155.
Figure V-2 - Corrélation des unités U147, U150 et U155 avec la courbe de variations du niveau marin. En trait plein : portion d'unité directement prélevée ; en Tiretés : extrapolation. t0 et t3 correspondent au temps indiqué sur les figures V-4 et V-5 ; t0 : début du stade 3 ; t1 : fin du stade 3 et début du stade 2 ; t2 : fin du stade 2 ; t3 : stade 1 (actuel).
Figure V-3 - Allure des clinoformes du prisme PII (U150s) dessinés sur le profil 1049. Caractéristiques des points d'inflexions.
Figure V-4 - Paléogéographie au début et à la fin du stade 3 (t0 et t1) (vers 25 ka) pendant la chute du niveau marin (regression forcée) entre les dépôts de U147 et ceux de U150. Le mouvement de la ligne de rivage est rapide entre t0 et t1, la zone comprise entre les deux positions de la ligne de rivage est soumise à une érosion subaérienne. Une fine couche de sédiments prodeltaïque est néanmoins préservée (U147 "amont"). Noter l'axe d'érosion prolongeant le canyon de l'Aude A2 qui érode complètement l'unité U147 et partiellement les unités plus anciennes. L'axe d'érosion se connecte vraissemblablement à un système fluviatile dont les traces d'érosion sont visibles sur la bathymétrie. L'unité U147 ne peut être suivie de l'amont à l'aval que dans la partie NE de la zone. t0 correspond au début du stade isotopique 3 ; t1 correspond à la fin du stade isotopique 3 (début du stade 2) (*Cf.* figure V-2).
Figure V-5 - Paléogéographie au début du stade 2 (t1) et autour du dernier maximum glaciaire (t2) (dépôt de l'unité U150). Les lignes de rivages sont réprésentées ; l'une à t1 (vers 25 ka), l'autre à t2 (vers 18 ka) à ce moment la ligne de rivage se situe au niveau des canyons qui influent fortement des dépôts. Le fonctionnement des canyons est variable dans le temps et l'espace. Les canyons de l'Aude (A2) et de l'Hérault (H1) voient leur tête largement comblée. Une érosion active et tardive (en début de remontée) surcreuse les dépôts du DMG (Dernier Maximum Glaciaire) (entaille de surcreusement) au sein des canyons A2, H2 et H3, H1 par contre ne présente pas de surcreusement. L'interfluve est soumise à une sédimentation prodeltaïque continue.
Les dépôts en amont de la ligne de rivage sont soumis à l'érosion subaérienne qui se marque par des incisions qui se connectent aux canyons (à l'Ouest de A2 par exemple) : ailleurs l'érosion est plus diffuse et moins intense et se concentre en couloirs.
Figure V-6 - Motif élémentaire de dépôt : un cycle régressif - transgressif.
Figure V-7 (a, b et c) - Reconstitution des dépôts au cours du dernier cycle glacioeustatique. a) stade 6 (bas niveau marin) (effet de subsidence corrigé) ; b) stade 5 (haut niveau marin) et c) début de chute du niveau marin.
Figure V-7 (d, e) - Reconstitution des dépôts au cours du dernier cycle glacioeustatique. d) stade 3 chute du niveau marin ; e) fin du stade 3 et début de stade 2 (chute du niveau marin).
Figure V-7 (f, g, h, i) - Reconstitution des dépôts au cours du dernier cycle glacioeustatique.
f) stade 2, bas niveau marin) ; b) stade 1, début de remontée du niveau marin ; h) stade 1, fin de remontée du niveau marin et i) actuel, haut niveau marin.
Figure V-8 - Identification des prismes PI (bleu) - PIII (jaune).
Figure V-9 - Interpétition du profil 1016-1036. Identification des discontinuités supérieures. Les prismes PII sont coloriés en orange. Noter la polongation dans discotinuités sur la pente continental au niveau de interfleuve Aude/Hérault. (Position du profil sur le plan de position en Annexe G). (Le profil est présenté en grand en Annexe B).
Figure V-10 - Cartographie en plan des limites de progradation maximales des prismes PII associés aux séquences S1 à S5. Ces limites représentent une bonne approximation de la position de la ligne de rivage au maximum de bas niveau des séquences successives. On notera la nécessité de l'analyse en trois dimensions des séquences (la totalité des prismes n'étant pas visible sur un seul profil sismique). t1 à t5 correspondent à l'âge des bas niveaux des séquences S1 à S5.
Figure V-11 - Architecture des unités U85 à U140 selon la direction WE. Les distances sont mesurées par rapport à la côte. Les prismes PII sont en gris.
Figure V-12 - Regroupement des sous-unités synchrones.
Figure V-13 - Architecture des séquences de dépôts S1 à S5. Les distances sont mesurées par rapport à la côte. PI = prisme de type 1, PII = prisme de type 2 (en grisé).
Figure V-14 - Les trois séquences supérieures S3, S4, S5. Chacune des séquences est constituée du motif élémentaire PI (couleur foncée - milieu prodeltaïque à marin ouvert) et PII (couleur claire - littoral).
Figure V-15 - Cycles dissymétriques.
Figure V-16 - Différentes possibilités de superposition des cyclicité, en fonction du dephasage des cycles d'ordres différents.

Figure V-17 - Cartographie des flancs raides des canyons correspondant aux incisions successives. Entre D30 et l'actuel les incisions se décalent vers le large ce qui traduit le remplissage progressif des canyons (en particulier des canyons A2 et H1) et la progradation générale de la marge.

Figure VI-1 - Le principe du flux d'eau utilisé dans le modèle DIONISOS (d'après Granjeon, 1995).
Figure VI-2 - Problème de résolution lié à la maille de simulation. La signification des figures est indiquée sur la figure. L'allure du profil entre les mailles de simulation ne peut pas être restituée si m > Vpxt et représente donc un artéfact d'interpolation.
Figure VI-3 - Problème de bourrage en l'absence de flux sortant : le flux de sédiment dépasse l'espace disponible : les sédiments de plaine côtière s'empilent verticalement.
Figure VI-4 - Évolution des cœfficients de diffusion en fonction de la profondeur.
A) Cœfficient liés au système fluviatile (en domaine continental le cœfficient est considéré comme constant de même qu'en milieu marin mais avec des valeurs distinctes). Le cœfficient « fluvial marin » quantifie l'influence du système fluvial en milieu marin (cette influence est limitée à une certaine distance par rapport à l'embouchure).
B) Cœfficient lié aux vagues. Au niveau de rivage le cœfficient est faible (les sédiments ont tendance à s'accumuler) ; le cœfficient augmente ensuite exponentiellement avec la profondeur (les vagues dispersent le sédiment).
C) Cœfficient total en milieu marin ; le cœfficient correspond à la somme du cœfficient « fluvial » et du cœfficient lié aux vagues.
Figure VI-5 - Sensibilité du profil de dépôt aux variations des cœfficients de diffusion en milieu marin. Le niveau marin est constant, la morphologie initiale est une droite de pente de 0,5 m/km sous une tranche d'eau de 50 m. La subsidence est nulle.
Entre A) et B) les cœfficients de diffusion en milieu marin sont multipliés par deux tandis que l'ensemble des autres variables sont identiques (en particulier le flux Qsed et la décroissance de l'effet des vagues).
Le profil de dépôt B) montre des pentes de dépôt plus faibles qu'en A) : le profil est plus plat, les tœsets-bottomsets sont plus développés et la ligue de rivage prograde moins vite qu'en A).
Figure VI-6 - Sensibilité du profil de dépôt au cœfficient de décroissance des vagues. Le niveau marin est constant ; la morphologie initiale est une droite de pente de 0,5 m/km sous une tranche d'eau d'environ 50 m. La subsidence est nulle. La maille de simulation est de 0,5 km. (Le profil B) est le même que le profil B) de la figure VI-13). Entre A) et B) les cœfficients de décroissance des vagues est divisé par deux tandis que l'ensemble des autres variables sont identiques (en particulier le flux Qsed). Le profil de dépôt B) montre des pentes de dépôt qui s'atténuent plus rapidement qu'en A) : le profil s'aplatit plus rapidement, les tœsets-bottomsets sont plus développés et la ligue de rivage prograde moins vite qu'en A).
Figure VI-7 - Sensibilité du profil de dépôt à la profondeur d'eau initiale. Le niveau marin est constant ; la morphologie initiale est une droite de pente de 0,5 m/km. La subsidence est nulle. La maille de simulation est de 1 km. A) La profondeur d'eau est environ 100 m et B) La profondeur d'eau est d'environ 50 m. Les autres variables sont identiques (en particulier le flux Qsed, les cœfficients de diffusion et de décroissance). Le profil de dépôt B) montre des pentes de dépôt qui s'atténuent plus rapidement qu'en A) : le profil s'aplatit plus rapidement, les pieds de clinoformes (tœsets-bottomsets) sont beaucoup plus développés en A).par contre la ligue de rivage prograde beaucoup plus vite en B).
Figure VI-8 - Sensibilité du profil de dépôt au flux de sédiments. Le niveau marin est constant ; la morphologie initiale est une droite de pente de 0,5 m/km. La subsidence est nulle. La maille de simulation est de 1 km. La profondeur d'eau est environ 80 m. Les autres variables sont identiques (les cœfficients de diffusion et de décroissance, d'altération). A) Le flux de sédiments est constant et égal à 15 km^2/ka. B) Le flux de sédiments est égal à 15 km^2/ka de T = 0 à T = 50 ka puis le flux est égal à 75 km^2/ka de T = 50 à T = 60. L'augmentation du flux induit une variation brutale du profil de dépôt : les pentes de dépôts sont fortement accentuées, la progradation est beaucoup plus rapide. Par contre, les environnement de dépôt ne subissent pas de translation verticale (pas de downwardshift).
Figure VI-9 - Sensibilité du profil de dépôt aux variations du niveau marin. La morphologie initiale est une droite de pente de 0,5 m/km. La subsidence est nulle. La maille de simulation est de 1 km. Le flux Qsed est identique pour les deux simulations. Les autres variables sont identiques (les cœfficients de diffusion et de décroissance, d'altération). A) Le niveau marin est constant (profil identique au profil A) de la figure VI-15). B) Le niveau marin chute régulièrement de 0 m à T = 0 jusqu'à -50 m à T = 60. Le rivage prograde nettement plus rapidement en B). Les dépôts initaux sont érodés au fur et à mesure de la chute et alimente la progradation du littoral. Les environnements de dépôts se décalent vers le large et « vers le bas » (downwardshift).
Figure VI-10 - Sensibilité des géométries de dépôt aux variations du niveau marin.La morphologie initiale est une droite de pente de 0,5 m/km. La subsidence est nulle. La maille de simulation est de 0,5 km. Les variations du niveau marin sont de même amplitudes entre les deux simulations (schéma à droite de la figure).. A) Le flux de sédiments Qsed A = 10 km^2/ka, la durée de simulation est de T = 100 ka ; le taux d'altération Amax = 3 000 mm/ka.. B) Le flux de sédiments Qsed B = 2 Qsed A = 20 km^2/ka ; la durée de simulation est de T' = T/2 = 50 ka ; le taux d'altération Amax = 6 000 mm/ka. Les dépôts initaux sont érodés au fur et à mesure de la chute et alimente la progradation du littoral. Les environnements de dépôt se décalent vers le large et « vers le bas »

(downwardshift). Les périodes de chute étant relativement rapide, une surface de discordance est générée. Les vitesses de sédimentation et de progradation sont nettement augmentée pendant les chutes (apports augmentés par l'altération et espace réduit). On notera la remarquable similarité des géométries de dépôts résultantes en A) et B) qui illustre la multiplicité des paramètres possibles pour restituer une géométrie donnée (adimensionnement des paramètres Q, H, L, T, K).
Figure VI-11 - Sensibilité des géométries de dépôt au taux d'altération. La morphologie initiale est une droite de pente de 0,5 m/km. La subsidence est nulle. La maille de simulation est de 0,5 km. Le flux Qsed est identique pour les deux simulations. (Attention : le code des couleurs est légèrement différent de celui des figures VI-13 à VI-17). A) Le taux d'altération des sédiments est 3 000 mm/ka. B) Le taux d'altération des sédiments est 6 000 mm/ka. En B) l'altération est plus intense, les dépôts « amont » sont plus érodés, la ligue de rivage prograde plus loin.
Figure VI-12 - Des données géologiques aux simulations : trois étapes (d'après Granjeon, 1995).
Figure VI-13 - La double définition de l'accommodation (dessin de Granjeon, 1994).
Figure VI-14 - Stratégie d'inversion des modélisations stratigraphiques (d'après Granjeon, 1995 *in* Rabineau *et al.*, 1996).
Figure VI-15 - Stratégie de tests d'hypothèses géologiques et/ou de tests de sensibilité des modélisations stratigraphiques utilisée dans cette étude.
Figure VI-16 - Position respective de la grillé du modèle géométrique réalisé avec une maille de 100 m (chapitre III), du profil de référence quantifié extrait de cette grille et ré-échantillonné (maille 1,4 km) et de la coupe de simulation (maille 1,4 km). Cette coupe est orientée NW-SE. Selon la direction de progradation des dépôts. Elle s'étend sur la totalité de la plate-forme, soit environ 70 km, de la côte actuelle jusqu'au rebord de la plate-forme. La maille le long de cette coupe est de 1,4 km.
Figure VI-17 - Coupe de référence quantifiée : profondeur des principaux horizaux d'après la sismique (ré-échantillonnage de la grille à 1,4 km).
Figure VI-18 - Coupe de référence : épaisseurs des principaux horizons d'après la sismique (ré-échantillonnage de la grille à 1,4 km). On notera l'épaisseur assez homogène (10 - 20 m) des différentes séquences dans la partie amont de la coupe et leur acroissement régulier (entre 20 et 40 km de rivage actuel). En revanche, entre 40 et 60 km, les épaisseurs deviennent très variables dans l'espace pour une séquence et d'une séquence à l'autre.
Figure VI-19 - Les étapes de la quantification définies dans cette étude et nécessaires aux simulations. Le détail de chaque étape sera présenté ultérieurement dans ce chapitre. Les données sismiques et de carottages permettent d'estimer les cœfficients de diffusion, les volumes et la valeur du basculement des horizons (subsidence). Les données glacioeustatiques sont obtenues indépendamment à partir de la bibliographie. Il est ensuite nécessaire de formuler une ou des hypothèses sur les datations (à partir du modèle géologique) pour pouvoir définir les taux de subsidence, les flux et les variations du niveau marin à chaque instant permettant de mettre en œuvre les simulations.
Figure VI-20 - Courbes eustatiques à différentes échelles de temps, utitilisées lors des simulations.
A) Courbe du niveau marin sur la totalité du Quaternaire (sur 1,8 Ma) d'après Funnell, 1995.
B) Courbe Specmap du niveau marin sur 540 Ka et courbe Specmap modifiée en gris d'après Skene, 1998.
C) Courbe du niveau marin sur 150 ka d'après Labeyrie, 1987, transformée en niveau marin, com. pers., 1989.
Figure VI-21 - Estimation de la subsidence entre les horizons D50 et fond. En gris : pointé simplifié des horizons d'après la sismique (ré-échantillonné). En noir : ajustement des horizons à une droite. Les deux horizons considérés (D50 et fond), correspondent à des paléogéographies équivalentes (même environnement de dépôts, même bathymétries). Le basculement entre les deux courbes représente la subsidence différentielle affectant la marge entre D50 et le fond et créant l'espace disponible permettant le dépôts et la préservation des sédiments. L'évaluation d'un taux de subsidence nécessite une estimation de la durée s'écoulant entre les deux horizons.
Figure VI-22 - Morphologie initiale au début des simulations. Pour la plupart des simulations, on a considéré que la morphologie initiale était constituée d'une droite de pente 0,5 m/km, ce qui correspond aproximativement à la pente actuelle du plateau médian du Golfe du Lion (*Cf.* chapitre II).
Figure VI-23 - Évolution de la vitesse de sédimentation en fonction de la distance par rapport au rivage dans le delta du Rhône actuel (valeurs représentées par des losanges données par Aloïsi, 1986). L'évolution de la vitesse de sédimentation en fonction de la distance à la côte suit une courbe exponentielle. L'aire sous la courbe (en gris) (intégration de la vitesse de sédimentation par rapport à x) représente le flux de sédiment apporté par le fleuve.
Figure VI-24 - Décroissance exponentielle des vitesses maximales générées par la houle sur le fond marin en fonction de la profondeur, dans le Golfe du Lion. Les valeurs (losange) sont issues du tableau II-8. Dans cet exemple la houle considérée est de hauteur 5 m et de période 8 s. La courbe représente la courbe de tendance exponentielle associée aux données U = Uo.e - b/bo (où b est la profondeur). Le cœfficient de décroissance de la vitesse, bv = 17 m.
Figure VI-25 - Comparaison du profil bathymétrique actuel du delta du Rhône et d'un profil simulé. La morphologie initiale est une droite de pente de 0,5 m/km. La subsidence est nulle. La maille de simulation est de 0,5 km. A) Profil bathymétrique actuel réel (figure identique à la figure II-30B). Le bloc diagramme est emprunté à Lafont, 1994. B) Profil simulé (figure identique à la figure VI-8-B). Les paramètres utilisés pour la simulation

(répertoriés sur la figure) permettent de restituer les épaisseurs de sédiments et les pentes de dépôts réelles telles qu'observées dans le delta du Rhône.
Figure VI-26 - Comparaison du profil bathymétrique actuel du littoral du Golfe du Lion et d'un profil simulé. A) Profil bathymétrique actuel réel (figure identique à la figure II-30A). Le bloc diagramme est emprunté à Lafont, 1994. B) Profil simulé (figure identique à la figure VI-8A). La morphologie initiale est une droite de pente de 0,5 m/km. La subsidence est nulle. La maille de simulation est de 0,5 km.
Les paramètres utilisés pour la simulation (répertoriés sur la figure) permettent de restituer les épaisseurs de sédiments et les pentes de dépôts réelles qu'observées dans le Golfe du Lion.
Figure VI-27 - Géométrie induite par la remontée du niveau marin de 16 ka à l'actuel puis de 25 ka à l'actuel (d'après la courbe de Labeyrie, 1989). Aucun prisme littoral n'est restitué en bordure de plate-forme, malgré la forte augmentation de flux (cas b).
Figure VI-28 - Géométrie induite par un cycle de variation eustatique sur 59 000 ans. Le flux de sédiments est constant et égal à 14 km^3/ka. Le taux de subsidence est constant dans le temps mais différentiel dans l'espace ; il augemente vers le large de manière linéaire traduisant un basculement ou tilt de la marge. La valeur maximale à la dernière maille de simulation est de 525 m/ka. La morphologie initiale est une droite de pente de 0,5 m/km. La maille de simulation est de 0,5 km. La courbe en encart correspond à la courbe de variation eustatique établie par Labeyrie, 1989 et appliquée à la simulation (sur les derniers 59° ka). Les lignes temps sont représentées tous les mille ans (en noir). Les lignes rouges et bleues représentent respectivement les bas et les hauts niveaux relatifs de la courbe eustatique. Dans son ensemble, la série est progradante. Les dépôts ne s'empilent pas verticalement mais se déplacent latéralement au cours du cycle de l'amont vers l'aval. On distingue aisément sur la simulation les dépôts correspondant au stade isotopique 3 et 2.
Figure VI-29 - Variations de l'accommodation au cours du dernier cycle eustatique. A) Variation de l'accommodation de t = 136 ka à l'actuel. La courbe représente les variations en un point donné pour différents taux de subsidence ou encore les courbes d'accommodation en des points différents d'une plate-forme soumise à un basculement. B) Vitesse de variation de l'accommodation de t = 136 ka à l'actuel.
figure VI-30 - Géométrie induite par un cycle de variation eustatique de 100 000 ans. Le flux de sédiments est constant et égal à 10 km^3/Ma. Le taux de subsidence est constant dans le temps mais différentiel dans l'espace ; il augmente vers le large de manière linéaire traduisant un basculement ou tilt de la marge. La valeur maximale à la dernière maille de simulation est de 525 m/Ma. La morphologie initiale est une droite de pente de 0,35 m/km. La maille de simulation est de 0,5 km. La courbe en encart correspond à la courbe de variation eustatique établie par Labeyrie, 1989 et appliquée à la simulation. L'ensemble des paramètres utilisés pour la simulation est répertorié sur la figure.
Figure VI-31 - Géométrie induite par un cycle de variation eustatique de 100 000 ans. Le flux de sédiments est variable : en période interglaciaire, il est faible (5 km^3/Ma) et en période glaciaire (stades 3 et 2), il est 3 fois plus fort (15 km^3/Ma). Tous les autres paramètres sont identiques à la figure VI-30. Dans ce cas, les dépôts correspondant au stade 5 sont moins développés, le stade 4 est déposé plus haut sur la plate-forme et ne prograde pas plus loin que dans la simulation précédent malgré l'augmentation des flux.
Figure VI-32 - Géométrie induite par un cycle de variation eustatique de 100 000 ans. Le flux de sédiments est variable : en période de montée du niveau marin est faible (5) et en période de chute, il est 5 fois plus fort (25 km^3/ka). Tous les autres paramètres sont identiques à la figure VI-30. Dans ce cas, les volumes sédimentés sont plus importants, les prismes littoraux déposés pendant la chute sont plus épais avec des pentes plus fortes mais architecture des dépôts n'est pas radicalement changée.
Figure VI-33 - Variations de l'accommodation et des volumes sédimentés cumulés d'après les résultats de la simulation présentée sur la figure VI-32. Le temps est compté à partir du stade 6 (140 ka BP).
Figure VI-34 - Diagramme chronostratigraphique de la simulation présentée sur la figure VI-32 représentant l'organisation dans le temps des dépôts sur 136 000 ans. La limite entre les couleurs verte et rouge représente la position de la ligne de rivage.
Figure VI-35 - Simulation des derniers 125 000 ans sur la marge de Californie du Nord par Carey *et al.*, 1999. La courbe du niveau marin relatif est issue des données de Chappell *et al.*, 1996 avec un taux de surrection de 0,2 mm/an (soit 200 m/Ma). A) Section 2D verticale du résultat de la simulation. Chaque ligne représente 0,5 ka. L'exagération verticale est de 100. B) Diagramme chronostratigraphique. Les zones en gris correspondent aux sédiments déposés puis érodés.
Figure VI-36 - Géométrie induite par un cycle de variation eustatique de 100 000 ans. Le taux de subsidence utilisé est fort ; le basculement atteint 2 500 m/Ma en bordure du plateau (dernière maille de simulation). Le flux de sédiments est aussi nettement augmenté par rapport aux simulations précédentes : en période de montée du niveau marin il est plus faible (30 km^3/ka) qu'en période de chute (110 km^3/ka). Les autres paramètres sont identiques à la figure VI-32.
Figure VI-37 - Variations de l'accommodation au cours des derniers cycles eustatiques. A) Variation de l'accommodation de t = 540 ka à l'actuel. La courbe représente les variations en un point donné pour différents taux de subsidence ou encore les courbes d'accommodation en des points différents d'une plate-forme soumise à un basculement. B) Vitesse de variation de l'accommodation de t = 540 ka à l'actuel.

Figure VI-38 - Géométrie induite par les cycles de variation eustatiques sur 540 000 ans. Le taux de subsidence utilisé est un basculement qui atteint 525 m/Ma en bordure du plateau (dernière maille de simulation). Le flux de sédiments est constant et égal à 14 km³/Ma.
Figure VI-39 - Géométrie induite par les cycles de variation eustatiques sur 540 000 ans. Le taux de subsidence utilisé est un basculement qui atteint 555 m/Ma en bordure du plateau (dernière maille de simulation). Le flux de sédiments est constant et égal à 6 km³/Ma. Pour la lisibilité de la figure, les lignes temps intermédiaires n'ont pas été tracées contrairement à la figure précédente (VI-38).
Figure VI-40 - Géométrie induite par les cycles de variation eustatiques sur 540 000 ans. Le taux de subsidence utilisé est un basculement qui atteint 200 m/Ma en bordure du plateau (dernière maille de simulation). Le flux de sédiments est constant et égal à 5 km³/Ma. Pour la lisibilité de la figure, les lignes temps intermédiaires n'ont pas été tracées contrairement à la figure VI-38.
Figure VI-41 - Comparaison des simulations aux données pour les différents taux de subsidence. A) Comparaison spatiale des profondeurs simulées (avec différents taux de subsidence) aux profondeurs réelles (en trait plein épais) de la surface de discordance la plus profonde. B) Comparaison spatiale des épaisseurs totales (D30-D70) simulées (avec différents taux de subsidence) aux épaisseurs réelles (en trait plein épais).
Figure VI-42 - Géométrie induite par les cycles de variation eustatiques sur 540 000 ans. Même simulation que sur la figure VI-39 mais l'échelle est ici dilatée et les lignes temps intermédiaires sont représentées. La taux de subsidence utilisé est un basculement qui atteint 255 m/Ma en bordure du plateau (dernière maille de simulation). Le flux de sédiments est constant et égal à 6 km³/Ma.
Figure VI-43 - Comparaison entre (A) le profil sismique Sparker P1047 et (B) la simulation sur 540 000 ans présentée sur la figure VI-39 et sur la figure VI-42 (subsidence atteignant 255 m/Ma au km 70 par rapport à la côte. Les échelles horizontales et verticales sont identiques pour les deux figures.
Figure VI-44 - Corrélation des profondeurs simulées aux profondeurs réelles des principales surfaces de discordance. La droite au centre est la droite Y = X qui correspondrait à une simulation parfaite de la réalité. On notera que l'écart maximal entre la simulation et la réalité atteint 25 m. Les écarts maximums sont souvent liés à la présence de canyons.
Figure VI-45 - Comparaison spatiale des profondeurs simulés aux profondeurs simulées aux profondeurs réelles de chacune des surfaces de discordance. On notera que l'erreur présente une évolution progressive. La profondeur des horizons les plus profonds (D30) tend a être sous-estimée dans la simulation (les horizons ne sont pas assez profonds). Cette tendance s'atténue progressivement vers les horizons le plus superficiels.
Figure VI-46 - Comparaison des épaisseurs simulées aux épaisseurs réelles de chacune des séquences.
Figure VI-47 - Diagramme chronostratigraphique de la simulation présentée sur la figure VI-42 représentant l'organisation dans le temps des dépôts sur 540 000 ans. La limite entre les couleurs verte et rouge représente la position de la ligne de rivage. Le pas de temps (axe vertical) est de 1 ka. La courbe représente les variations de l'accommodation.
Figure VI-48 - Position respective des séquences S1 (D30) et S2 (D40) sur le profil sismique 1036 : les deux séquences représenteraient, d'après les simulations effectuées sur 540 000 ans (fig. VI-43) les stades isotopiques 10 et 12. (voir profil en A3 en Annexe B - Figure 3).
Figure VI-49 - Géométrie induite par les cycles de variations eustatiques sur 540 000 ans avec la courbe eustatique specmap modifiée par Skene, 1998. Le taux de subsidence utilisé est un basculement qui atteint 255 m/Ma en bordure du plateau (dernière maille de simulation). Le flux de sédiments est constant et égal à 6 km³/Ma. Les lignes temps en rouge correspondent maximal de bas niveau marin des cycles de 100 000 ans. C'est-à-dire aux temps BP 18 (stade 2), 150 (stade 6), 270 (stade 8), 342 (stade 10), 434 (stade 12) et 540 ka (stade 14, début de la simulation). Les lignes temps en bleu correspondent aux plus hauts niveaux marins des cycles de 100 000 ans, c'est-à-dire aux temps BP122 (stade 5e), 194 (stade 7), 330 (stade 9), 404 (stade 11), 482 ka (stade 13).

Figure VII-1 - Positionnement des profils Sparker (en bleu), SMAVH (en rouge) et ELF (en vert) utilisés pour intégrer notre étude à l'échelle du Plio-quaternaire. A2 : canyon de l'Aude ; H1 à H4 têtes du canyon de l'Hérault.
Figure VII-2 - Intégration des échelles d'étude du quaternaire supérieur (A) à l'ensemble du Plio-Quaternaire (C) à l'aide de profils sismiques de résolution et de pénétration différentes. Le positionnement des profils est indiquée sur la figure VIII-I.
Figure VII-3 - Loi de vitesse mesurée dans le puits Rascasse et repositionnée sur le profil LRM10 (le profil est orienté de l'amont à l'aval « dip »). Les réflecteurs principaux ont été identifiés (q5 ; q10 ; plio11 et messinien). La position du puits est indiquée sur la figure VII-I. Noter en orange, le canyon recoupé dans la longueur et en vert les réflecteurs pentus (clinoformes). Sous la surface bleue à la base, les réflecteurs sont sub-horizontaux (« pieds » de clinoformes).
Figure VII-4 - Loi de vitesse mesurée dans le puits Tramontane et repositionnée sur le profil LRM16 (le profil est orienté de l'amont-aval « dip »). Les réflecteurs principaux ont été identifiés (q5 ; q10 et messinien). La position du puits est indiquée sur la figure VII-I. Noter les réflecteurs pentus (clinoformes) en vert et les réflecteurs horizontaux sous la surface bleu (« pieds » de clinoformes).
Figure VII-5 - Définition de la loi de vitesse 2D sur le profil LRM18 d'après les vitesses mesurées sur Tramontane et Rascasse.

Figure VII-6 - Allure de la subsidence d'après la géométrie des horizons p11 à l'actuel. On approxime les topsets des grands prismes par des droites. Ces droites sont de plus en plus inclinées, elles sont basculées vers le large par rapport à un point situé environ 13 km en amont de la côte. Dans la partie amont, l'approximation des topsets par des droites n'est pas bonne.
Figure VII-7 - Allure de la subsidence d'après la géométrie des horizons p11 à l'actuel. La partie amont du profil a été restituée en corrigeant l'effet de soulèvement.
Figure VII-8 - Allure de la subsidence d'après la géométrie des horizons p1 à l'actuel. La partie amont du profil a été restituée en corrigeant l'effet de soulèvement. Le basculement atteint 1 280 m en bordure de plate-forme. En considérant que le réflecteurs p1 est daté d'environ 5,3 - 5 Ma (premier prisme au-dessus de la surface messinienne). Le taux de subsidence est donc de 240 - 255 m/Ma à 70 km de la côte.
Figure VII-9 - Calcul de l'accommodation et de la subsidence en deux puits ficitfs A et B. L'accommodation initiale correspond au début du Pliocène, l'accommodation finale correspond à l'actuel.
Figure VII-10 - Géométrie induite par les cycles de variation eustatiques sur 1,8 Ma. Le taux de subsidence utilisé est un basculement qui atteint 255 m/Ma en bordure du plateau (dernière maille de simulation). Le flux de sédiments est constant et égal à 10 km^3/Ma. La courbe eustatique utilisée est d'après Funnell, 1995. On comparera cette figure aux profils sismiques 1016-1036 et SMAVH-08 (en Annexe F).
Figure VII-11 - Diagramme chronostratigraphique de la simulation présentée sur la figure VII-10 représentant l'organisation dans le temps des dépôts sur 1,8 Ma. La limite entre les couleurs verte et rouge représente la position de la ligne de rivage. Le pas de temps (axe vertical) est de 1 ka. La courbe représente les variations de l'accommodation.

Liste des tableaux

Tableau II-1 - Epaisseurs et taux de sédimentation du Pliocène et du Quaternaire d'après les forages pétroliers.
Tableau II-2 - Hauteurs de houle exceptionnelle estimées à partir des enregistrements (Greslou, 1984).
Tableau II-3 - Caractéristiques hydrosédimentaires du Rhône.
Tableau II-4 - Caractéristiques des fleuves pyrénéo-languedociens.
Tableau II-5 - Caractéristiques de la houle, des vitesses induites à différentes profondeurs.
Tableau II-6 - Période et ordres de cyclicité des changements du niveau marin relatif. (*in* Torres, 1995).
Tableau II-7 - Stratigraphie sismique de la série Plio-Quaternaire sur la pente et le glacis de Méditérranée Occidentale. Selon Alla *et al.* (1972), le Plio-Quaternaire se compose de deux ensembles sismiques principaux séparés par un réflecteur continu (horizon G) : une séquence inférieure transparente et homogène pliocène, et une séquence supérieure stratifiée et hétérogène d'âge quaternaire.
Pour Droz, la série basale est constituée de petites unités chenalisées réparties sur toute la marge (*Cf.* fig. II-15).
Canals et Got (1986) différencient (sur la pente) 5 unités au-dessus du réflecteur G.
Tableau II-8 - Calcul des taux de sédimentation sur les carottes MD-LC 1 à 6 du bassin algro-provençal.

Tableau III-1 - Les Campagnes

Tableau IV-1 - Position des carottes.
Tableau IV-2a - Travaux réalisés et en cours sur les carottes.
Tableau IV-2b - Travaux réalisés et en cours sur les carottes.
Tableau IV-3 - Datations obtenues sur les carottes.

Tableau VI-1 - Classification des environnements de dépôts : quantification des profondeurs et des pentes du système actuel.
Tableau VI-2 - Estimation des cœfficient de diffusion.
Tableau VI-3 - Estimation des taux de subsidence.
Tableau VI-4 - Correspondance entre les séquences et les stades isotopiques.

TABLE DES MATIÈRES

Remerciements 3
Introduction 6

Première Partie : Bibliographie thématique et régionale 9

Chapitre I - La sédimentation sur les marges passives : contexte et méthodes 11

A - Les marges passives et leur sédimentation 13
1. La marge : lieu de rupture et d'amincissement de la croûte continentale 13
2. La marge : substratum des séries sédimentaires 14
3. La marge : différents domaines morphologiques 14

B. Les facteurs influant la sédimentation 16
1. Causes globales 16
a. De l'énergie solaire aux paléoclimats 16
b. De l'énergie interne à l'environnement sédimentaire 19
2. Les facteurs influant sur la sédimentation 19
a. Hiérarchisation des facteurs influençant la sédimentation 20
b. Facteurs globaux, régionaux et locaux 20
c. Allocyclisme/autocyclisme 21
d. Synthèse 22

C. La stratigraphie séquentielle conceptuelle : état des connaissances 23
1. La notion de séquence, historique 23
2. La naissance de la stratigraphie sismique ou sismostratigraphie 24
a. L'outil : la sismique réflexion 24
b. Procédure d'interprétation 25
3. De la donnée sismique au modèle conceptuel de dépôt séquentiel : la Stratigraphie Séquentielle 28
a. Accommodation et flux sédimentaire 28
b. Vitesses de variation et répartition différentielle des dépôts 28
c. Sous le modèle, des hypothèses 30
4. La stratigraphie séquentielle à haute résolution ou Stratigraphie Génétique 30
a. Le modèle conceptuel de Séquences Génétiques (s. s.) 30
b. Le modèle de régression forcée : Plint, 1988, Posamentier, 1992 35
c. Le modèle de trajectoire de la ligne de rivage : Helland-Hansen, 1996 37
d. Le modèle de « théorie des régimes » : Sloss, (1962) ; (Swift et Thorne, 1991) 37
e. Le modèle lié à la limite d'action des vagues de tempête : Einsele 39

D. Analyse critique de la stratigraphie séquentielle (s. l.) 40
1. Les apports fondamentaux de la stratigraphie sismique et séquentielle 40
a. Un cadre chronostratigraphique 40
b. Un système complet 40
c. Un cadre intégrateur 40
d. Des prédictions 41
2. Limites du modèle de la stratigraphie séquentielle 41
a. Critique de la méthode 41
Valeur chronostratigraphique des réflexions 41
Description et interprétation 41
Comparaison entre la stratigraphie sismique (Exxon) et la stratigraphie génétique 42
b. Critique des modèles 42
« Aliasing » d'espace et de temps 42
Modèle et réalité 42

E. Les modélisations stratigraphiques 44
1. Modèles analogiques : quelques résultats 44
a. Les expériences de la Colorado State University 45
Effets de la vitesse de variation du niveau de base 45
Période de latence ("lag time"), formation, évolution des vallées 45
Angle d'inclinaison de la plate-forme 46
b. Les expériences de Van Heijst et Postma et Paola 46
c. Comparaison des modèles analogiques et des modèles conceptuels 47
2. Modèles stratigraphiques numériques déterministes 50
a. Modèles stochastique vs modèles déterministes 50
b. Deux classes de modèles stratigraphiques déterministes 50

Chapitre II - La marge du Golfe du Lion 55

A. Cadre géologique régional 57
1. Contexte tectonique 57
2. Stratigraphie générale et subsidence 62

B. Dynamique sédimentaire actuelle 71
1. Aperçu historique des découvertes : morphologie et sédiments de surface 71
2. Physiographie du Golfe du Lion 73
a. La plate-forme continentale du Golfe du Lion 73
b. La pente continentale du Golfe du Lion 73
c. Le glacis continental 73
d. La plaine abyssale 75
3. Climat, circulation et courrants en Méditerranée 75
a. Le climat : des tempêtes 75
b. Facteurs hydrodynamiques : masses d'eau, courants et houle 75
4. Dynamique sédimentaire actuelle 83
a. Bassins versants, apports détritiques, dynamique fluviale 83
b. Dynamique littorale et de plate-forme : transport sédimentaire 85
5. Profil de dépôt actuel dans le Golfe du Lion 86

C. Variabilité climatique pendant le Quaternaire en Méditerranée 93
1. Chronostratigraphies du Quaternaire 93
2. Les cycles climatiques en Méditerranée 95
a. Les cyclicités enregistrées en milieu marin 95
b. Corrélations terre-mer 97
c. Le dernier cycle climatique 97
3. Eustatisme, circulation et flux 100
a. Les différents « ordres des variations du niveau marin 100
b. Le glacioeustatisme au Plio-quaternaire : 100
c. Variabilité de la circulation 102
d. Le problème des paléoflux sédimentaires 102

D. Les modèles stratigraphiques de la sédimentation sur la marge du Golfe du Lion 104
1. Stratigraphie sismique à l'échelle du Plio-quaternaire 104
2. Modèles stratigraphiques Quaternaire sur la plate-forme 107
a. Les premiers modèles : Monaco 1971, Got, 1973, Aloïsi, 1975 107
b. Le modèle d'Aloïsi 1986 113
c. Le modèle de Tesson, Gensous *et al.* 1989-2000 119
3. Modèles stratigraphiques Quaternaire sur la pente et dans le bassin 122
a. Sédimentation sur la pente 122
b. L'éventail sous-marin du Rhône 124

c. La plaine abyssale : Rothwell, 1998 125
Synthèse et conclusions 126

Deuxième partie : Les données sismiques et carottages 129

Chapitre III - Zone d'étude et exploitation des données sismiques 131

A. La zone d'étude 133
1. Bilan sur les campagnes utilisées 133
2. Description morphologique de la zone d'étude 135
a. Élaboration de la carte bathymétrique 135
b. Traits morphologiques majeurs de la zone 136
La plate-forme 136
Les canyons 137
L'interfluve Aude-Hérault 137

B. Des profils sismiques aux géométries 3D 139
1. Caractéristiques des sismiques 139
2. Mise au point de la séquence d'exploitation des profils sismiques 140
a. Problèmes soulevés 141
b. Amélioration/développement de nouveaux modules au sein des logiciels et d'utilitaires 141
3. Le traitement sismique et le pointé des profils (étape A à C) 141
a. Traitement sismique (étape A) et recherche des croisements (étape B) 141
Traitement sismique 141
Recherche des croisements entre profils 144
b. Interprétation des profils en stratigraphie sismique (étape C) 146
4. Les étapes de la modélisation géométrique (étape D à F) 146
a. Pointé numérique : 146
b. Vérification des croisements 147
c. Obtention des cartes interpolées 147
Le calcul et la modélisation des variogrammes 147
L'estimation 148
Validation de l'interpolation 148
d. Visualisation en 3 dimensions 148
5. Utilitaires complémentaires 148
a. Automatisation d'un traitement simple 148
b. Calcul des pendages réels (H. Nouzé) 148
c. Tracés des pointés 148

C. Description des unités sismiques 153
1. Reconnaissance des faciès sismiques et des unités sismiques 153
a. Notion d'unité sismique 153
b. Les faciès sismiques rencontrés : 2 types principaux 154
c. Organisation générale, empilement de prismes PI et PII 156
2. Présentation des unités : caractéristiques sismiques, distributions, morphologies 156
a. Premier couple PI/PII : U50/U55 et la surface de discontinuité D30 156
b. Deuxième couple PI/PII : U60/U65 et la surface de discontinuité D40 159
c. Troisième couple PI/PII : U75-78/U80 et la surface de discontinuité D50 161
d. Un paquet d'unités : plusieurs prismes PI et PII 168
e. Le dernier couple PI/PII : U147 et U150 et la surface de discontinuité D70 176
3. Écorché de surface : les unités et les sous-unités qui affleurent 184
Synthèse 184

Chapitre IV
Les sédiments superficiels, corrélations aux courbes eustatiques et aux données sismiques 187

A. Les prélèvements : localisation, méthodes d'étude 189
1. Localisation des carottes 189
2. Séquence d'exploitation des carottes 189
3. Bilan des travaux réalisés 192

B. Description des carottes 195
1. Carottes sableuses - unités U150s(1) - 150s(2) - 155 - 140? 195
2. Carottes sablo-silto-argileuses - unité U147 197
3. Carottes silto-argileuses - unité U150m 198
4. Carottes vaseuses argilo-silteuses - unité U150m distale et U90 proximale 200

C. Contraintes environnementales et climatologiques et chronostratigraphiques 205
1. Les datations C14 205
2. Les analyses de micropaléontologie 205
3. Les analyses de palynologie et dinokystes 207
4. Les analyses des argiles 211
5. Les analyses paléomagnétiques 212
6. Drague à roche sur les « Pierres de Sète » 212

D. Synthèse : corrélations à la courbe de variations eustatiques 214

E. Corrélations lithosismiques 220

Troisième partie : Interprétation 223

Chapitre V - Analyse et interprétation 225

A. Interprétation du motif élémentaire sub-affleurant : un couple PI/PII d'origine glacioeustatique 227
1. Interprétation des environnements de dépôt 227
a. L'unité U150 : delta et plate-forme dominés par les vagues 227
La sous-unité U150s (PII) 227
La sous-unité U150m (PI) 229
b. L'unité U147 (PI) : embouchure deltaïque distale-prodelta à vases d'offshore 230
c. L'unité U155 (PIII) : reliefs dunaires 230
2. Période de mise en place des dépôts 231
a. L'unité U147 (PI) 231
b. L'unité U150 (PI-PII) 231
La sous-unité U150m (PI) 231
Les sous-unités U150s (PII) et U155 (PIII) 231
c. Synthèse et questions 231
3. Scénarii de mise en place des unités U147 et U150 232
a. Discussion sur le modèle de dépôt de Tesson et Gensous, comparaison à nos observations 232
b. Scénario et reconstitution paléogéographique proposée pour le dernier couple PI/PII 236
4. Synthèse : un motif élémentaire PI/PII d'origine glacio-eustatique 239

B. Empilement des couples PI/PII Interprétation des unités enfouies 244
1. Interprétation des environnements de dépôts 244
a. prismes PI (argileux ou silteux) : prodelta, plate-forme ouverte 244
b. Les clinoformes PII (sableux) : trois types 244
c. Les dunes PIII 245
d. Le faciès « vagues migrantes » : un faciès prodeltaïque PI 245
2. Reconnaissance du motif 246
a. Répétition « classique » du motif 246

b. Motif « anomal » 246
3. Analyse de l'empilement, superposition des ordres de séquences, distorsion du motif 252
a. Superposition des ordres de séquences 252
b. Distorsion des séquences 253

C. Géométries 3D : témoins des conditions paléogéographiques et hydrodynamiques 255
1. Variabilité latérale générale 255
a. Évolution vers le sud-sudouest 255
b. Évolution vers le nord-nordest 255
2. Paléo-hydrodynamisme 255
a. Les surfaces d'érosion 256
Le fond marin : plusieurs mécanismes d'érosion 256
Érosion liée aux réseaux fluviatiles 256
b. Les canyons : érosion-transfert-remplissage 257
Le canyon à l'actuel : un conduit pour sédiments fins 257
Les canyons : un fonctionnement variable 258
Progradation des canyons 259
c. Formation des dunes sédimentaires : effet des vagues, des courants et des canyons 259

Chapitre VI - Simulations stratigraphiques : datation des séquences de dépôt 263

A. Principe du modèle Dionisos 265
1. Présentation du modèle 265
2. Conditions d'application du modèle 266

B. Aperçu du rôle respectif des facteurs sur le profil de dépôt,
tests et sensibilité des paramètres de simulations. 267
1. Remarques préalables 267
2. Le rôle des cœfficients de diffusion , du flux sédimentaire et de la profondeur d'eau 268
3. Les effets des variations du niveau marin et de l'érodabilité des sédiments 269

C. Mise en œuvre des simulations pour le Golfe du Lion 279
1. Stratégies de modélisation 279
a. Stratégie par inversion 280
b. Stratégie de test d'hypothèses géologiques 280
2. Contraintes géologiques simplifiées et quantifiées 280
a. Coupe de référence et maille de simulation 280
b. Les marqueurs profondeurs et épaisseurs 283
c. Les paléo-bathymétries et les pentes de dépôts 283
3. Quantification des paramètres 283
a. Détermination des variations de l'accommodation 283
b. Détermination des apports en sédiments 289
c. Détermination des cœfficients de diffusion 290

D. Reproduction de l'architecture des dépôts du Golfe du Lion à différentes échelles 292
1. Reproduction du profil bathymétrique 292
2. Restitution du dernier prisme en bordure de plate-forme 295
3. Réponse géométrique à un cycle de variation du niveau marin de 100 000 ans ;
expression des cycles de 20 000 ans 295
a. Utilisation d'un taux de subsidence de 500 m/Ma :
expression horizontale des cycles de 20 000 ans 296
b. Utilisation d'un taux de subsidence de 2 500 m/Ma :
expression verticale des cycles de 20 000 ans 301
4. Réponses géométriques à plusieurs cycles de variation du niveau marin de 100 000 ans :
datation des séquences sismiques 303
Synthèse 309

Chapitre VII - Intégration des résultats à l'échelle du Plio-quaternaire 323

A. Évolution des géométries et des styles de dépôts en profondeur 325
1. Les profils Sparker P-1049 et P-1016-1036 325
2. Les profils haute résolution SMAVH07 et SMAVH08 326
3. Le profil ELF LRM18 327

B. Calcul de la subsidence d'après le profil ELF LRM18 329
1. Transformation du profil ELF LRM18 en profondeur (collaboration avec H. Nouzé, Ifremer) 329
2. Allure et quantification du taux de subsidence plio-quaternaire d'après les topsets des prismes 329
3. Évaluation de l'accommodation à l'aide des paléobathymétries 332

C. Enregistrement des cycles climatiques sur l'ensemble du Quaternaire et du Plio-quaternaire 338
1. Simulation stratigraphique sur l'ensemble du Quaternaire 338
2. Extrapolation des datations et interprétation des géométris 338
Synthèse 339

Conclusion 344
Bibliographie 348
Liste des figures 369
Liste de tableaux 385