



**THESE / UNIVERSITE DE BREST**  
*sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne*  
pour obtenir le titre de  
**DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE BREST**  
*Mention : Géosciences Marines*  
**Ecole Doctorale des Sciences de la Mer**

présentée par  
**Isabelle JEGOU**

Préparée à l'Ifremer (Laboratoire Environnements Sédimentaires) et à  
l'Université de Brest (UMR 6538 Domaines Océaniques)

## Etude de la transition chenal-levées/lobe dans les systèmes turbiditiques récents

### Application à l'éventail turbiditique de l'Amazone et au Néofan du Petit-Rhône

**Thèse soutenue le 9 décembre 2008**  
devant le jury composé de :

**Christophe DELACOURT**  
Professeur, Université de Brest (Brest, France) - *Président*

**David J.W. PIPER**  
Professeur, Bedford Institute of Oceanography (Dartmouth, Canada) - *Rapporteur*

**Thierry MULDER**  
Professeur, Université de Bordeaux I (Bordeaux, France) - *Rapporteur*

**Carlos PIRMEZ**  
Docteur, Shell International Exploration & Production (Houston, USA) - *Examineur*

**Pascal LEROY**  
Maître de Conférences, Université de Brest (Brest, France) - *Invité*

**Bernard DENNIELOU en remplacement de Bruno SAVOYE**  
Chercheur, IFREMER (Brest, France) - *Tuteur de thèse*

**Laurence DROZ**  
Chargée de recherche CNRS, Université de Brest (Brest, France) - *Directrice de thèse*







**THESE / UNIVERSITE DE BREST**  
*sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne*  
pour obtenir le titre de  
**DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE BREST**  
*Mention : Géosciences Marines*  
**Ecole Doctorale des Sciences de la Mer**

présentée par  
**Isabelle JEGOU**

Préparée à l'Ifremer (Laboratoire Environnements Sédimentaires) et à  
l'Université de Brest (UMR 6538 Domaines Océaniques)

## Etude de la transition chenal-levées/lobe dans les systèmes turbiditiques récents

## Application à l'éventail turbiditique de l'Amazone et au Néofan du Petit-Rhône

**Thèse soutenue le 9 décembre 2008**  
devant le jury composé de :

**Christophe DELACOURT**  
Professeur, Université de Brest (Brest, France) - *Président*

**David J.W. PIPER**  
Professeur, Bedford Institute of Oceanography (Dartmouth, Canada) - *Rapporteur*

**Thierry MULDER**  
Professeur, Université de Bordeaux I (Bordeaux, France) - *Rapporteur*

**Carlos PIRMEZ**  
Docteur, Shell International Exploration & Production (Houston, USA) - *Examineur*

**Pascal LEROY**  
Maître de Conférences, Université de Brest (Brest, France) - *Invité*

**Bernard DENNIELOU en remplacement de Bruno SAVOYE**  
Chercheur, IFREMER (Brest, France) - *Tuteur de thèse*

**Laurence DROZ**  
Chargée de recherche CNRS, Université de Brest (Brest, France) - *Directrice de thèse*

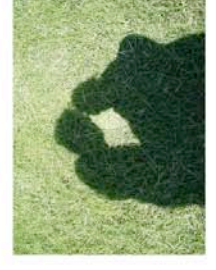
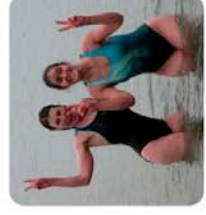
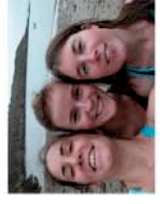




*À Bruno,*

*Bruno, tu as guidé mes premiers pas dans « ton univers » de la  
sédimentologie marine, où tu m'as généreusement accordé ta pleine  
confiance alors que je doutais souvent de moi ou du cap à suivre...  
Plusieurs des routes que j'ai suivies, je te les dois...  
Et je continuerai à suivre ma route en pensant très souvent à toi...*

DEPART



IFREMER GM/LES

RISE DU VAR



GOLFE DU LION NEOFAN



GOLFE DU MEXIQUE



N/O ATALANTE LOBESTORY CAENNE - PORT DE FRANCE



AMAZONE



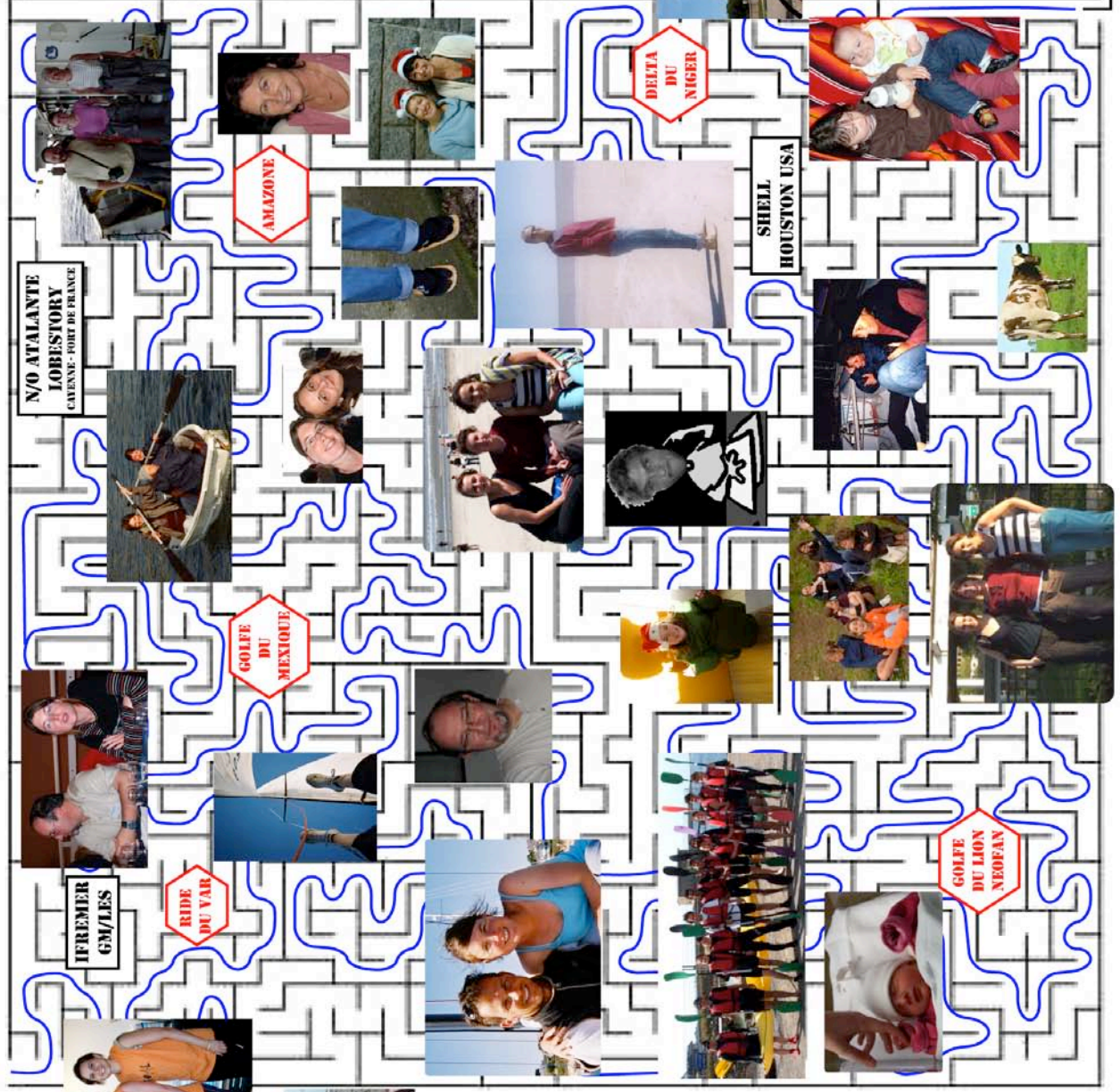
SHELL HOUSTON USA



DELTA DU NIGER



DOCTEUR EN GEOSCIENCES MARINES



Me voilà au terme de cette thèse, heureuse et soulagée d'être arrivée à bon port...

Le voyage n'aura pas toujours été de tout repos, la navigation parfois difficile et mouvementée dans les eaux de l'océan Atlantique Equatorial ou de la mer Méditerranée mais rassurée sur le cap à suivre par deux très bons capitaines : Laurence DROZ et Bruno SAVOYE.

Un grand merci Laurence d'avoir assuré le rôle de directrice de thèse et de m'avoir accompagnée tout au long du chemin qui m'aura permis de te connaître et d'apprécier tout ce que tu m'as apporté : ta rigueur, ton esprit critique, les détails que tu ne laisses jamais au hasard, le temps que tu m'as consacré sans compter et ton soutien...

Merci de m'avoir laissée entrer dans « ton jardin du deep-sea fan du Petit-Rhône », où j'espère continuer à collaborer avec toi...

Dans mon carnet de voyage, je retiendrai les défis qu'il a fallu surmonter, les belles escales que j'ai eu la chance de découvrir tout au long du voyage, mais surtout les rencontres professionnelles et amicales qui en ont découlé...

Carlos, je voudrais te remercier de m'avoir si bien accueillie pendant mon séjour à Houston qui restera un très bon souvenir. Merci aussi pour ton enthousiasme si communicatif, les nombreux conseils que tu m'as donnés et toutes tes « connaissances amazoniennes » que tu nous a généreusement transmises.

Obrigada            Até logo !!

En embarquant à bord du navire GM, j'y ai beaucoup appris aux côtés d'un bel équipage et je m'y suis également très bien sentie. En me remémorant le voyage... de très bons moments se sont succédés... partagés avec une belle bande de doctorants (IFREMER - IUEM), post-doctorants et membres du département GM. Merci pour les conseils, les aides techniques, le soutien, les moments de rigolades partagés, les bounty-remontants, les pauses-café animées, l'invasion des vaches blanches et noires, les cafés du dimanche, les baignades glacées, ...

Merci à mes parents de m'avoir toujours soutenue dans mes choix...

Enfin merci à toi qui m'a si bien « supportée » : une étape terminée mais... la belle aventure ne fait que commencer...





## **TABLE DES MATIERES**

---



**TABLE DES MATIERES**

<b>INTRODUCTION .....</b>	<b>1</b>
<b><u>CHAPITRE I - SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE : ETAT DES CONNAISSANCES SUR LES EVENTAILS TURBIDITIQUES ET LES LOBES TERMINAUX .....</u></b>	<b>9</b>
<b>I.1- NOTIONS SUR LES PROCESSUS GRAVITAIRES .....</b>	<b>11</b>
I.1.1. <u>Principaux types de processus gravitaires</u>	11
I.1.2. <u>Caractéristiques des courants de turbidité et des dépôts associés</u>	12
I.1.3. <u>Transformation d'un écoulement</u>	14
<b>I.2- LES SYSTEMES TURBIDITIQUES : FACTEURS DE CONTROLE - OBJETS ELEMENTAIRES</b>	<b>15</b>
I.2.1. <u>Classifications et facteurs de contrôle</u>	15
I.2.2. <u>Objets élémentaires</u>	18
I.2.2.1. Le canyon	19
I.2.2.2. Les systèmes chenaux-levées	20
I.2.2.3. La zone de transition chenal-levées/lobe	23
I.2.2.4. Les lobes	26
<b>I.3- CATALOGUE DES LOBES TERMINAUX .....</b>	<b>28</b>
<b><u>CHAPITRE II - DONNEES ET METHODES .....</u></b>	<b>37</b>
<b>II.1- DONNEES BATHYMETRIQUES ET D'IMAGERIE ACOUSTIQUE .....</b>	<b>39</b>
II.1.1. <u>Sondeurs multifaisceaux EM12D et EM300</u>	39
II.1.1.1. Les données bathymétriques	40
II.1.1.1.1. <i>Caractéristiques des sondeurs multifaisceaux</i>	40
II.1.1.1.2. <i>Exploration de l'éventail turbiditique de l'Amazonie</i>	41
II.1.1.1.3. <i>Exploration de l'éventail turbiditique du Petit-Rhône</i>	42
II.1.1.2. Les données d'imagerie acoustique	45
II.1.2. <u>Sonar MAK-1</u>	48
<b>II.2- DONNEES SISMIQUES .....</b>	<b>49</b>
II.2.1. <u>Différents types de sismique pour différentes résolutions</u>	49
II.2.1.1. Sismique HR (Haute Résolution)	50
II.2.1.1.1. <i>Sismique HR rapide multitrace</i>	50
II.2.1.1.2. <i>Sismique HR monotrace</i>	51
II.2.1.2. Sismique THR (Très Haute Résolution)	51
II.2.1.2.1. <i>Le sondeur Chirp</i>	51
II.2.1.2.2. <i>Le Sondeur de sédiments 3.5 kHz (coque N/O L'Atalante)</i>	52
II.2.1.2.3. <i>Le Sondeur de sédiments 5 kHz (poisson MAK-1 N/O Logatchev)</i>	54
II.2.2. <u>Traitement des données sismiques</u>	56
II.2.2.1. Les principales étapes du traitement	56
II.2.2.2. Procédure de traitement spécifique aux données 5 kHz (Mak-1)	57
II.2.2.3. Le pointé numérique	58

<b>II.3- PRELEVEMENTS DE SEDIMENT .....</b>	<b>58</b>
II.3.1. <u>Données disponibles : Carottages Kullenberg et Forages ODP</u>	58
II.3.2. <u>Mesures non-destructives</u>	59
II.3.3. <u>Datations au radiocarbone</u>	61
II.3.3.1. Stratégie de datation et matériel échantillonné	61
II.3.3.2. Principe	62
II.3.3.3. Calibration des âges radiocarbones	62
<b><u>CHAPITRE III - LES LOBES TERMINAUX DE L'EVENTAIL TURBIDITIQUE DE L'AMAZONE .....</u></b>	<b>65</b>
<b>III.1- L'EVENTAIL TURBIDITIQUE DE L'AMAZONE .....</b>	<b>66</b>
III.1.1. <u>Contexte régional du système Amazone: Du fleuve au bassin profond</u>	67
III.1.1.1. Géologie régionale de la marge	67
III.1.1.2. Le fleuve Amazone et son bassin versant	69
III.1.1.2.1. <i>Un peu d'histoire</i>	69
III.1.1.2.2. <i>Principales caractéristiques du fleuve Amazone</i>	71
III.1.1.2.3. <i>Un vaste bassin versant</i>	72
III.1.1.3. Morphologie de la plateforme continentale	75
III.1.1.4. Du canyon à la plaine abyssale	77
III.1.2. <u>Contexte climatique et hydrologique</u>	80
III.1.2.1. Le climat à terre	80
III.1.2.2. La circulation océanique (Océan Atlantique Equatorial)	82
III.1.2.2.1. <i>Un élément clé : le courant côtier Nord Brésilien (NBCC)</i>	83
III.1.2.2.2. <i>Perturbations du modèle de circulation océanique</i>	84
III.1.3. <u>Architecture de l'éventail turbiditique de l'Amazone</u>	88
III.1.3.1. Le canyon de l'Amazone	88
III.1.3.2. Les Complexes de Levées	90
III.1.3.3. Les grandes masses glissées (MTDs)	92
III.1.3.3.1. <i>Les dépôts de masses glissées superficielles (Superficial MTDs)</i>	92
III.1.3.3.2. <i>Faciès sédimentaires des MTDs</i>	94
III.1.3.3.3. <i>Timing de mise en place et facteurs de déclenchement des MTDs</i>	95
III.1.3.4. Le chenal de l'Amazone : Dernier système chenal-levées actif	99
III.1.3.4.1. <i>Morphologie et structure du chenal de l'Amazone</i>	99
III.1.3.4.2. <i>Reconstruction des écoulements dans le chenal de l'Amazone</i>	102
III.1.4. <u>Cadre stratigraphique de l'étude</u>	104
III.1.4.1. Initiation et fonctionnement en "on-off" du système de l'Amazone	104
III.1.4.2. Cadre stratigraphique du Complexe de Levées Supérieur (ULC)	105
<b>III.2- MORPHOLOGIE ET ARCHITECTURE DES LOBES TERMINAUX DE L'EVENTAIL TURBIDITIQUE DE L'AMAZONE .....</b>	<b>112</b>
III.2.1. <u>Résumé des principaux résultats</u>	112
III.2.2. <u>Article "Channel-mouth lobes of the recent Amazon Fan: The missing piece"</u>	112
III.2.3. <u>Résultats complémentaires: évolution des longueurs des chenaux</u>	129
III.2.4. <u>Principales conclusions</u>	132
<b>III.3- CARACTERISATION LITHOLOGIQUE ET SEDIMENTOLOGIQUE DES LOBES TERMINAUX DE L'EVENTAIL TURBIDITIQUE DE L'AMAZONE .....</b>	<b>135</b>
III.3.1. <u>Distribution des sédiments superficiels</u>	135

III.3.1.1. Localisation des carottes au niveau de la zone d'étude	135
III.3.1.2. Lithologies observées	137
III.3.2. <u>Description des faciès et séquences</u>	141
III.3.2.1. Faciès identifiés	143
III.3.2.2. Séquences sédimentaires	146
III.3.3. <u>Hypothèses sur la dynamique des écoulements gravitaires</u>	158
III.3.4. <u>Conclusions</u>	159
<b>III.4- CHRONOLOGIE DE CONSTRUCTION</b> .....	160
III.4.1. <u>Synthèse des datations C<sup>14</sup></u>	160
III.4.1.1. Carottages Kullenberg (missions Damaz et Lobestory)	160
III.4.1.2. Corrélations stratigraphiques et âges C <sup>14</sup> issus des données ODP	164
III.4.2. <u>Conclusions : modèle d'âge et durées de fonctionnement</u>	168
<b>III.5- SYNTHESE ET DISCUSSION</b> .....	169
III.5.1. <u>Chronologie de construction, durée de vie des lobes de l'Amazone et implications sur la récurrence des migrations des dépo-centres</u>	169
III.5.2. <u>Vitesse de construction d'un système chenal-levées-lobes</u>	171
III.5.3. <u>Contrôles sur la construction des systèmes chenaux-levées et des lobes</u>	172
III.5.3.1. Contrôles externes	172
III.5.3.2. Contrôles internes : influence de la morphologie préexistante sur la construction des lobes	178
III.5.4. <u>Conclusions</u>	180
<b><u>CHAPITRE IV - LA TERMINAISON DU NEOCHENAL TURBIDITIQUE DU PETIT-RHONE</u></b> .....	<b>183</b>
<b>IV.1- DE LA PLATEFORME AU BASSIN PROFOND EN MEDITERRANEE OCCIDENTALE</b> .....	185
IV.1.1. <u>Contexte géologique et hydrodynamique du Golfe du Lion</u>	185
IV.1.1.1. La marge du Golfe du Lion	185
IV.1.1.2. Les caractéristiques morphologiques	187
IV.1.1.3. Les conditions hydrodynamiques	188
IV.1.2. <u>Les systèmes turbiditiques et les dépôts en masse (Bordure Nord du Bassin des Baléares)</u>	191
IV.1.2.1. L'éventail turbiditique du Petit-Rhône et le Néofan du Rhône	192
IV.1.2.2. La Ride pyrénéo-languedocienne	194
IV.1.2.3. Les dépôts en masse: Western Mass Transport Deposits (WMD/WDF)	195
IV.1.2.4. Entretien d'une activité turbiditique post-glaciaire et holocène	195
IV.1.2.4.1. <i>Le Lobe de Sète</i>	196
IV.1.2.4.2. <i>Le Lobe de La Fonera</i>	199
<b>IV.2- LE NEOFAN DU PETIT-RHONE: RESULTAT DE LA DERNIERE AVULSION DE L'EVENTAIL TURBIDITIQUE DU PETIT-RHONE</b> .....	201
IV.2.1- <u>Morpho-bathymétrie</u>	201
IV.2.1.1. Les principaux traits morphologiques de la zone	201
IV.2.1.2. Caractéristiques morphologiques du système de transfert chenalisé	209
IV.2.1.2.1. <i>Le système de transfert de la pente au bassin : canyon - chenal du Petit-Rhône - Néochenal</i>	209
IV.2.1.2.2. <i>Le Néochenal</i>	210

IV.2.1.2.3. <i>Les structures linéaires</i>	213
IV.2.1.3. Le champ de cuvettes d'érosion	215
IV.2.1.4. Evolution amont/aval de la chenalisation	218
IV.2.1.4.1. <i>La zone d'avulsion</i>	219
IV.2.1.4.2. <i>Les chenaux secondaires</i>	224
IV.2.2- <u>Synthèse sur les dépôts superficiels vue par l'imagerie acoustique</u>	229
IV.2.2.1. Présentation des données d'imagerie acoustique (EM12, EM300, Mak-1)	229
IV.2.2.2. Vue d'ensemble de la terminaison du Néochenal du Petit-Rhône	230
IV.2.2.2.1. <i>Parasitage par les événements turbiditiques récents</i>	230
IV.2.2.2.2. <i>Faciès acoustiques</i>	231
IV.2.2.3. Vues de détail grâce au sonar Mak-1	235
IV.2.2.3.1. <i>Zoom sur la terminaison du Néochenal et les chenaux secondaires</i>	238
IV.2.2.3.2. <i>Zoom au niveau des lobes</i>	238
IV.2.2.3.3. <i>Empreintes des figures d'érosion sur l'imagerie</i>	240
IV.2.3- <u>Organisation stratigraphique / Structure sismique</u>	243
IV.2.3.1. Morphologie et structure du réceptacle du Néofan	243
IV.2.3.1.1. <i>Des contraintes topographiques régionales : l'éventail du Petit-Rhône, la Ride sédimentaire pyrénéo-languedocienne et la masse glissée WDF</i>	243
IV.2.3.1.2. <i>Les dépôts liés aux exutoires à la périphérie du Néofan</i>	247
IV.2.3.2. Structure sismique du Néofan du Petit-Rhône	252
IV.2.3.2.1. <i>Les unités identifiées</i>	252
IV.2.3.2.2. <i>Interprétation des unités</i>	259
<b>IV.3- DISCUSSION</b> .....	266
IV.3.1- <u>Un profil d'équilibre atteint pour le Néochenal ?</u>	266
IV.3.2- <u>Le scénario de construction du Néofan du Petit-Rhône : contrôles topographique et glacio-eustatique</u>	269
IV.3.3- <u>Le Néofan du Petit-Rhône : un bel exemple de transition chenal-levées/lobe</u>	271
IV.3.4- <u>Conclusions</u>	273
<b>CHAPITRE V - SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS</b> .....	<b>275</b>
<b>V.1- MODELES DE FONCTIONNEMENT DES LOBES DE L'AMAZONE ET DU NEOFAN</b> .....	<b>277</b>
V.1.1- <u>Vers un modèle type Amazone</u>	277
V.1.2- <u>Vers un modèle type Néofan du Petit-Rhône</u>	280
V.1.3- <u>Comparaison du fonctionnement des systèmes Amazone et Néofan</u>	282
V.1.3.1. Impact du confinement	283
V.1.3.2. Diachronisme de la fin d'activité : enregistrement de la déconnexion des systèmes turbiditiques	285
<b>V.2- COMPARAISON AVEC UN MODELE DE FONCTIONNEMENT DE LOBES D'UN EVENTAIL ACTIF EN PERIODE DE HAUT NIVEAU MARIN : LE CAS DES LOBES DU ZAÏRE ACTUEL</b> .....	<b>289</b>
V.2.1- <u>Le modèle du Zaïre : description sommaire</u>	289
V.2.2- <u>Confrontation des modèles et discussion</u>	290
V.2.2.1. Comparer ce qui est comparable	290
V.2.2.2. Les points de similitude	292
V.2.2.2. Les différences essentielles	293
<b>V.3- CONCLUSION</b> .....	<b>295</b>

<b>CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES</b> .....	<b>297</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE</b> .....	<b>303</b>
<b>ANNEXES</b> .....	<b>321</b>
<b>LISTE DES FIGURES</b> .....	<b>333</b>









## **INTRODUCTION**

---



**PROBLEMATIQUE**

L'organisation et le mode de fonctionnement des éventails turbiditiques (ou éventails sous-marins profonds) sont aujourd'hui bien connus dans les grandes lignes. Le schéma de fonctionnement général est le suivant : suite à la capture de sédiments par un canyon, favorisée par exemple par des apports fluviaux directs, des glissements en haut de pente ou la dérive littorale, les sédiments sont ensuite transportés par des courants via le canyon et distribués en pied de pente par un système de chenaux-levées plus ou moins ramifiés. Les processus impliqués sont les écoulements gravitaires (écoulements laminaires, turbulents...), qui sont des processus de transport des sédiments au sein d'un fluide dense sous l'action de la gravité. Ces écoulements gravitaires dévalent la pente continentale en empruntant le canyon puis les chenaux, où ils contribuent à édifier des levées latérales par débordement et alimentent en bout de course des zones d'épandage privilégiées, qui constituent les lobes terminaux.

Les recherches concernant la sédimentation dans les grands fonds ont subi un important essor sous l'impulsion de la prospection pétrolière offshore. En plus de l'intérêt scientifique d'étudier ces environnements sédimentaires profonds, s'est alors ajouté un intérêt économique, en raison des réservoirs potentiels pour les hydrocarbures que constituent ces accumulations sédimentaires. L'étude de la terminaison des systèmes turbiditiques permet, grâce à la multiplication des chantiers d'étude sur des systèmes modernes, d'affiner notre connaissance sur ces systèmes détritiques et sur les processus qui contribuent à leur édification. Les résultats issus de la recherche fondamentale sur les éventails turbiditiques modernes intéressent les compagnies pétrolières qui s'en servent comme analogues pour l'élaboration de modèles de réservoirs lors par exemple des phases d'étude pour l'implantation de sites d'exploration. En effet, les lobes terminaux sont des corps sédimentaires à forte teneur en sable (forte porosité), qui constituent donc d'excellents réservoirs potentiels d'hydrocarbures. Cependant, du fait des conditions de pression et température nécessaires pour la transformation de la matière organique en hydrocarbures potentiellement exploitables, les cibles d'exploitation se situent dans des réservoirs très profondément enfouis. À ces grandes profondeurs d'enfouissement, les outils sismiques ne permettent pas d'atteindre un degré de détail similaire à la résolution des données de surface, et la compaction a modifié, en particulier, les géométries et les faciès sismiques des dépôts. C'est pourquoi, il est important de pouvoir préciser, en fonction des conditions environnementales qui ont régi la sédimentation turbiditique, la géométrie, l'architecture

---

interne, le contenu et la répartition des sédiments des lobes afin de pouvoir, à terme, prédire la localisation et les qualités géométriques (connectivité et extension latérale des corps sableux) des réservoirs.

De gros efforts ont notamment été réalisés dans la compréhension de la formation et du fonctionnement des chenaux sous-marins (chenaux aggradants, incisés, édification des levées sédimentaires par les processus de débordement, formation des méandres...). En revanche, il reste encore beaucoup d'interrogations concernant les lobes terminaux. Le terme de « lobe » est généralement utilisé pour décrire un dépôt unitaire, de forme lobée et situé au débouché d'une source d'apports sédimentaires ponctuelle (un chenal). Il est clair que ce schéma d'unité lobée, lieu d'épandage ultime des écoulements gravitaires est très « simpliste » et la réalité est certainement plus complexe comme en attestent par exemple les travaux antérieurs menés sur les lobes Est Corse (Gervais, 2002) ou les lobes du Zaïre (Bonnell, 2005). Dans les systèmes turbiditiques géants, les lobes terminaux sont typiquement localisés à plusieurs centaines de kilomètres de la côte, à des profondeurs d'eau très importantes de l'ordre de 4000 à 5000 m, ce qui explique que leur architecture reste, à l'heure actuelle, toujours assez mal connue. Une meilleure connaissance de l'architecture détaillée des lobes terminaux et de leur contenu sédimentaire apparaît comme un enjeu particulièrement important, dans le but d'étayer notre savoir sur les environnements sous-marins profonds et également du fait de leur caractère de réservoirs pétroliers potentiels.

## **OBJECTIFS DE CETTE ETUDE**

Notre étude, centrée sur les lobes terminaux et la zone de transition chenal-levées/lobe, appliquée aux éventails récents de l'Amazone et du Néofan du Petit-Rhône, s'inscrit dans la continuité du projet Zaiango (1998-2002) mené par l'IFREMER en collaboration avec Total. Ce projet a permis d'étudier l'ensemble du système turbiditique actuel du Zaïre, depuis le canyon jusqu'aux lobes terminaux et qui est à l'origine de nouvelles connaissances sur le fonctionnement des systèmes turbiditiques, notamment des lobes terminaux actuels.

La connaissance de l'architecture des lobes terminaux reste encore assez mal contrainte, de même que celle de la zone de transition chenal-levée/lobe qui est pourtant une zone clé, i.e. une zone où l'on passe d'un courant chenalisé à un courant moins ou non contraint, c'est-à-dire de l'écoulement au dépôt final. Les dépôts de lobes sont le lieu où est enregistrée « la

mort » des écoulements gravitaires qui ont circulé sur plusieurs centaines de kilomètres au sein du chenal.

Deux sites d'étude, situés dans des contextes distincts, sont présentés et permettent d'étudier l'objet « lobe » à des échelles de résolution différentes.

Le premier chantier est l'éventail de l'Amazone qui constitue, en termes de morphologie générale et de taille, un éventail turbiditique géant assez comparable à celui du Zaïre. Mais au-delà de cette similitude morphologique, le choix du système Amazone a été motivé par les nombreux travaux réalisés sur l'éventail de l'Amazone depuis le début des années 70 (il a même été le site d'un leg ODP en 1994 avec 17 forages effectués) qui en font un des éventails turbiditiques les mieux connus et qui a servi de référence pour établir les concepts sur les grands éventails turbiditiques (par exemple, le concept de l'avulsion d'après Flood *et al.*, 1991). Seule la partie terminale de l'éventail n'avait jusqu'alors jamais été explorée en détail (sauf quelques lignes 3,5 kHz et carottages) et constituait donc une pièce manquante importante pour la connaissance du système Amazone dans son ensemble qu'il fallait compléter. Dans cet objectif, deux campagnes pour partie dédiées à l'exploration de cette zone clé ont été réalisées (campagnes Damaz en 2003 et Lobestory en 2004).

Le deuxième site d'étude, le Néofan du Petit-Rhône est situé à des profondeurs d'eau moindres (2400-2700 m). Les lobes sont localisés à la terminaison du Néochenal du Petit-Rhône qui est un système chenal-levées juvénile, résultant de la dernière avulsion du système chenal-levées du Petit-Rhône. Du fait de ses profondeurs moindres, accessibles à des outils géophysiques d'investigation de plus haute résolution, le Néofan offrait la possibilité d'accéder à un niveau de détail supérieur et de compléter l'étude des lobes terminaux par la mise en évidence des processus actifs à la zone de transition chenal-levées/lobe. En outre, le Néofan, étudié depuis plusieurs années, possédait une base de données importante et variée en terme de résolution (voir chapitre II), récemment complétée lors de la mission très haute résolution TTR14 (2004).

Les objectifs de cette étude sont multiples et s'inscrivent dans une démarche à plusieurs échelles. Tout d'abord, à l'échelle du corps sédimentaire, il est nécessaire d'établir une description de détail de la morphologie, de l'architecture interne et du contenu lithologique des lobes. L'objet « lobe » doit être mieux contraint en vue d'établir un modèle de dépôt qui pourrait servir de modèle prédictif de réservoir.

D'autre part, la vision de détail doit être élargie à une vision à l'échelle de l'ensemble du système (démarche *Source to Sink*). L'objet « lobe », qui constitue le dernier maillon de la chaîne, depuis la source jusqu'au piège final, doit être replacé dans un contexte plus large, car

---

pour comprendre les facteurs qui contrôlent la construction des lobes terminaux il est nécessaire de prendre en compte l'impact des facteurs forçants autocycliques (confinement, espace disponible...) et allocycliques (climat du bassin versant, niveau marin...).

## **METHODES D'APPROCHE**

L'étude menée dans le cadre de cette thèse est basée sur l'étude comparée de deux terminaisons de systèmes turbiditiques récents déposés dans des contextes environnementaux différents :

- les lobes terminaux de l'éventail turbiditique de l'Amazone en position très distale par rapport aux apports,
- les lobes situés à la terminaison du Néochenal du Petit-Rhône, en position plus proximale.

Travailler sur différents chantiers dans des contextes variés était à la fois une difficulté mais aussi un atout pour mettre en lumière l'importance des différents facteurs de contrôle à partir de l'identification des analogies et des différences de fonctionnement des lobes terminaux. Par ailleurs, les jeux de données de résolution différente pour chaque édifice se complétaient et ont permis de distinguer, à chaque degré de résolution, les éléments significatifs nécessaires à l'établissement d'un modèle de fonctionnement des lobes.

Les méthodes d'études se sont appuyées sur plusieurs méthodes d'observation qui combinent des données d'imagerie de fond de mer : bathymétrie (EM12, EM300), imagerie (EM12, EM300, sonar Mak-1), de sismiques (multitrace 2D HR, Chirp, sondeur sédiments 3,5 kHz et 5 kHz) et de sédimentologie de faciès (prélèvements par forages ODP et carottages Kullenberg). Toutes les données utilisées ont permis une exploration à différentes échelles et à différentes résolutions et ainsi d'accéder à différents degrés de détail pour répondre à nos objectifs.

## **CADRE DE LA THESE**

Ce travail de recherche a été réalisé grâce à une bourse IFREMER financée à 100% par la compagnie pétrolière Shell Exploration & Production. Tout au long de ma thèse, j'ai été basée au sein du laboratoire Environnements Sédimentaires du Département Géosciences Marines de l'IFREMER, sous la tutelle de Bruno SAVOYE et également rattachée au



laboratoire UMR6538-CNRS Domaines Océaniques de l'Université de Brest sous la direction de Laurence DROZ.

## **ORGANISATION DU MEMOIRE**

Le mémoire s'articule autour de 5 chapitres.

Le chapitre I présente un état des connaissances sur les éventails turbiditiques et les lobes distaux. Il comprend notamment une brève synthèse sur les processus gravitaires, les éventails turbiditiques : leur mode de fonctionnement, les facteurs de contrôle et les objets élémentaires qui les constituent, suivi par un catalogue des lobes terminaux connus regroupant leurs principales caractéristiques.

Le chapitre II est consacré à la présentation des données et méthodes utilisées lors de cette étude.

Le chapitre III est consacré aux lobes terminaux de l'éventail turbiditique de l'Amazone. Il présente un état des lieux des connaissances sur le contexte régional et le système de l'Amazone du fleuve au bassin profond. Les résultats issus de ce travail sont ensuite présentés sous la forme d'un article publié qui présentent les résultats concernant la morphologie et l'architecture des lobes. D'autres résultats basés sur les analyses sédimentologiques, non abordés dans l'article, sont détaillés. Enfin, une discussion sur les résultats clôt le chapitre IV.

Le Chapitre IV est axé sur la terminaison du Néochenal turbiditique du Petit-Rhône, résultat de la dernière avulsion du chenal du Petit-Rhône. Il replace d'abord le Néofan dans son contexte complexe au sein du Golfe du Lion et du Bassin des Baléares. Les résultats obtenus par les analyses morpho-bathymétriques, acoustiques et sismiques sont ensuite présentés et suivis d'une discussion.

Enfin, le chapitre V propose une synthèse générale des résultats obtenus dans les 2 éventails et aboutit à l'exposé d'un modèle de fonctionnement de lobes terminaux des systèmes turbiditiques fonctionnant en « on/off ». Ce modèle est ensuite confronté au modèle établi pour les lobes terminaux du Zaïre, en tentant d'apporter une explication aux différences de fonctionnement relevées.

Enfin, le manuscrit se termine par un exposé des interrogations nouvelles que cette étude a soulevé et qui permettent de proposer des lignes directrices pour tenter de progresser encore dans la connaissance des lobes terminaux.







## **CHAPITRE I-**

### **SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE: ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR LES EVENTAILS TURBIDITIQUES ET LES LOBES TERMINAUX**

---



Les recherches sur les éventails turbiditiques se sont développées récemment et plusieurs thèses concernant divers aspects de ces édifices ont été soutenues ces dernières années (e.g. Migeon, 2000 ; Babonneau, 2002 ; Gervais 2002 ; Loncke, 2002 ; Popescu, 2002 ; Kostrewa, 2004 ; Bonnel, 2005 ; Ducassou, 2006). Des synthèses bibliographiques très complètes ont à chaque fois été présentées, et il m'a paru inutile et redondant de refaire ici une synthèse supplémentaire. Ce chapitre de ma thèse reprend donc d'abord quelques notions de bases sur les processus gravitaires pour se focaliser ensuite sur une synthèse des paramètres les plus significatifs auxquels je fais appel tout au long de mon mémoire (objets sédimentaires caractéristiques et facteurs de contrôle). Enfin, je propose une synthèse plus complète des travaux ayant traité plus spécifiquement des lobes terminaux et des zones de transition entre système chenal-levées et lobes.

Les synthèses bibliographiques concernant spécifiquement les deux édifices turbiditiques étudiés durant mon travail de thèse (Eventails de l'Amazone et du Petit-Rhône) sont détaillées en début des chapitres consacrés à ces édifices.

## **I.1- NOTIONS SUR LES PROCESSUS GRAVITAIRES**

Les processus gravitaires sous-marins correspondent à l'ensemble des processus capables de transporter des sédiments au sein d'un fluide sous l'action principale de la gravité. Ils constituent le principal mécanisme de transport de sédiments depuis le domaine continental jusqu'aux plaines abyssales (**Fig. I.1**) et sont à l'origine de la construction des éventails sous-marins profonds. Le matériel convoyé par ces processus gravitaires peut être transporté sur des distances très variables allant de plusieurs mètres à plusieurs centaines de kilomètres.

Les processus gravitaires et leurs dépôts associés font l'objet d'une littérature abondante où ils ont été décrits et classifiés par de nombreux auteurs (Middleton and Hampton, 1973 ; Mulder and Cochonat, 1996 ; Mulder and Alexander, 2001).

### **I.1.1. Principaux types de processus gravitaires**

Trois principaux types de processus gravitaires sont distingués en fonction du mode de support des particules :

- les écoulements au sein desquels le transport s'effectue sous la seule action de la gravité : les glissements en masses (*creeping*, *slides* et *slumps*) caractérisés par des déplacements limités dans l'espace.
- les écoulements dans lesquels les composants (matrice, grains et fluides) permettent le support des particules : les écoulements laminaires, caractérisés par des concentrations et viscosités très élevées, englobent les coulées de débris (*debris flows*), les coulées de grains (*grain flows*), les écoulements fluidisés (*fluidized flows*) et les écoulements liquéfiés (*liquefied flows*).
- les écoulements au sein desquels le maintien des particules est assuré par l'existence d'une composante verticale de la vitesse : les écoulements turbulents. Ils regroupent les courants de turbidité (courant de faible et de haute densité), les bouffées turbides et les courants hyperpycnaux.

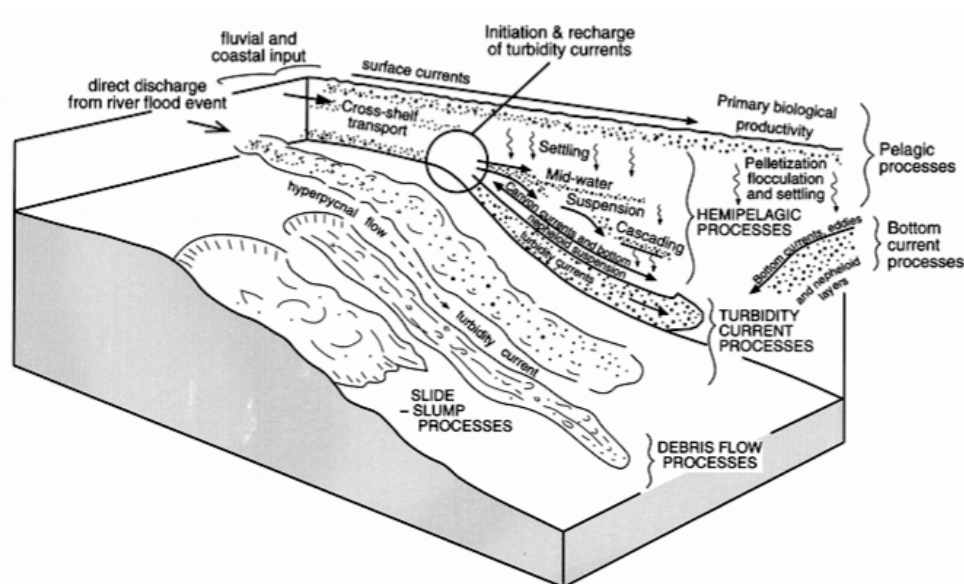


Fig. I.1- Diagramme illustrant les différents processus de transport et de dépôt en domaine marin profond (d'après Stow and Mayall, 2000).

### **I.1.2. Caractéristiques des courants de turbidité et des dépôts associés**

La durée de l'alimentation par l'arrière de l'écoulement constitue la différence majeure entre les courants de turbidité et les bouffées turbides. Ces dernières sont des écoulements à durée de vie très courte et de faible volume, générés par une injection de fluide dense ponctuelle (Ravenne and Beghin, 1983). Les courants de turbidité ont un volume plus important, une alimentation prolongée et sont constitués d'une tête (front de densité), d'un



corps très allongé et d'une queue relativement diluée. Ils présentent une stratification verticale plus ou moins discontinue et des séries de vortex turbulents (Kneller and Buckee, 2000).

Les courants de turbidité sont divisés en deux classes : les courants de haute et de faible densité. Les courants de haute densité résultent de la transformation de grands glissements. Ils sont constitués d'une semelle basale laminaire surmontée par un corps d'écoulement turbulent (Postma *et al.*, 1988, **Fig. I.2**). Au sein de la partie basale laminaire, le processus de *traction carpet* (Lowe, 1982, **Fig. I.3**) génère la formation d'un granoclasement inverse lors du dépôt des sédiments. Ce type de courant est associé à des dépôts grossiers (*coarse grained-turbidites*). Les courants de faible densité résultent d'instabilités de plus petite taille et les sédiments mis en suspension sont plus fins (sablo-silteux et argileux).

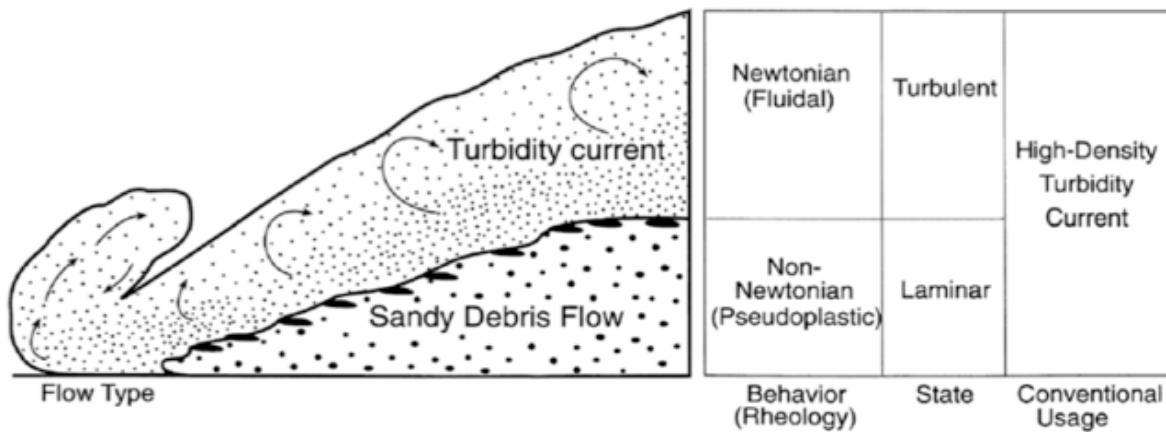


Fig. I.2- Vue schématique représentant un écoulement turbiditique de haute densité différenciant un écoulement inférieur laminaire et un écoulement supérieur turbulent (d'après Postma *et al.*, 1988).

Les dépôts qui résultent du passage d'un courant de turbidité de basse densité sont appelés turbidites et sont décrits par la séquence verticale de faciès proposée par Bouma (1962) où le dépôt des sédiments s'effectue en fonction de la vitesse de chute des éléments, c'est-à-dire du plus grossier au plus fin (**Fig. I.3**). Cette séquence compte cinq termes nommés  $T_a$ ,  $T_b$ ,  $T_c$ ,  $T_d$  et  $T_e$ , de la base vers le sommet, suivant un granoclasement normal. Le terme inférieur  $T_a$  de la séquence est le plus grossier (sable), il ne présente aucune structure interne mais un granoclasement frustré. Le terme  $T_b$  est constitué de sables plus fins, laminés. Le terme  $T_c$ , constitué de sables très fins ou de silt, présente des stratifications obliques ou entrecroisées. Le terme  $T_d$  est formé par l'alternance de lamines silteuses et argileuses. Et enfin le terme  $T_e$  correspond à des argiles très finement laminées ou sans

structure. Les termes  $T_d$  et  $T_e$ , qui correspondent aux termes les plus fins, sont rencontrés sur les levées des systèmes turbiditiques. La séquence de Bouma est rarement observée dans sa totalité et est souvent tronquée des termes inférieurs ou supérieurs.

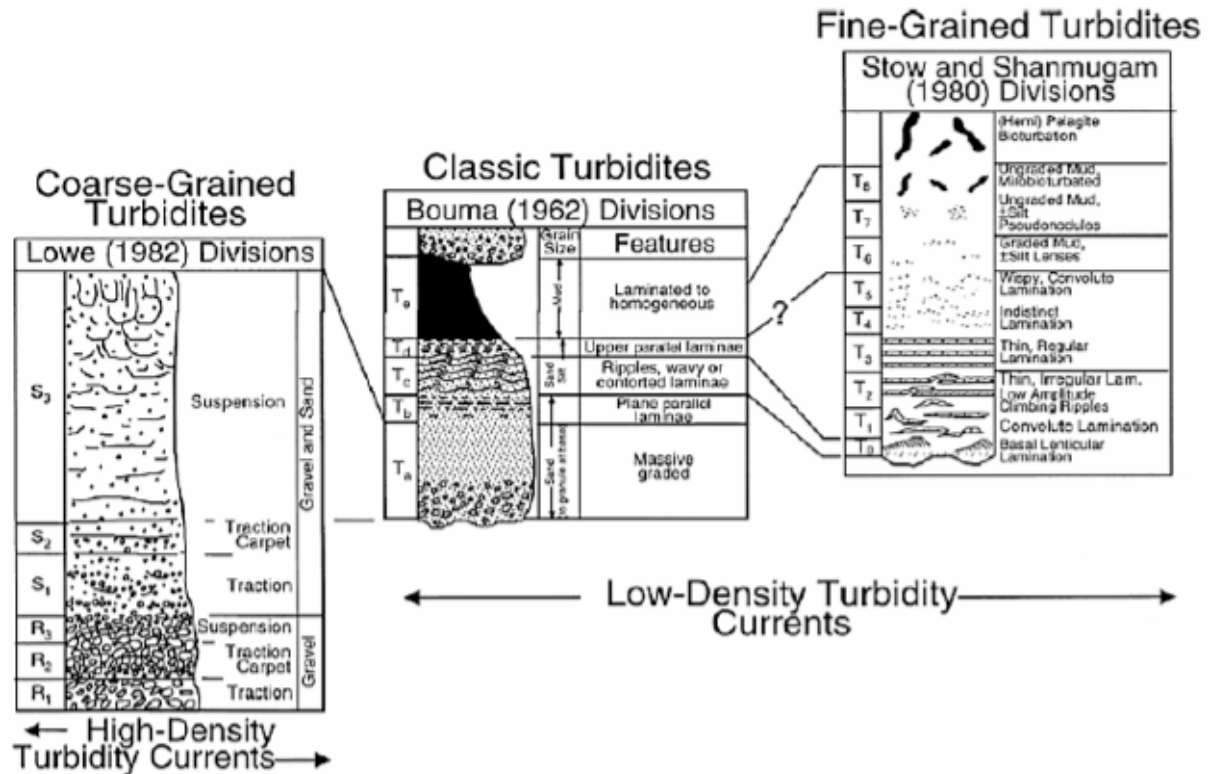


Fig. I.3- Description des séquences de dépôts décrites dans les séries turbiditiques en distinguant les dépôts associés aux courants de haute et de basse densité (d'après Shanmugam, 2000).

### I.1.3. Transformation d'un écoulement

Plusieurs points importants sont à prendre en considération dans le cadre de l'étude des écoulements gravitaires :

- Des transformations peuvent intervenir au sein d'un écoulement au cours du transport, et un écoulement peut se transformer d'un type à un autre (par exemple : laminaire en turbulent et inversement) (Shanmugam and Moiola, 1997).

- Les caractéristiques d'un écoulement ne sont pas figées et montrent une évolution spatio-temporelle (Kneller, 1995). En effet, les écoulements évoluent dans le temps et leur vitesse est rarement constante sur une longue période de temps. Lorsque la vitesse augmente

avec le temps, on parle de *waxing* et lorsqu'elle décroît, de *waning*. Un écoulement est rarement stationnaire (vitesse constante dans le temps) lorsqu'il est observé dans la nature. Les écoulements se transforment également dans l'espace à cause des variations de vitesse induites par des forçages morphologiques (variation de pente, chenalisation...), et de l'incorporation de fluide ambiant et de particules par érosion, modifiant sa densité et sa concentration. D'après Kneller (1995), les écoulements sont dits accumulatifs s'ils accélèrent avec la distance, par exemple dans le cas d'un écoulement évoluant sur une pente convexe ou d'un état non-chenalisé à chenalisé. À l'inverse, les écoulements sont dits déplétifs (cas le plus courant) s'ils décélèrent avec la distance comme dans le cas d'un écoulement évoluant sur une pente concave ou d'un état chenalisé à non-chenalisé.

## **I.2- LES SYSTEMES TURBIDITIQUES: FACTEURS DE CONTROLE ET OBJETS ELEMENTAIRES**

Les systèmes turbiditiques (ou éventails turbiditiques ou éventails sous-marin profonds) sont reconnus comme étant des édifices sédimentaires générés par des processus gravitaires. Leur organisation et leur mode de fonctionnement ont fait l'objet de nombreuses études autant à l'affleurement (systèmes anciens) (Mutti and Ricchi Lucci, 1972 ; Walker, 1978), qu'en domaine marin (systèmes récents) (notamment Normark, 1970, 1978 ; Reading and Richards, 1994 ; Bouma, 2000 ; Shanmugam, 2000). Ces éventails turbiditiques se construisent en pied de pente et peuvent s'étendre jusqu'à la plaine abyssale, ils sont généralement alimentés par un ou plusieurs canyons et se situent au large du débouché de systèmes fluviaux (ex : fleuves Amazone, Zaïre, Rhône...), qui constituent une source d'apports sédimentaires importants vers le domaine marin.

### **I.2.1. Classifications et facteurs de contrôle**

Les éventails turbiditiques présentent des tailles, des morphologies et des contenus lithologiques qui peuvent être très variables. Cette diversité est notamment imagée par la classification de Reading et Richards (1994), basée sur la nature des apports suivant 3 classes granulométriques (argile, sable, gravier) et sur la physiographie du système d'alimentation pouvant être une source ponctuelle (par exemple un delta), une alimentation multiple (système de rampe) ou des systèmes se développant sur une pente (*slope apron*). Parmi les nombreux modèles de systèmes turbiditiques proposés dans la classification de Reading et Richards (1994), les pôles à dominante argileuse (*mud-rich system*) et sableuse (*sand-rich*

system) avec une seule source d'apports sont présentés sur la figure I.4. La taille des systèmes à dominante sableuse sont de l'ordre de la centaine de kilomètres, alors que les systèmes à dominante argileuse peuvent s'étendre sur plusieurs centaines de kilomètres (500-1000 km).

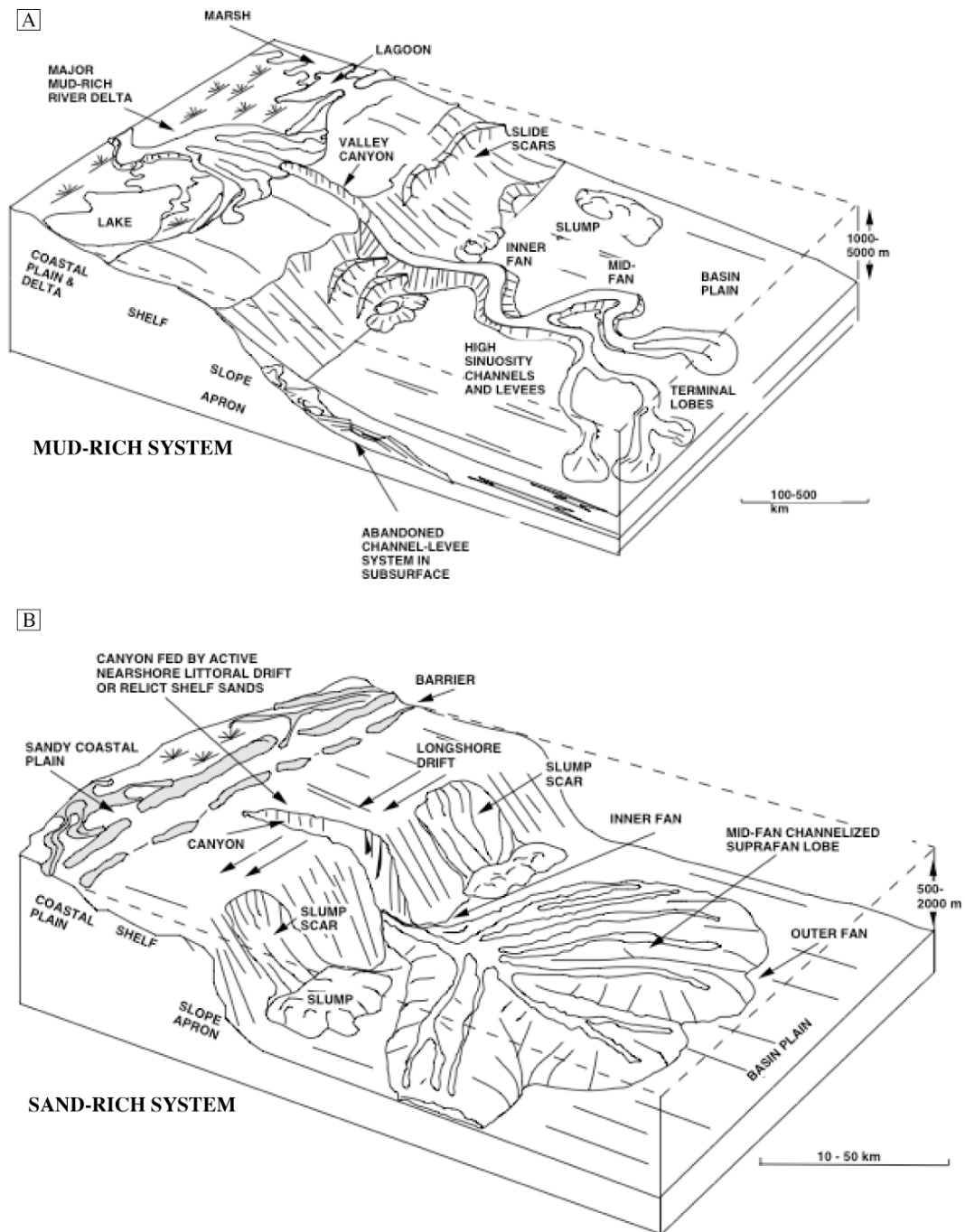


Fig. I.4- Exemples de systèmes turbiditiques caractérisés par une source unique d'alimentation et des apports à dominante (A) argileuse (mud-rich system) et (B) sableuse (sand-rich system). Extraits de la classification de Reading et Richards (1994).

La classification proposée par Piper et Normark (2001) prend en compte les caractéristiques des sédiments en entrée (volumes et granularité des sédiments de la source) ainsi que les mécanismes d'initiation des écoulements gravitaires (**Fig. I.5**).

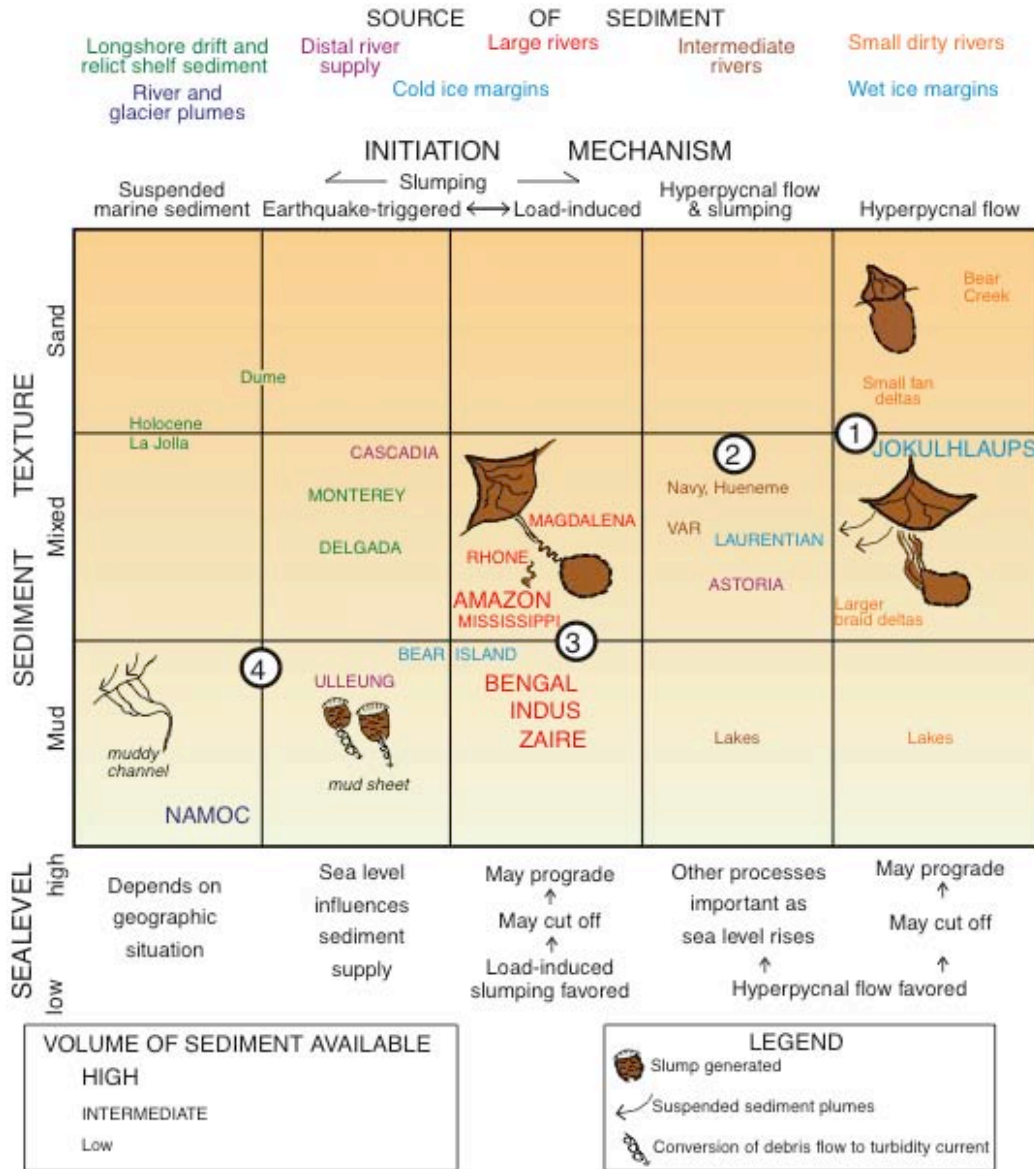


Fig. I.5- Classification proposée par Piper et Normark (2001), qui prend en compte les caractéristiques des sédiments en entrée ainsi que les mécanismes d'initiation des écoulements gravitaires.

La compréhension des mécanismes d'initiation des écoulements gravitaires implique de s'intéresser au contexte et aux facteurs de contrôle de la sédimentation. En effet, La construction des éventails turbiditiques est régie par des facteurs d'origine externe au système (facteurs allogéniques : tectonique, eustatisme, climat...) et d'origine interne (facteurs

---

autogéniques : compensation topographique). L'interaction de ces multiples facteurs et l'impact relatif de chacun d'eux expliquent les différences de taille, de faciès et d'architecture d'un système à un autre.

Parmi les principaux facteurs qui interviennent lors de la construction des systèmes turbiditiques, on distingue principalement :

- la tectonique qui va conditionner le type de marge, la forme et la taille du bassin qui va servir de réceptacle et l'extension ou le confinement du système.

- les variations relatives du niveau marin qui peuvent avoir un impact sur l'état de connexion (*on/off*) entre les systèmes fluviaux et les systèmes turbiditiques en lien avec la morphologie de la plateforme continentale. Dans le cas d'une plateforme continentale large et immergée en période de haut niveau marin, il n'y a plus de connexion directe entre le débouché du fleuve et la tête du canyon située en rebord de plateforme : il y a un arrêt de l'alimentation du bassin et le système turbiditique cesse de fonctionner. Dans le cas d'une plateforme étroite ou d'un canyon entaillé jusqu'à proximité de l'embouchure d'un fleuve, la connexion entre le fleuve et le canyon est maintenue en période de haut ou de bas niveau marin et le contrôle eustatique n'a, dans ce cas, pas d'effet d'arrêt ou de reprise de l'activité turbiditique.

- les conditions dans le bassin versant, que ce soit sa taille, la hauteur de ses reliefs, la lithologie des terrains drainés, l'organisation du réseau fluvial ou les conditions climatiques, ont une influence sur la nature et la quantité des apports au domaine océanique.

Tous ces paramètres régionaux et globaux exercent un contrôle sur l'évolution des processus de transport et de dépôt des sédiments vers les environnements marins profonds et bien que leur impact soit difficilement quantifiable, ils fournissent des éléments qui permettent de mieux comprendre l'architecture générale des systèmes.

### **I.2.2. Objets élémentaires**

L'organisation d'un éventail turbiditique individualise, depuis le débouché du canyon, 3 grands domaines d'amont en aval : l'éventail supérieur (*upper fan*) qui correspond à la zone de sédimentation la plus amont en sortie de canyon, l'éventail moyen (*middle fan*) constitué par un réseau de systèmes chenaux-levées divergents à partir de la vallée de l'éventail supérieur et enfin l'éventail inférieur (*lower fan*) caractérisé par des unités sédimentaires lobées et des dépôts continus et horizontaux (Normark, 1978). Plusieurs objets élémentaires constituent des éléments architecturaux essentiels de l'organisation des systèmes turbiditiques

(**Fig. I.6**), il s'agit du canyon (système d'alimentation), des systèmes chenaux-levées, de la zone de transition chenal-levée/lobe et des lobes.

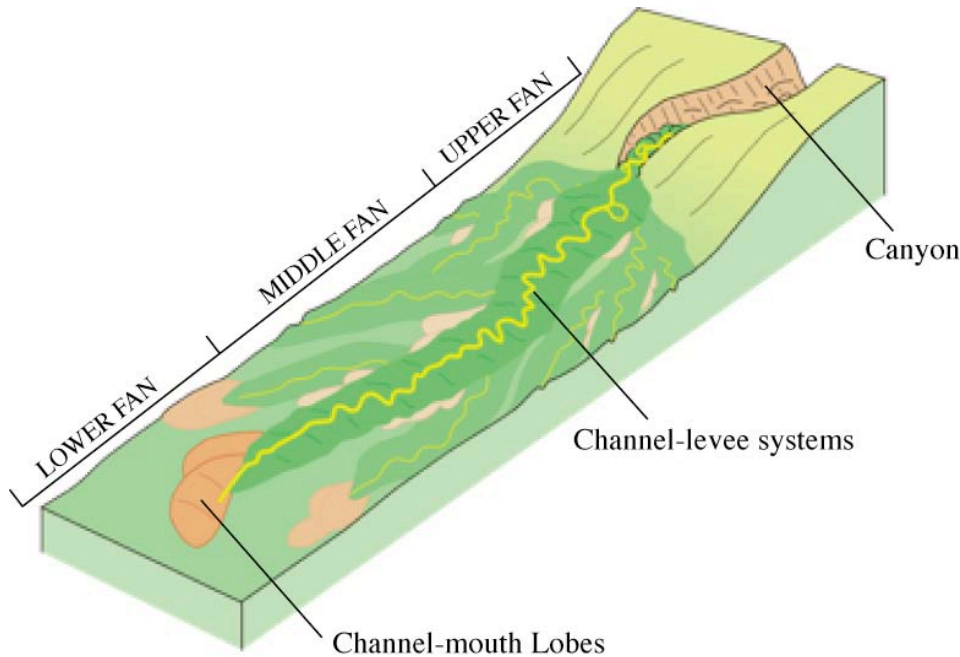


Fig. I.6- Représentation schématique d'un éventail turbiditique (d'après Babonneau, 2002).

#### I.2.2.1. Le canyon

Les canyons sous-marins constituent des conduits naturels de transport de sédiments et d'eau depuis le domaine continental vers le domaine marin profond. Un canyon sous-marin forme une structure géomorphologique en dépression, qui peut inciser depuis la plateforme interne jusqu'au pied de pente et présente des tailles et des morphologies très variables selon les exemples (**Fig. I.7**). Au niveau de la pente continentale, qui représente un domaine favorable à l'initiation de processus d'instabilités, la répétition d'événements gravitaires peut aboutir à la formation des canyons (Shepard, 1981) qui deviennent les collecteurs principaux des apports détritiques et constituent les systèmes d'alimentations des éventails turbiditiques.

Un canyon sous-marin est considéré comme actif lorsque des courants gravitaires chargés en sédiments et érosifs empruntent son cours pour déposer leur charge en pied de pente continentale. Il est inactif lorsqu'il est déconnecté des apports sédimentaires directs (apport par les fleuves, dérive littorale, glissements sur la pente) et il est alors comblé par la sédimentation hémipélagique. Ce fonctionnement en *on/off* d'un canyon est directement lié à

la proximité de la source d'apports sédimentaires dont la localisation peut varier en fonction du niveau marin relatif (migration des embouchures de fleuve par exemple). Ainsi, en période de haut niveau marin relatif, les canyons sont, pour la plupart, inactifs alors qu'en période de bas niveau marin relatif, ils sont actifs. Certains canyons qui se développent dans des contextes morphologiques particuliers (par exemple, lorsque la largeur de la plateforme est très réduite), restent connectés à l'embouchure du fleuve quel que soit le niveau marin, et le système turbiditique reste actif. C'est le cas en particulier des canyons du Var et du Zaïre.

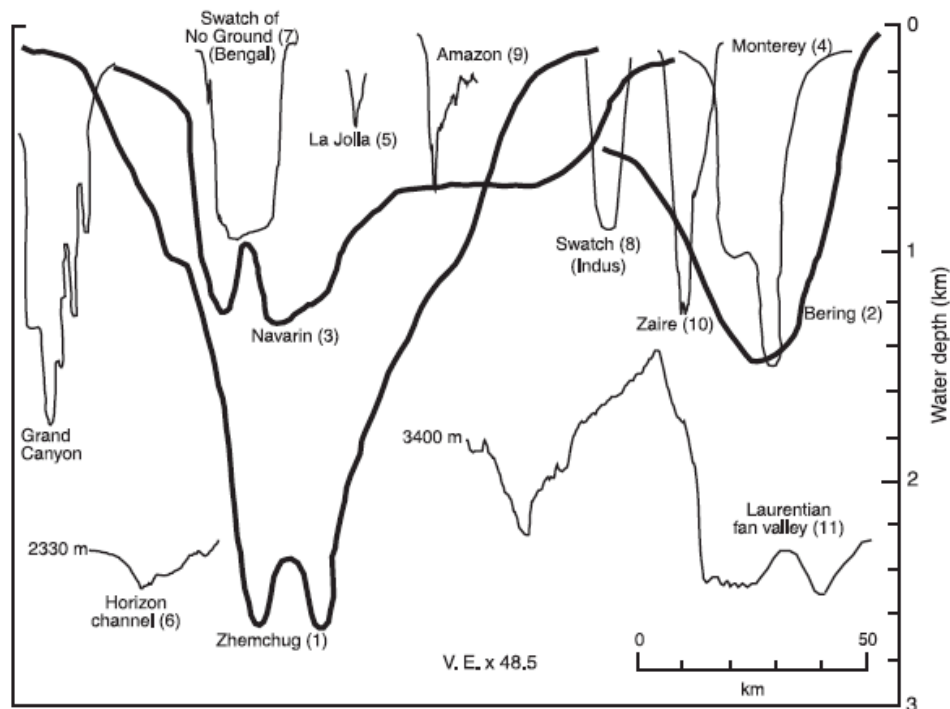


Fig. 1.7- Vues en coupe à travers plusieurs canyons sous-marins montrant la diversité des tailles et des morphologies (d'après Normark, 2003).

#### I.2.2.2. Les systèmes chenaux-levées

Le système chenal-levées est une zone mixte qui se développe dès la sortie du canyon sous-marin et où interagissent des processus de transit (*by-pass*), d'érosion et de dépôt. Il est constitué par un chenal central, souvent sinueux, bordé de part et d'autre par des reliefs (levées) dont la hauteur diminue en s'éloignant de l'axe du chenal. Les éléments les plus grossiers se déposent dans le chenal et les plus fins s'accablent sur les levées.

Le terme de « levées » se rapporte aux accumulations de sédiments qui bordent les chenaux turbiditiques et sont interprétées comme des dépôts issus des débordements



successifs de la partie sommitale des écoulements transitant dans le chenal. Les levées enregistrent la dynamique des écoulements gravitaires de façon quasi-continue sur de longues périodes de temps (Migeon, 2000). Elles se développent depuis le débouché des canyons jusqu'aux lobes terminaux, soit parfois sur plus de 1000 km de long. L'épaisseur des levées varie de l'amont vers l'aval du système, de plusieurs centaines de mètres à quelques dizaines de mètres et peuvent s'étendre sur plus de 50 km de part et d'autre de l'axe du chenal. Les levées sédimentaires sont caractérisées par leur fort relief positif, leur forme « en moustache » et leur structure sismique montre des réflecteurs sismiques de forte à moyenne amplitude, continus et parallèles sur de très grandes distances et se terminant en down-lap sur les séries sous-jacentes (Skene, 1998). Les levées latérales sont formées d'un flanc interne très raide, siège de nombreux glissements en masse et de processus d'érosion, et d'un flanc externe en pente plus douce, soumis à des processus de dépôt et souvent caractérisé par la présence de dunes géantes liées aux processus de débordements (*sediment waves*, Migeon *et al.*, 2000, 2001).

Les systèmes chenaux-levées peuvent présenter des morphologies très variables selon le système turbiditique considéré (**Fig. I.8**), avec soit une symétrie des levées conjuguées (e.g. Amazone : Food *et al.*, 1991 ; Zaïre : Babonneau *et al.*, 2002), soit une asymétrie très marquée des levées conjuguées (e.g. Var : Migeon, 2000 ; Hueneme et St Laurent : Piper *et al.*, 1984, 1999) allant parfois jusqu'à l'hyper-développement d'une des deux levées (Ride sédimentaire du Var, Savoye *et al.*, 1993). De plus, il est possible de faire une distinction entre des systèmes chenaux-levées dits constructifs ou aggradants, de type Amazone par exemple (Food *et al.*, 1991), qui sont caractérisés par une élévation simultanée, mais à des vitesses différentes, du fond du chenal ("chenal perché") et des levées, et des systèmes chenaux-levées érosifs de type Bengal (Hübscher *et al.*, 1997) ou Zaïre (Babonneau, 2002) caractérisés par un chenal qui s'approfondit par érosion des dépôts sous-jacents (chenal surincisé).

L'abandon d'un système chenal-levées actif (chenal père) résulte dans certains cas du phénomène d'avulsion (Flood *et al.*, 1991) qui permet la formation d'un nouveau système chenal-levées (chenal fils). L'avulsion débute par une rupture de la levée du chenal initial, dont la cause peut être variée (effondrement, passage d'un écoulement de plus forte énergie).

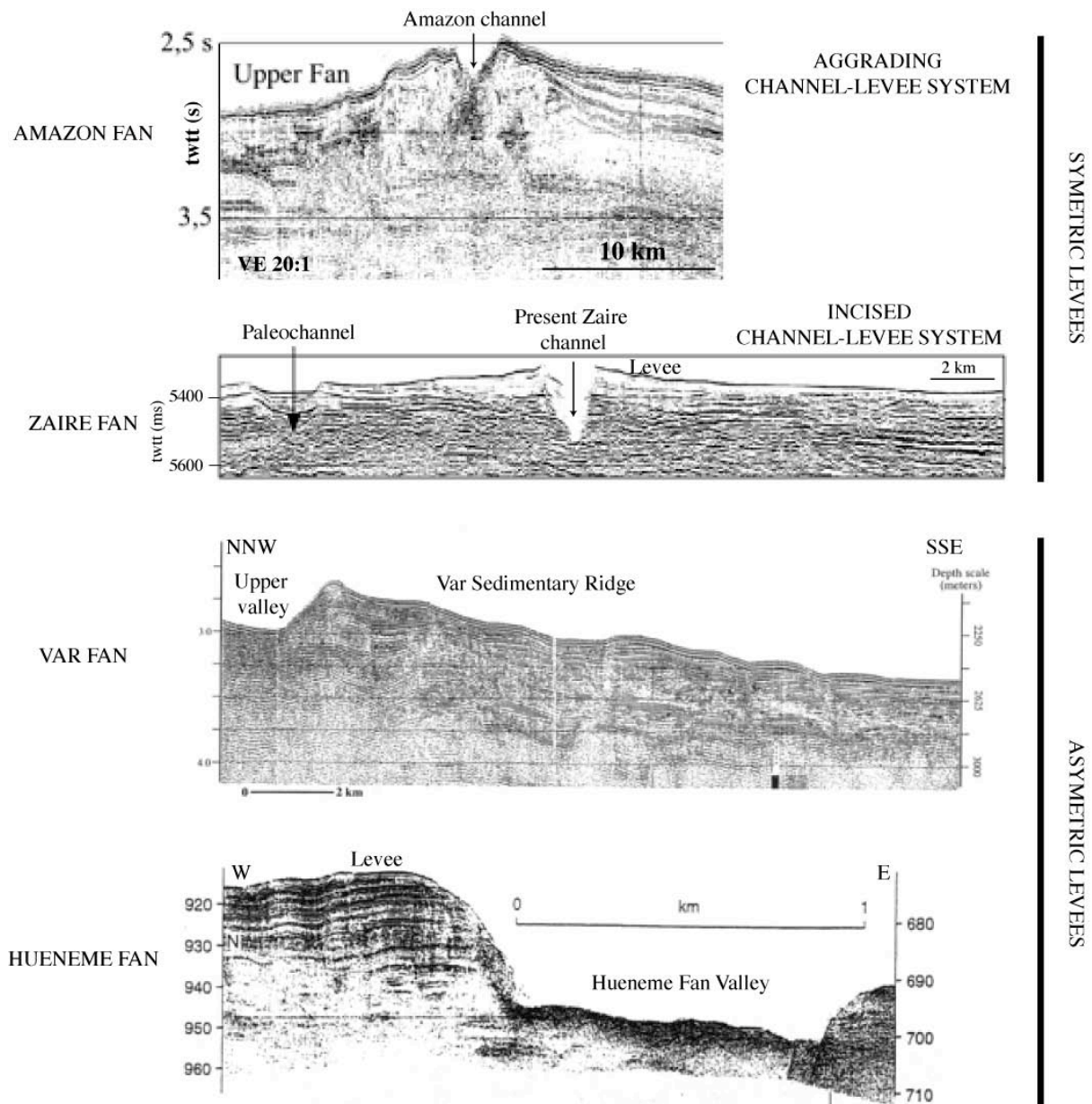


Fig. 1.8- Exemples de systèmes chenaux-levées présentant des morphologies très différentes entre des levées conjuguées symétriques (systèmes Amazone : Flood et al., 1991 et Zaïre : Babonneau, 2002) et asymétriques (Systèmes Var : Migeon, 2000 et Hueneme : Piper et al., 1999). Distinction entre un système chenal-levées aggradant (type Amazone) et un système chenal-levées érosif (type Zaïre).

Les écoulements suivants empruntent la brèche formée et s'écoulent vers le point le plus bas de la zone. Les premiers dépôts qui se mettent en place dans la zone en dépression rencontrée ne sont pas chenalisés, et sont appelés HARPs (High-Amplitude Reflection Packets). Ils correspondent en sismique à des faciès de forte amplitude qui forment le lobe d'avulsion sur lequel, par la suite, un nouveau système chenal-levées va se développer.

### I.2.2.3. La zone de transition chenal-levées/lobe

La zone de transition chenal-levées/lobe (*CLTZ : Channel-Lobe Transition Zone*) constitue une zone importante dans l'organisation des systèmes turbiditiques, mais qui reste assez mal connue en raison de la difficulté de l'identifier, que ce soit à l'affleurement ou dans des environnements modernes. Elle a été définie par Mutti et Normark (1987) comme étant la région qui sépare les chenaux bien définis (ou les dépôts de remplissage de chenaux à l'affleurement) des lobes bien définis (ou faciès de lobes à l'affleurement). La reconnaissance de la zone de transition chenal-levées/lobe est principalement basée sur des critères morphologiques.

D'un point de vue de la dynamique des écoulements, la zone de transition chenal/lobes correspond au passage d'un écoulement chenalisé à un écoulement non contraint. Cette zone particulière enregistre l'évolution de l'écoulement vers le dépôt final. La CLTZ correspond donc à une zone où les caractéristiques des écoulements sont modifiées, souvent en raison d'une modification des pentes du fond marin à la sortie du chenal (Mutti and Normark, 1987 ; Wynn *et al.*, 2002). Ce changement de l'état d'équilibre hydraulique de l'écoulement qui induit un réajustement de la vitesse et de la hauteur de l'écoulement correspond à un ressaut hydraulique (Mulder and Alexander, 2001). En réponse à une diminution rapide de la pente au niveau de la CLTZ, il se produit (Komar, 1971, Garcia and Parker, 1989) :

- une importante dissipation d'énergie liée à une forte augmentation de la turbulence,
- une forte baisse de la vitesse de l'écoulement associée à une augmentation de l'épaisseur de l'écoulement par incorporation d'eau,
- une augmentation de l'érosion sur le fond, résultat de l'augmentation de la turbulence.

Le volume et la proportion d'argile d'un écoulement semblent également conditionner la position des lobes par rapport au chenal et donc la présence ou non d'une CLTZ (**Fig. I.9**) (Mutti and Normark, 1987, Wynn *et al.*, 2002). Dans le cas d'écoulements de faible volume, riches en sables avec une faible proportion d'argile, les dépôts résultants se mettent en place immédiatement au débouché du chenal, on parle alors de lobe attaché et il n'y a pas de CLTZ. À l'inverse, dans le cas d'écoulements de fort volume, riches en sables avec une forte proportion d'argile, il se crée une zone de *by-pass* au débouché du chenal qui correspond à la CLTZ et le lobe est dit détaché.

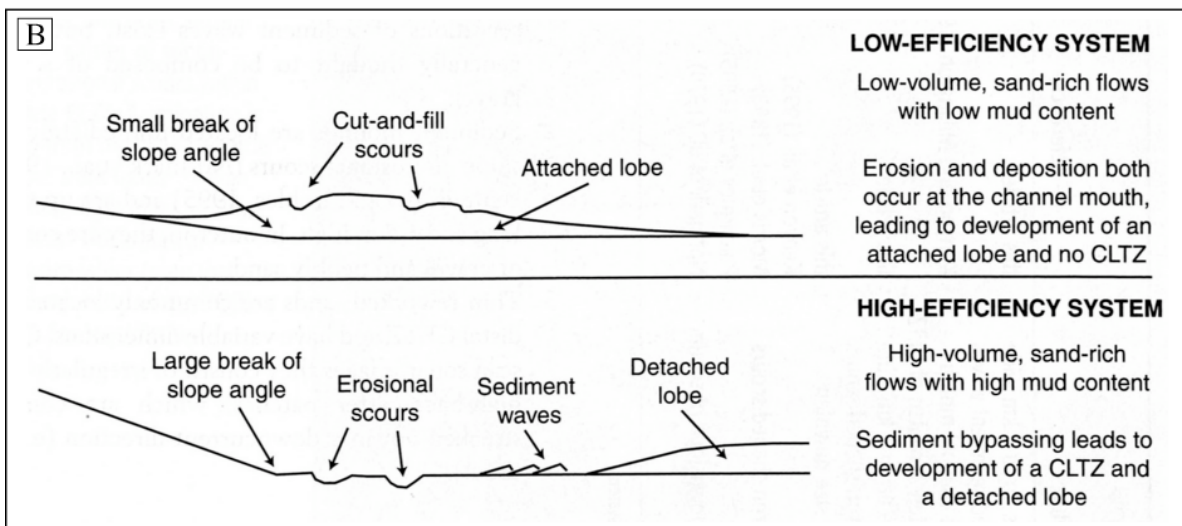
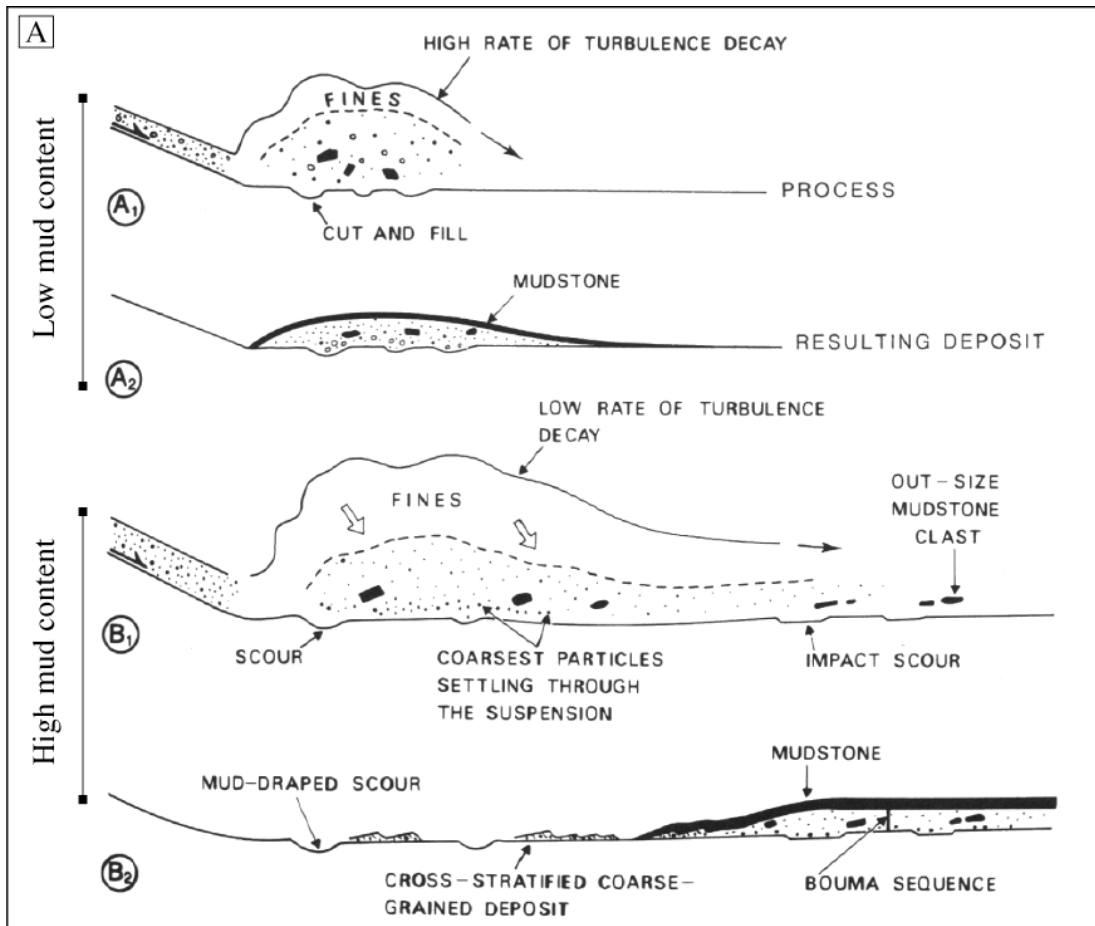


Fig. I.9- (A) Processus et marqueurs d'érosion et de dépôts résultant d'un ressaut hydraulique en fonction de la teneur en particules fines (argile) d'un écoulement riche en sables (d'après Mutti and Normark, 1987). (B) Coupes longitudinales schématiques représentant, en fonction du volume et de la proportion d'argile d'un écoulement, les types d'organisation observés pour un lobe attaché et un lobe détaché (d'après Wynn et al., 2002).

Dans les éventails turbiditiques modernes, les traits morphologiques qui servent de critères pour identifier la zone de transition sont multiples :

- L'extension de la zone de transition CLTZ semble être proportionnelle à la taille du chenal d'alimentation et la disparition des levées marque probablement la limite amont de la zone de transition (Mutti and Normark, 1987).

- La CLTZ peut être caractérisée par la présence de nombreuses structures érosives (sillons d'érosion, scours isolés, amalgamés, de petite taille ou géants) ainsi que par des marques de processus de dépôt (sediment waves, accumulations associées aux scours, marques du remaniement des dépôts) (Wynn *et al.*, 2002). Ces marqueurs (**Fig. I.10**) ont notamment été observés dans plusieurs systèmes turbiditiques au niveau de la CLTZ au débouché du chenal d'Agadir (Wynn *et al.*, 2002) ou du Navy channel (Normark *et al.*, 1979).

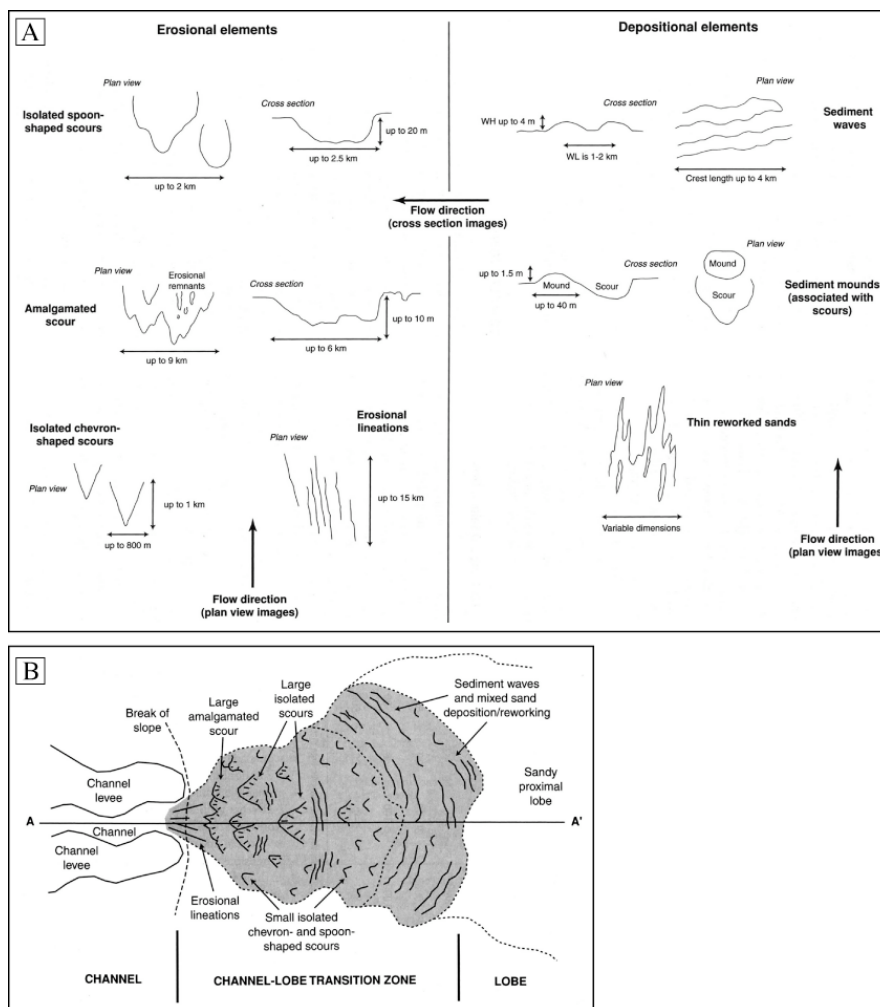


Fig. I.10- (A) Principaux marqueurs (dimensions et morphologies) d'érosion et de dépôt observés au niveau de la zone de transition chenal-levées/lobe (CLTZ). (B) Vue schématique en plan présentant la distribution spatiale des marqueurs d'érosion et de dépôt caractérisant une CLTZ (d'après Wynn *et al.*, 2002).

Cependant, ces marqueurs d'érosion ou de dépôt caractérisant la CLTZ sont de tailles variables et ne sont donc pas toujours identifiables dans les systèmes modernes si la résolution des données à disposition est insuffisante.

Un système chenal-levées évolue au cours du temps et peut par exemple migrer vers l'aval, il prograde donc sur son ancien lobe terminal et construit un nouveau lobe plus en aval (**Fig. I.11**). La zone de transition chenal-levées/lobe n'est donc pas fixe dans le temps et peut migrer dans l'espace.

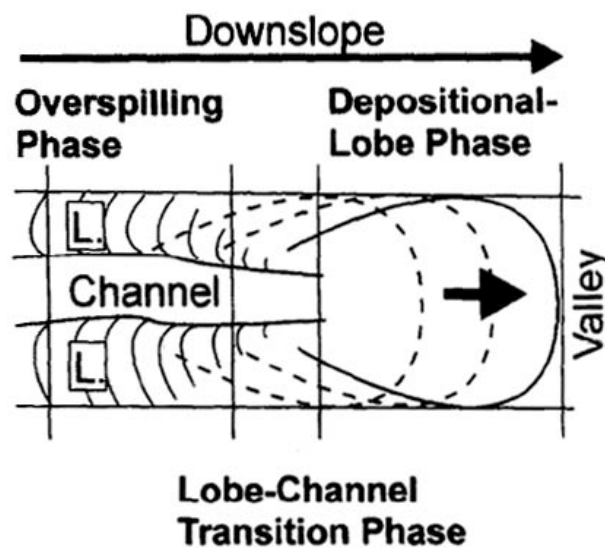


Fig. I.11- Représentation schématique de la migration vers l'aval de la terminaison d'un système chenal-levées et de son lobe associé (modifiée d'après Hübscher et al., 1997).

#### I.2.2.4. Les lobes

Le terme de « lobe » est généralement utilisé pour décrire un dépôt unitaire, de forme lobée, apparemment non chenalisé et situé au débouché d'une source d'apport sédimentaire ponctuelle (un chenal) (**Fig. I.12**). Il est clair que ce schéma d'unité lobée, lieu d'épandage ultime des écoulements gravitaires est très « simpliste » et la réalité est certainement bien plus complexe comme en témoignent par exemple les études antérieures sur les lobes terminaux du Zaïre (Bonnell, 2005) qui montrent des micro-chenaux d'alimentation ou les lobes Est Corse (Gervais, 2002) qui sont constitués de sous-unités empilées suivant le principe de compensation (cf. paragraphe I.3).

En fonction du contexte physiographique de leur mise en place, il est possible de distinguer (1) les lobes construits dans un contexte régional très confiné comme les bassins

intra-pente et à l'inverse, (2) les lobes, appelés lobes terminaux, localisés dans un contexte de terminaison d'éventail turbiditique, installés dans des bassins plus larges et peu tectonisés.

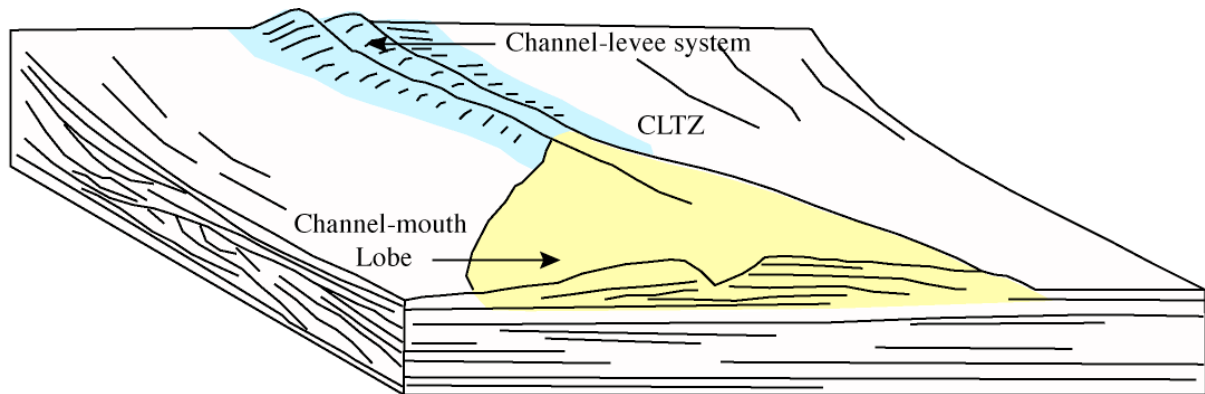


Fig. I.12- Représentation schématique d'un lobe (modifiée d'après Galloway, 1998).

*- Les lobes de bassin intra-pente*

Les bassins intra-pentes sont formés par la déformation de la marge par des phénomènes de diapirisme ; ils ont été particulièrement étudiés dans le Golfe du Mexique (Prather, 2000 ; Badalini *et al.*, 2000 ; Beauboeuf and Friedman, 2000) et également observés au large du Nigéria (Pirmez *et al.*, 2000). La tectonique salifère ou l'argilocinèse influent sur la topographie des pentes et affectent également le parcours des écoulements gravitaires. Ces bassins intra-pente constituent de véritables pièges pour les sédiments transportés sur la pente. Les écoulements gravitaires qui débouchent dans ces petits bassins perdent leur énergie et se déchargent massivement de leur contenu sédimentaire. Il y a alors dépôt et empilement de lobes dans un système très confiné jusqu'au comblement du bassin.

*- Les lobes terminaux à l'extrémité d'un éventail turbiditique*

Les lobes terminaux sont situés à l'extrémité distale d'un système chenalisé. Ils ont une structure assez mal connue du fait de cette position terminale et de leurs faibles reliefs peu favorables à la reconnaissance géophysique.

Dans les systèmes turbiditiques de taille moyenne ou petite (Kenyon and Millington, 1995 : Bering Sea ; Piper *et al.*, 1999 : Hueneme et Dume Fans ; Gervais *et al.*, 2004, 2006 : East Corsica ; Kenyon *et al.*, 2002 : West Corsica ; Bonnel, 2005 : Var Fan), les lobes terminaux représentent entre un tiers et la moitié de la superficie totale de l'éventail turbiditique et ils sont situés à une distance comprise entre plusieurs dizaines de kilomètres et 100-300 km de la côte. En revanche, dans les éventails turbiditiques géants (Twitchell *et al.*, 1991 : Mississippi

---

Fan ; Babonneau, 2002 et Bonnel, 2005 : Zaire Fan), la superficie des lobes est très petite (de l'ordre de plusieurs centaines de km<sup>2</sup>) par rapport à l'immense surface couverte par l'ensemble de l'éventail (de 300 000 km<sup>2</sup> (Damuth *et al.*, 1975 : Amazone Fan) à plus d'1 million de km<sup>2</sup> (Schwenk *et al.*, 2005 : Bengal Fan)). Ils se situent généralement à des distances très importantes de la côte (à 1000 km voire plus), à des profondeurs d'eau supérieures à 4000 m et présentent des morphologies très peu marquées dans la bathymétrie.

La compréhension des environnements de lobes terminaux s'est affinée grâce à la multiplication des cas d'étude ciblés sur ces objets sédimentaires. Ces études ont permis de mieux contraindre leur architecture interne ainsi que la nature et la répartition des sédiments (cf. **Tabl. I.1**). La construction des lobes est contrôlée par de nombreux facteurs incluant notamment la configuration et la taille du réceptacle, la quantité et le type de sédiments disponibles ou encore la fréquence et le volume des écoulements gravitaires.

### **I.3- CATALOGUE DES LOBES TERMINAUX**

Dans cette partie, nous proposons de présenter les résultats d'études consacrées aux lobes terminaux de plusieurs éventails turbiditiques sous forme d'un tableau récapitulatif (**Tabl.I.1**, **Fig. I.13**). Ce catalogue non exhaustif permet de présenter et de comparer les caractéristiques en termes de dimensions, de morphologie, d'architecture interne, de contenu lithologique, etc., des lobes situés à la terminaison de différents systèmes turbiditiques.

*Tabl. I.1- Tableaux récapitulatifs des principales caractéristiques (contexte physiographique, dimensions, faciès acoustique, contenu lithologique) des lobes terminaux des systèmes turbiditiques géants (Mississippi, Zaire, Petit-Rhône, Monterey) et de plus petite taille (Golo Est Corse, Var, Hueneme et Dume, Pochnoi et Umnak) ►*



Eventail turbiditique	Contexte géographique	Superficie Longueur du système	Fonctionnement on/off	Profondeurs de mise en place des lobes	Lobes	Dimensions Longueur (km) Largeur (km) Epaisseur (m)	Facès de réflectivité acoustique	Contenu lithologique	Figure	Références
<b>Mississippi</b>	Golfe du Mexique Marge continentale passive Tectonique salifère intense	300 000 km <sup>2</sup> L=500 km	Inactif en haut niveau marin	3000-4000 m	Le chenal du Mississippi a alimenté 9 lobes récents dont le plus ancien est situé le plus en aval et le plus jeune en amont.	L=150 km l=50 km E=10-40 m	Les lobes sont constitués de multiples unités allongées (5-40 km de long) de forte réflectivité situées à la terminaison de petits chenaux (faible réflectivité) de moins de 5 m de profondeur.	Les zones de forte réflectivité correspondent à des zones de dépôt de sable fin et de silt. Les zones de faible réflectivité correspondent à des zones de dépôt d'argiles.	Fig. 13- A	Twitchell et al., 1991, 1992 Schwab et al., 1996
<b>Zaire</b>	Zone méridionale du Golfe de Guinée Marge continentale passive mature (Congo-Angola)	330 000 km <sup>2</sup> L=900 km	Fonctionnement actuel en haut niveau marin Connexion permanente entre l'estuaire du fleuve et la tête du canyon	+ de 5000 m	Le chenal actuel du Zaire compte à sa terminaison 5 lobes terminaux qui se sont construits par progradation progressive vers l'aval.	L'ensemble des 5 lobes : L=100 km, l=40 km E=50 m max. S= 300 km <sup>2</sup> Dimensions d'un lobe : 40<l<20 km 40<l<10 km E=5-10 <sup>max</sup> m	Corps des lobes : forte réflectivité Franges des lobes : réflectivité moyenne Chenaux distributaires : faible réflectivité	Le sable est concentré dans les chenaux d'alimentation des lobes. Le corps des lobes est composé de sédiments à dominante argilo-silteuse avec toutefois des facès plus sableux à proximité des chenaux distributaires.	Fig. 13- B	Savoie et al., 2000 Babonneau, 2002 Bommel, 2005
<b>Petit-Rhône</b>	Méditerranée occidentale Marge passive du Golfe du Lion Bassin des Baléares	L=300 km l=200 km	Inactif en haut niveau marin	2600 m	Lobe du complexe supérieur : Système chenal-levée 2b	Lobe 2b L=40 km l=15 km E=12 m	-	-	Fig. 13- C	Gillet et al., 2006
<b>Monterey</b>	Marge continentale californienne Système bordé au Sud par la zone de fracture Murray	95 600 km <sup>2</sup> L=300 km	Système alimenté par des sédiments en provenance de Santa Lucia et Coast Ranges via la canyon Sur et par la dérive littorale via le canyon Monterey	+ de 4000 m	Monterey lobe (Monterey channel-mouth lobe)	L= 130 km l= 45 km	Les facès acoustiques permettent de distinguer plusieurs zones caractérisées par : un motif en tresse et des bandes d'orientation N-S où alternent forte et faible réflectivités, ainsi que des zones digitées de faible réflectivité.	Les dépôts de sable sont concentrés au niveau des zones digitées de faible réflectivité.	Fig. 13- D	Fildani and Normark, 2004 Klaucke et al., 2004

Systèmes géants

Eventail turbiditique	Contexte physiographique	Superficie Longueur du système	Fonctionnement on/off	Profondeurs de mise en place des lobes	Types de lobes	Dimensions Longueur (km) Largeur (km) Epaisseur (m)	Facès de réflectivité acoustique	Contenu lithologique	Figure	Références
<b>Golo Est Corse</b>	Bassin confiné, étroit et peu profond de la marge Est Corse : Canal de Corse ou Corsican Trough	500 km <sup>2</sup>	Inactif en haut niveau marin Système alimenté par la rivière Golo	700-900 m	Lobes du Golo Nord et Sud mis en place dans une zone en dépression. Les sous-unités qui constituent les lobes s'empilent par migrations latérales et longitudinales suivant le principe de compensation.	Lobe du Golo Sud : L=10 km l=10 km E=60 m S= 100 km <sup>2</sup>	-	Le lobe Golo Sud associé à un facès sismique chaotique correspond à des dépôts de sables grossiers massifs.	Fig. 13-E	Gervais, 2002 Gervais et al., 2004, 2006
<b>Var</b>	Mer Méditerranée Bassin liguro-provençal Plateforme continentale étroite	16200 km <sup>2</sup> L=300 km	Fonctionnement en période de haut niveau marin. Connections directes entre les têtes de canyons et le réseau fluvial du Prallion et du Var	2700 m à une distance de 230 km du canyon	Lobe unique Corps du lobe subdivisé en 2 zones de dépôt : Unité occidentale non confinée puis Unité orientale confinée par l'unité occidentale et le pied de la marge Ouest Corse	L=80 km l=1-4 km zone amont l=40 km zone aval E=20-30 m	Axes de faible réflectivité dans la continuité du chenal d'alimentation = "Tâche Blanche" + petits axes moins larges recoupant corps du lobe de plus forte réflectivité	Corps du lobe : successions de séquences turbiditiques sableuses entrecoupées par des dépôts argileux Unité orientale : forte variabilité latérale Unité occidentale : Niveaux de sables massifs au niveau de la Tâche Blanche	Fig. 13-F	Bommel, 2005
<b>Hueneme</b>	Bordure continentale de la Californie Bassin peu profond de Santa Monica actif tectoniquement	1500 km <sup>2</sup> L=50 km	Actif pendant haut et bas niveau marin Bas niveau marin - 11 ka : système alimenté par courants hyperpycnaux issus du delta de la rivière Santa Clara. Haut niveau : courants de turbidité générés par des glissements au niveau du prodelta. Alimentation par plusieurs canyons	500-900m à une distance de 30 km du canyon Hueneme	3 types de lobes distingués au niveau du middle fan : (1) <i>channel-termination lobe</i> (2) <i>low-gradient lobe</i> (3) <i>scoured lobe</i> caractérisé par la présence de nombreuses dépressions érosives	Type (1) L= 1-5 km E=15 m Type(2) L= 1-7 km E=2-15 m Type (3) L<2 km E<5 m	-	Type (1) correspondant à d'épais dépôts sableux à la terminaison du chenal Type (2) riche en sables Type (3) caractérisé par l'alternance de lits sableux et argileux et la présence de nombreuses dépressions érosives	Fig. 13-G	Piper et al., 1999 Piper and Normark, 2001
<b>Dume</b>	Bordure continentale de la Californie Bassin peu profond de Santa Monica actif tectoniquement	< 50 km <sup>2</sup> L=10 km	Un canyon (source unique) alimenté en permanence en sables par la dérive littorale	800m à une distance de 10 km du canyon	Type de lobe : <i>high-gradient lobe</i>	L< 5 km E= 2-10 m	-	-	Fig. 13-G	Piper et al., 1999
<b>Pochnoi Unmack (Bering Sea)</b>	Bassin arrière-arc de la mer de Bering, au niveau des pentes Nord de la chaîne des îles volcaniques des Aléoutiennes sismiquement active	190 000 km <sup>2</sup> L= 250-400 km	Les pentes Nord des îles Aléoutiennes, sismiquement actives, alimentent des systèmes de dépôts récemment actifs.	3750 m	Unmack lobe : lobe détaché Pochnoi lobe : lobe attaché	Unmack lobe : L=400 km, l=120 km Pochnoi lobe : Diamètre= 60 km	Unmack lobe : présence de linéations et de scours en forme de croisement au niveau du débouché du chenal, le corps du lobe montre un motif en tresse de forte réflectivité sur le fond de plus faible réflectivité et au-delà un facès de faible réflectivité. Pochnoi lobe : le corps du lobe est caractérisé par un facès de forte réflectivité associé à des marques de faible réflectivité en forme de chenaux.	Dépôts sableux et volcanoclastiques	Fig. 13-H	Kenyon and Millington, 1995

Petits Systèmes

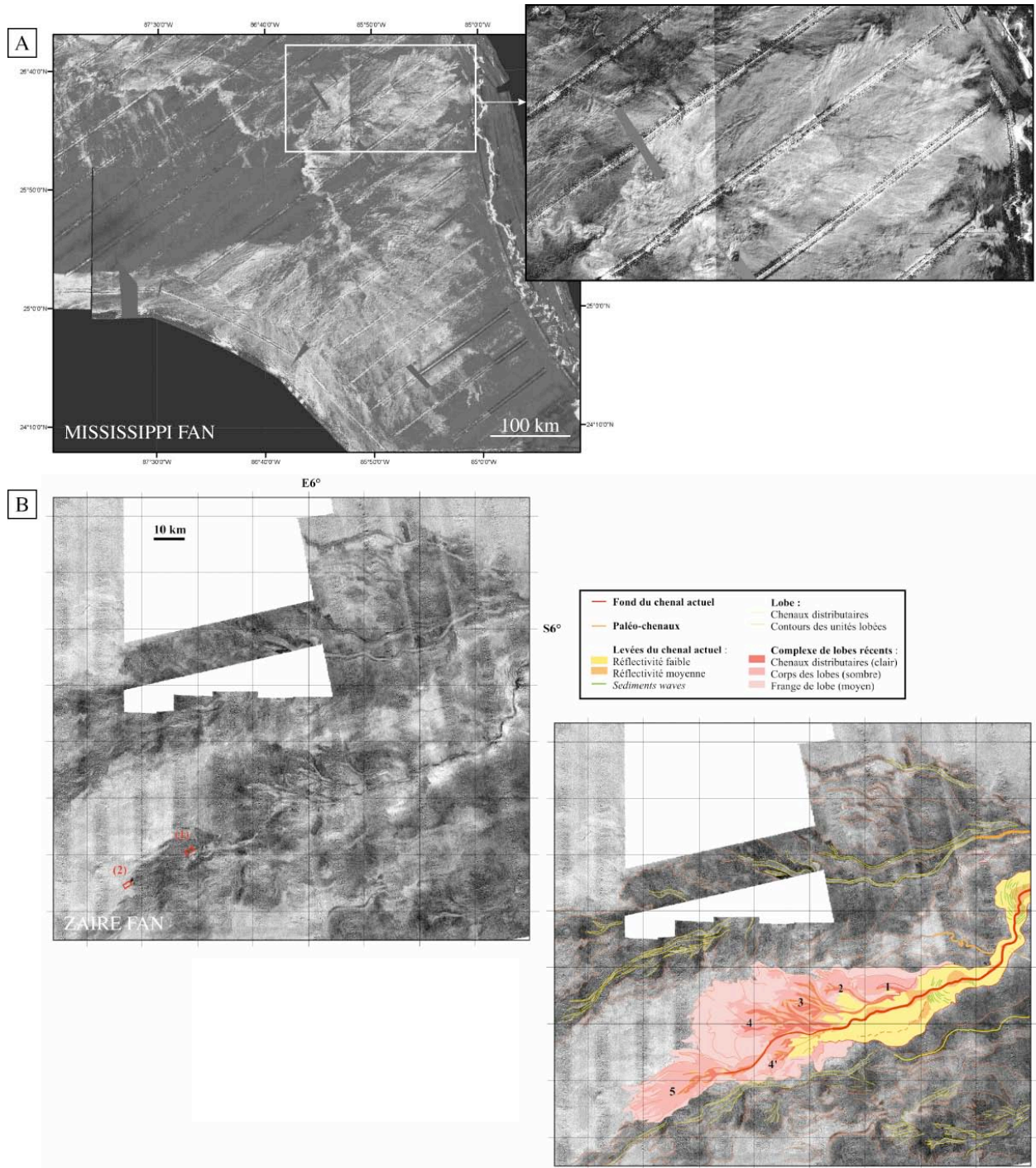
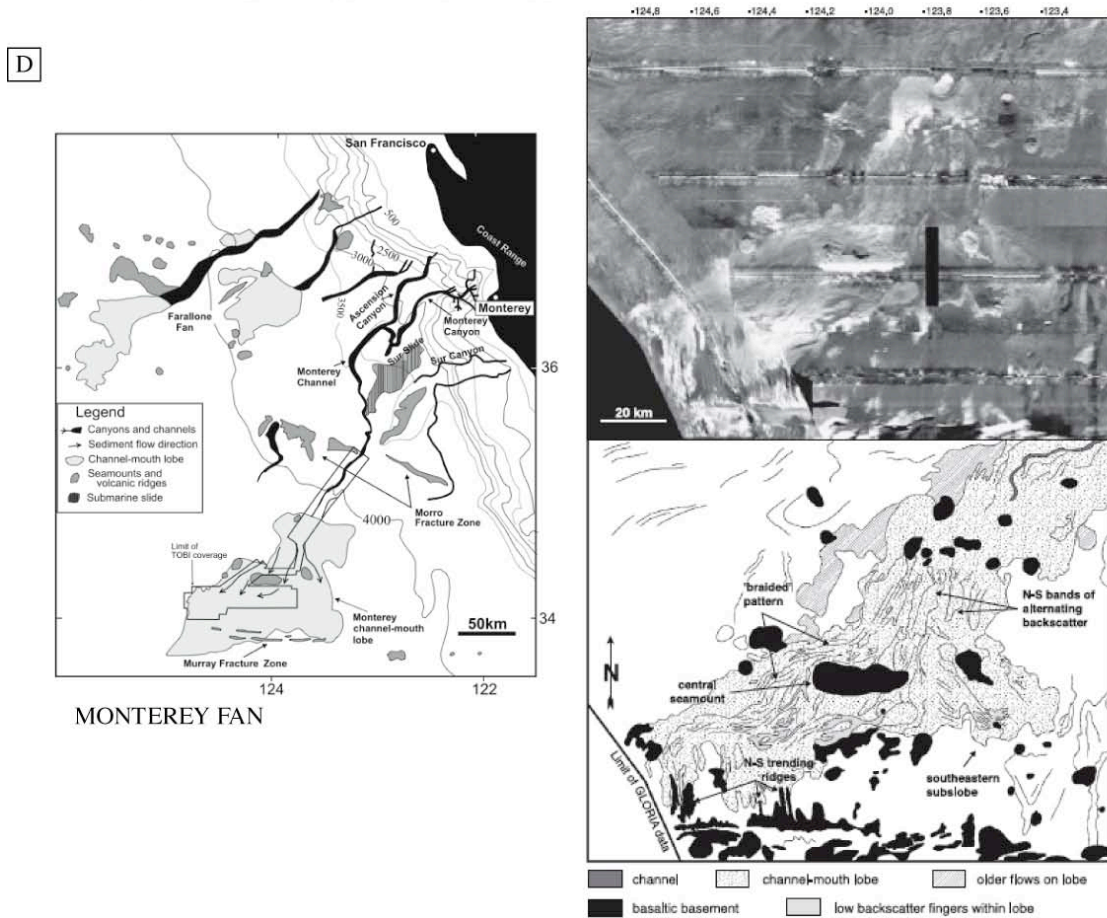
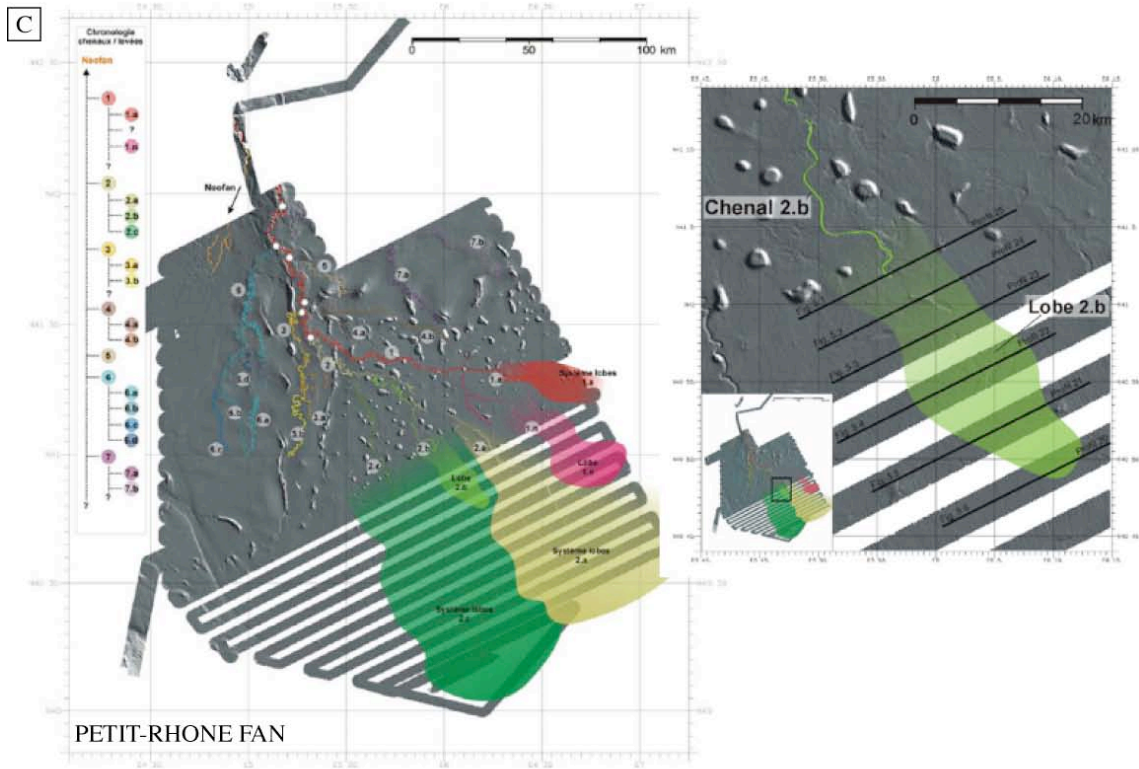
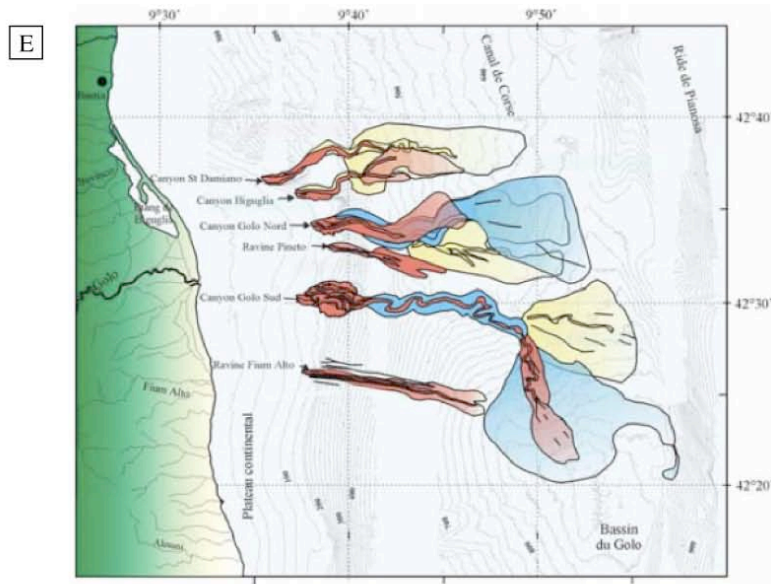


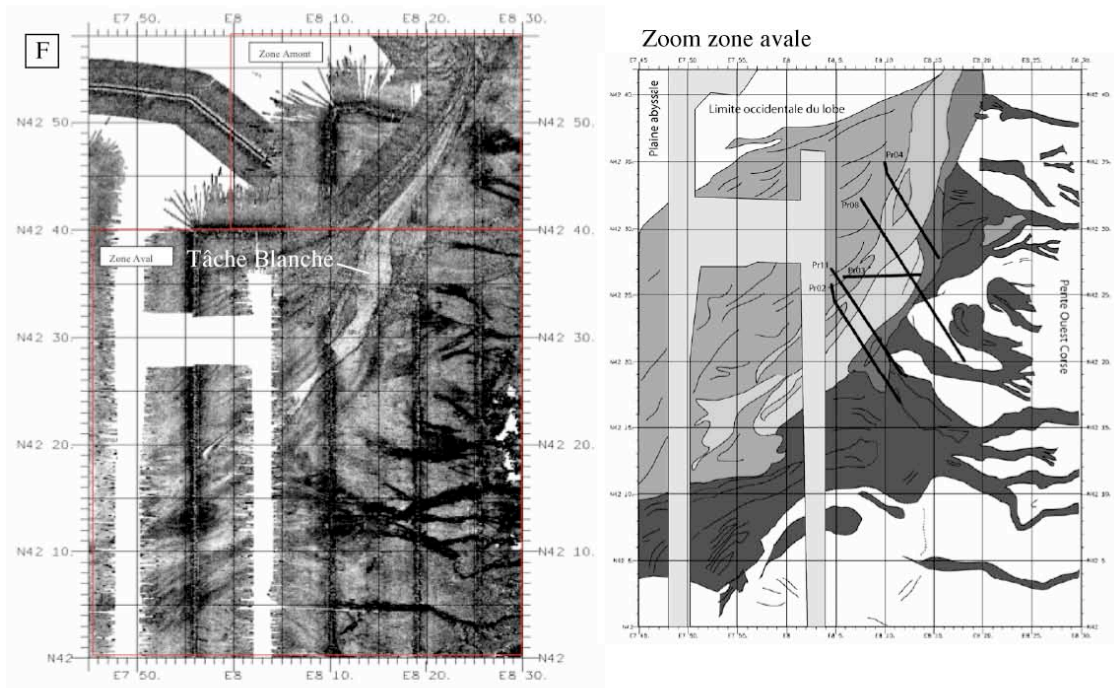
Fig 1.13- Exemples des lobes terminaux des systèmes turbiditiques du (A) Mississippi : mosaïque d'imagerie acoustique GLORIA imageant les 9 lobes liés au chenal du Mississippi (modifiée d'après Twitchell et al., 1991), (B) Zaïre : Mosaïque EM12D illustrant les lobes situés à la terminaison du chenal actuel du Zaïre (modifiée d'après Babonneau, 2002).



(C) Petit-Rhône : Carte bathymétrique ombrée illustrant la position des lobes situés à la terminaison des systèmes chenaux-levées du complexe supérieur de l'éventail du Petit-Rhône, zoom sur le système chenal-levées-lobe 2b (modifiée d'après Gillet et al., 2006).



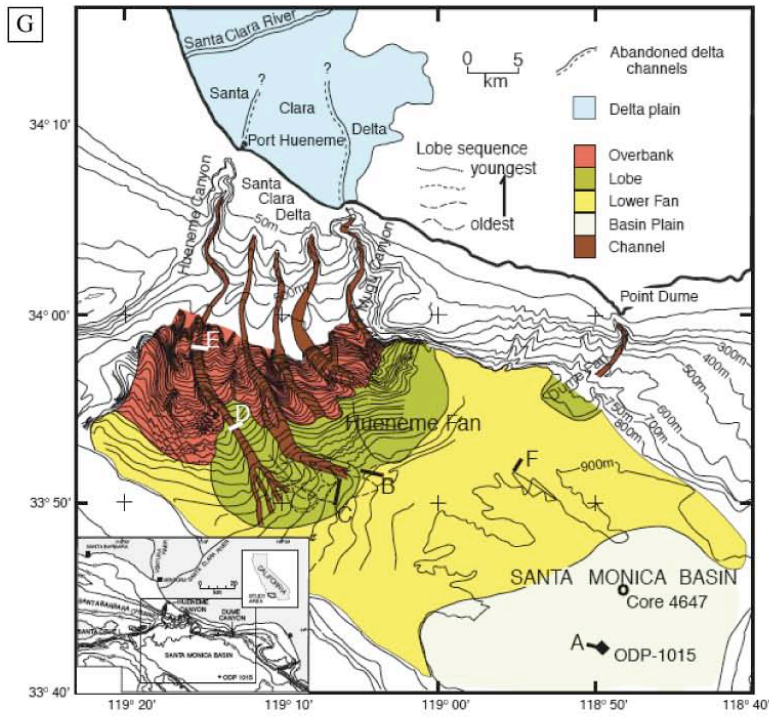
GOLO FAN



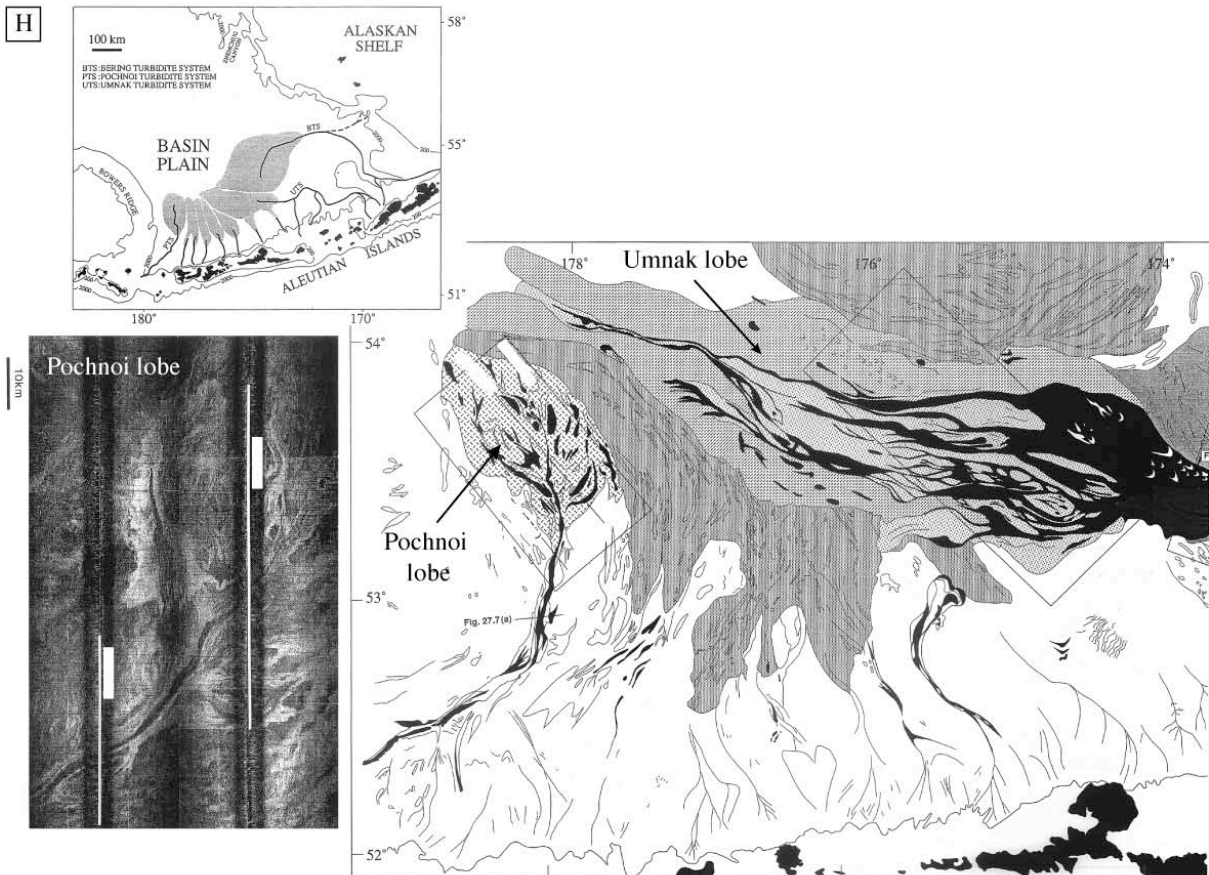
VAR FAN

◀ (D) Monterey : Mosaïque GLORIA imageant la terminaison du chenal Monterey limitée au Sud par la zone de fracture Murray (modifiée d'après Klaucke et al., 2004).

(E) Golo Est Corse : Le système du Golo, situé à l'embouchure du fleuve Golo, comprend les éventails du Golo Sud, du Golo Nord, du Biguglia et du St Damiano ainsi que les dépôts du Pineto et du Fium Alto sur la pente. La sédimentation actuelle est représentée en rouge, celle récente en bleue et celle plus ancienne en jaune (D'après Gervais, 2002). (F) Mosaïque d'imagerie acoustique EM12D illustrant le lobe distal du Var caractérisé par la zone de faible réflectivité dénommée « Tache blanche » (modifiée d'après Bonnel, 2005).



HUENEME & DUME FANS



POCHNOI & UMNACK SYSTEMS

◀ (G) *Cartographie des lobes sableux des systèmes Hueneme et Dume (d'après Piper and Normark, 2001). (H) Lobes des systèmes Pochnoi et Umnack (Bering Sea) localisés au niveau de la pente Nord des îles volcaniques des Aléoutiennes imagés par des données d'imagerie acoustique GLORIA (lobe Pochnoi) et son interprétation (en noir : faible réflectivité) (modifiée d'après Kenyon and Millington, 1995). À noter : sur les données d'imagerie acoustique GLORIA, les zones de faible réflectivité apparaissent en noir ou tons sombres et les zones de forte réflectivité en blanc ou tons clairs. À l'inverse, les données d'imagerie acoustique EM12 montrent des tons sombres correspondant aux zones de forte réflectivité et des tons clairs pour les zones de faible réflectivité.*









**CHAPITRE II-**  
**DONNEES ET METHODES**

---



Ce second chapitre est consacré à la présentation des données disponibles et utilisées pour l'étude des différents chantiers. Lors de cette thèse, plusieurs méthodes d'observation combinant des données de bathymétrie multifaisceaux (EM12D et EM300), d'imagerie acoustique (EM12D, EM300 et sonar Mak-1), de sismiques (multitraces 2D HR, Sparker, Chirp, et sondeur de sédiments 3,5 kHz et 5 kHz) et de sédimentologie de faciès (prélèvements par forages ODP et carottages Kullenberg) ont été utilisées (**Tabl. II.1**).

Zone d'étude	Campagnes	Bathymétrie	Imagerie acoustique	Sismique HR	Sismique THR	Carottages / Forages
Éventail turbiditique de l'Amazone	Damaz (2003) *	EM12D	EM12D	-	3,5 kHz	Carottes Kullenberg
	Lobestory (2004)*	EM12D	EM12D	-	3,5 kHz	Sites ODP 155
Néofan du Petit-Rhône	Synthèse Golfe du Lion	Compilation de MNT	-	-	-	-
	Calmar (1997) *	EM12D	EM12D	-	3,5 kHz	-
	Marion (2000) **	EM300	EM300	mini G.I. Flûte monotraces SIG	-	Carottes Kullenberg
	Gmo2-Carnac (2002) **	EM300	EM300	-	Chirp	Carottes Kullenberg
	Progrès (2003) **	EM300	EM300	mini G.I. + Flûte 6 traces	Chirp	-
	TTR-14 (2004) ***	-	Mak-1	-	5 kHz (poisson Mak-1)	-
	Sardinia (2006) *	-	-	-	3,5 kHz	-

*Tabl. II.1- Tableau récapitulatif des données utilisées et classées par zone d'étude. À noter : La synthèse bathymétrique du Golfe du Lion est constituée de la compilation de plusieurs MNT depuis le plateau jusqu'au bassin profond d'après Berné et al., 2002.*

Dans les parties à suivre, seront détaillées les données utilisées, caractérisées par une large bande de résolutions permettant une exploration à différentes échelles. Ainsi, il a été possible d'accéder, selon les édifices étudiés, à différents degrés de détail dans la reconnaissance et la compréhension de la morphologie, de l'architecture interne ou des processus sédimentaires et des contrôles en jeu à la terminaison des systèmes chenaux-levées débouchant sur les lobes terminaux.

## **II.1- DONNEES BATHYMETRIQUES ET D'IMAGERIE ACOUSTIQUE**

### **II.1.1. Sondeurs multifaisceaux EM12D et EM300**

L'exploration de la terminaison des éventails turbiditiques de l'Amazone et du Petit-Rhône s'est effectuée grâce à une reconnaissance des fonds marins sur de vastes étendues (plusieurs milliers de km<sup>2</sup>) facilitée par l'utilisation de sondeurs multifaisceaux. Ces systèmes acoustiques permettent d'obtenir de manière précise et rapide des relevés topographiques du

relief sous-marin (bathymétrie) ainsi que des images sonar présentant la réflectivité locale du fond (imagerie).

#### II.1.1.1. Les données bathymétriques

##### *II.1.1.1.1. Caractéristiques des sondeurs multifaisceaux*

La plupart des sondeurs multifaisceaux fonctionnent selon la technique dite des faisceaux croisés. Une impulsion sonore est émise au travers d'un lobe d'émission étroit dans la direction longitudinale, de l'ordre de 1 à 5 degrés et large transversalement (typiquement 150 degrés). La réception se fait à l'aide de faisceaux étroits de 1 à 5 degrés formant une fauchée perpendiculaire à l'axe du navire (Source IFREMER). Les fonds sont ainsi explorés sur une large bande, de l'ordre de 5 à 7 fois la profondeur d'eau, avec une très grande résolution. Un sondeur multifaisceaux est caractérisé par (1) sa portée qui correspond à la profondeur limite au-delà de laquelle le système est incapable de fournir des mesures fiables ; (2) sa résolution (capacité du système à distinguer 2 objets proches) et (3) sa précision verticale et horizontale qui traduit la qualité d'estimation de la profondeur et de la position des sondes, respectivement. Ces paramètres varient entre les sondeurs EM12D et EM300.

<b>Sondeur</b>	<b>EM12D</b>	<b>EM300</b>
<b>Navire</b>	N/O L'Atalante	N/O Le Suroît
<b>Plage de profondeurs</b>	50-12000 m	20-4000 m
<b>Fréquence</b>	13 kHz	32 kHz
<b>Nombre de faisceaux</b>	162	135
<b>Ouverture angulaire</b>	150°	140°

*Tabl. II.2- Caractéristiques des sondeurs multifaisceaux EM12D et EM300 (Source IFREMER).*

La fréquence moyenne utilisée par l'EM12D est de 13 kHz et de 32 kHz pour l'EM300 (cf. **Tabl. II.2**). La précision verticale (mesurée en z) de l'outil EM12D est estimée autour de 1% de la tranche d'eau soit 40 m à 4000 m de profondeur d'eau, une fois prises en compte, les erreurs induites par les traitements. La précision verticale de l'outil EM300 est de 2 m à 1000 m de profondeur d'eau. Cependant, la précision est également fonction de la portée et de l'angle d'incidence. En effet, en diminuant l'ouverture angulaire d'un sondeur, l'angle

d'incidence, la portée du sondeur et la taille des faisceaux au sol diminuent, améliorant ainsi la précision de la mesure sur les faisceaux extrêmes. (Source IFREMER : [www.ifremer.fr/flotte/equipements\\_sc/sondeurs\\_multi/](http://www.ifremer.fr/flotte/equipements_sc/sondeurs_multi/)).

Zone d'étude	Campagnes	Bathymétrie	Imagerie acoustique	Maillage
Éventail turbiditique de l'Amazone	Damaz (2003) *	EM12D	EM12D	100 × 100 m
	Lobestory (2004)*	EM12D	EM12D	100 × 100 m
Éventail turbiditique du Petit-Rhône et Néofan du Petit-Rhône	Synthèse_Golfe du Lion = compilation de MNT Transrho (1991) *	EM12D	-	100 × 100 m
	Calmar (1997) *	EM12D	EM12D	
	Marion (2000) ** Progrès (2003) ** TTR-14 (2004) ***	EM300 EM300 -	EM300 EM300 Mak-1	50 × 50 m 50 × 50 m 2,5 × 2,5 m

Tabl. II.3- Tableau récapitulatif des différentes campagnes réalisées au niveau des deux zones d'étude et détaillant les données bathymétriques et d'imageries acoustiques utilisées en fonction des systèmes mis en œuvre (types de sondeurs multifaisceaux EM12D, EM300 ou sonar tracté près du fond Mak-1). Campagnes réalisées à bord du \* N/O L'Atalante, \*\* N/O Le Suroît, \*\*\* N/O Logatchev.

#### II.1.1.1.2. Exploration de l'éventail turbiditique de l'Amazone

L'exploration de la terminaison de l'éventail turbiditique de l'Amazone (campagnes Damaz et Lobestory, **Fig. II.1**) a été réalisée grâce au sondeur multifaisceaux EM12D, du fait d'importantes profondeurs d'eau comprises entre 4100 et 4700 m au-delà des profondeurs d'investigation possibles par l'EM300 (**Tabl. II.3**). Le levé EM12D des lobes terminaux de l'Amazone a été effectué à des vitesses de 11 nœuds (lors de Damaz), 8 et 5 nœuds (lors de Lobestory, avec une vitesse minimale quand une acquisition de sismique HR était réalisée simultanément). Afin de minimiser les erreurs sur les faisceaux extrêmes, l'ouverture angulaire de l'EM12 a été réduite à 114°. Par la suite, un traitement géostatistique des données EM12D (Damaz et Lobestory) a été effectué afin d'éliminer dans les données un « bruit résiduel » qui rendait difficile la détection des faibles, mais réelles variations bathymétriques caractéristiques des environnements de lobes terminaux (Savoie *et al.*, 2005).

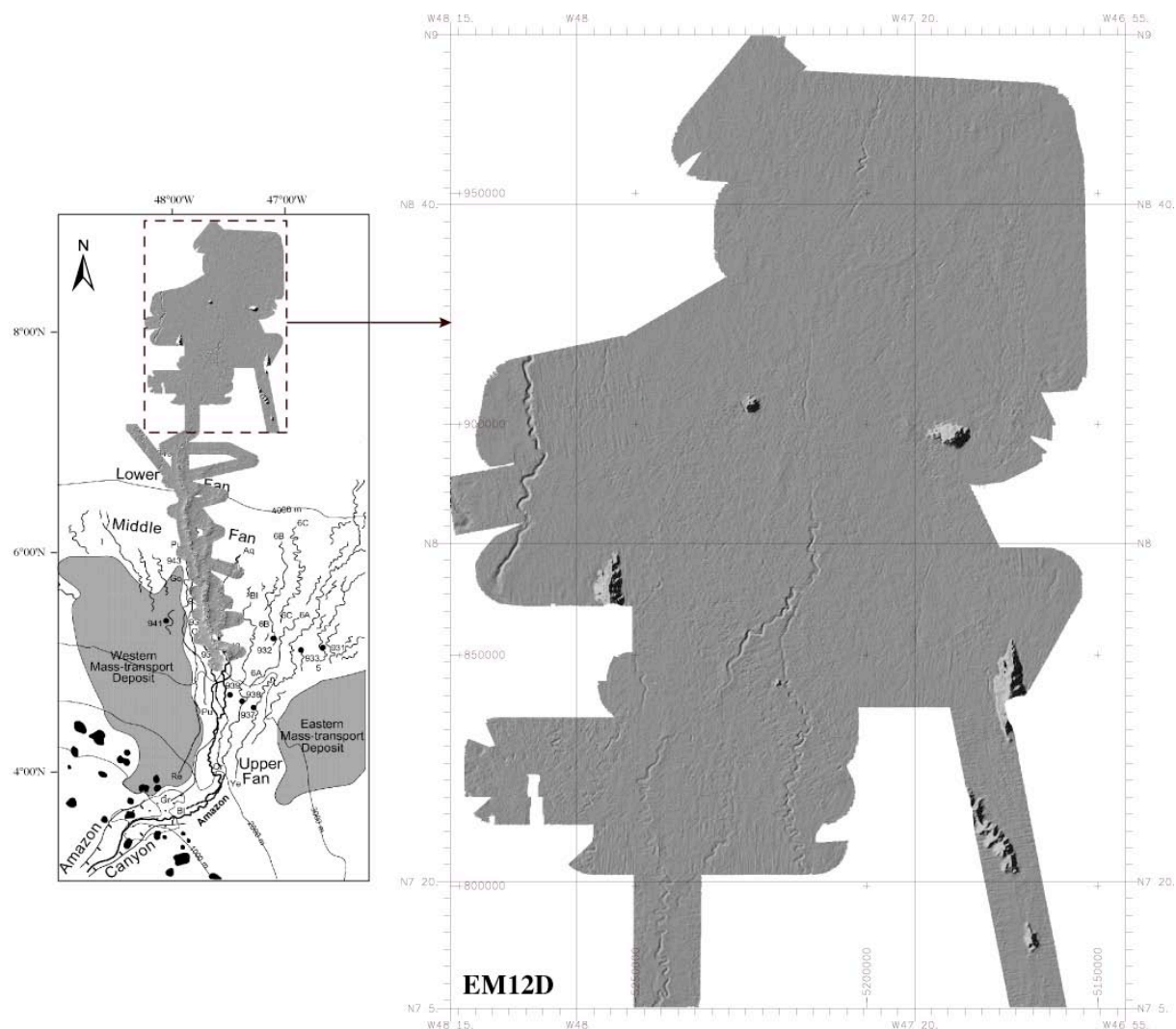


Fig. II.1- Levés bathymétriques EM12D au niveau des lobes terminaux de l'éventail de l'Amazonie réalisés lors des missions Damaz (2003) et Lobestory (2004) à bord du N/O L'Atalante.

#### II.1.1.1.3. Exploration de l'éventail turbiditique du Petit-Rhône

L'éventail turbiditique du Petit-Rhône a été exploré lors de multiples campagnes durant les dix dernières années (**Tabl. II.3**). Pour cette étude, plusieurs MNT (Modèle Numérique de Terrain) ont été utilisés : (1) la synthèse Golfe du Lion qui est issue de la compilation de plusieurs MNT EM12D avec un maillage de 100 \* 100 m et (2) la compilation Marion-Progrès issue de la fusion de 2 MNT EM300 avec un maillage de 50 \* 50 m (**Fig. II.2**). L'analyse morphologique détaillée de la zone du Néofan du Petit-Rhône présentée au chapitre IV (voir Paragraphe IV.2.1- Morpho-bathymétrie) s'appuie sur la réalisation de



profils bathymétriques réalisés avec un pas de 50 m (équivalent au maillage du MNT) au niveau de la zone levée avec l'EM300.

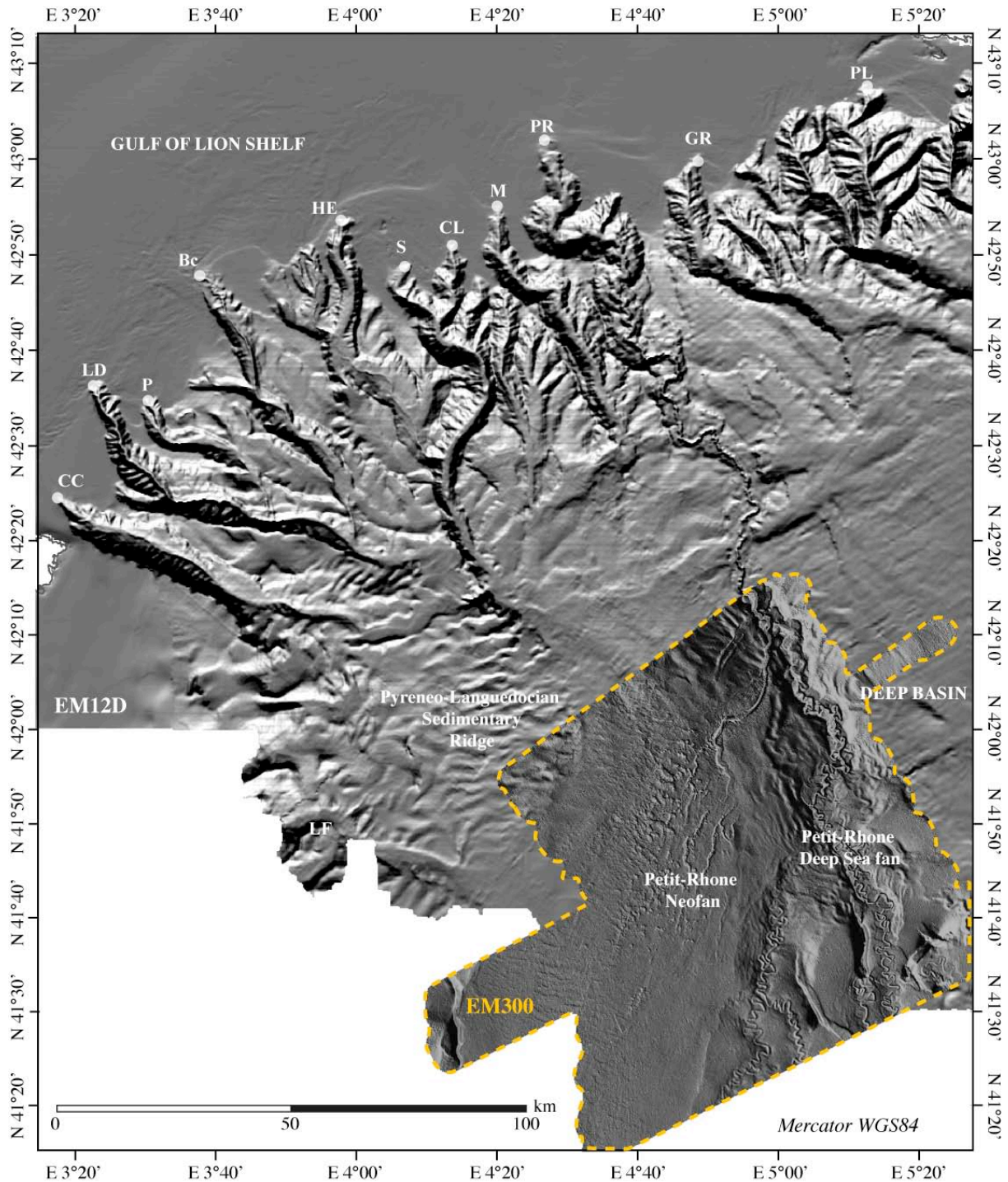
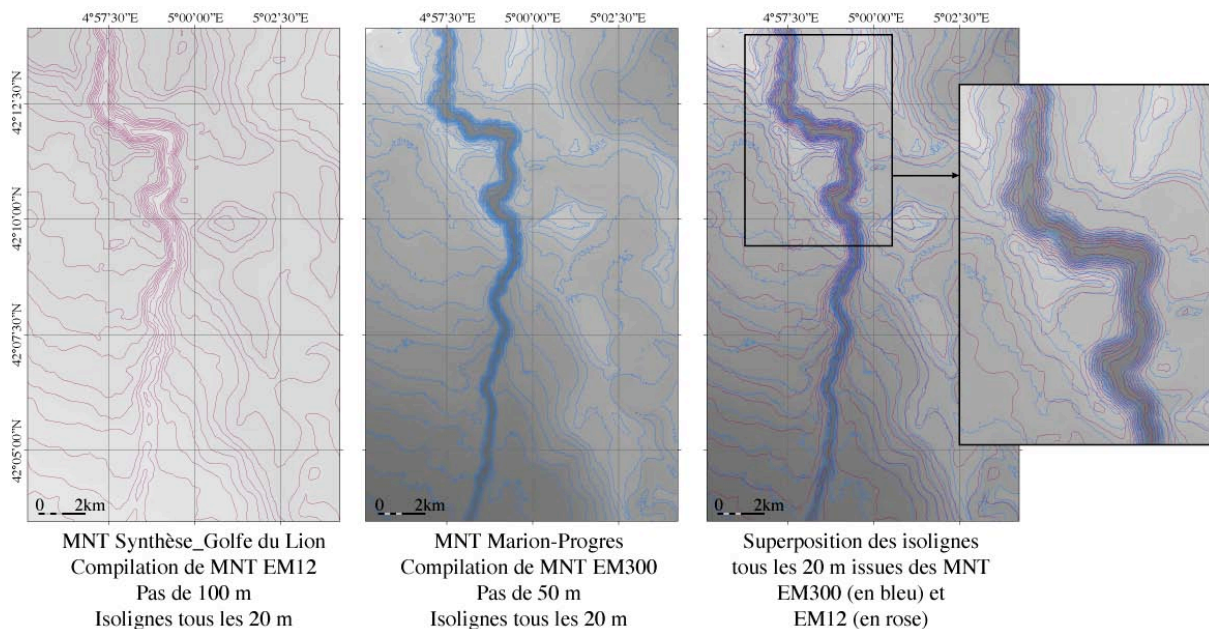


Fig. II.2- Carte bathymétrique issue de la compilation de plusieurs MNT (MNT synthèse Golfe du Lion (d'après Berné et al., 2002) + MNT Marion-Progrès, EM300) depuis le rebord de la plateforme du Golfe du Lion, entaillé par de nombreux canyons, jusqu'au bassin profond, zone de mise en place du Néofan du Petit-Rhône.

Le recouvrement des données bathymétriques EM12D et EM300 au niveau de l'éventail du Petit-Rhône a permis de visualiser les différences de résolutions spatiales entre ces sondeurs multifaisceaux. Les vues en carte, où les isolignes tous les 20 m sont superposées, mettent en évidence le meilleur niveau de détail des données acquises par le sondeur multifaisceaux EM300 et particulièrement au niveau de la définition des flancs très abrupts et du tracé du fond du chenal (**Fig. II.3**). La carte EM12D est plus lissée avec une moins bonne définition au niveau des flancs et le pointé du fond du chenal est sensiblement différent entre les deux cartes. Un profil bathymétrique suivant l'axe d'une portion du chenal du Petit-Rhône et du Néochenal a été obtenu à partir de données bathymétriques EM12D (portion en orange) et EM300 (portion en bleu) (**Fig. II.4**). Le profil longitudinal du fond du chenal à partir des données EM12D montre de nombreuses irrégularités du fond du chenal.



*Fig. II.3- Comparaison entre les cartes bathymétriques réalisées à partir de données EM12D (MNT Synthèse\_Golfe du Lion, pas de 100 m) et EM300 (MNT Marion-Progres, pas de 50 m) sur la même zone. La superposition des isolignes tous les 20 m met en évidence le meilleur niveau de détail des données EM300, notamment au niveau de la définition des flancs et du fond du chenal.*

La comparaison des profils EM12D et EM300 montre que les nombreuses variations locales de pente du thalweg sur les données EM12D sont probablement en grande partie des artefacts d'acquisition : le sondeur n'est pas capable de « voir » le fond du chenal dans les

zones très encaissées. Les variations de pente visibles le long du thalweg à partir des données EM300 s'approchent, elles, de la réalité terrain.

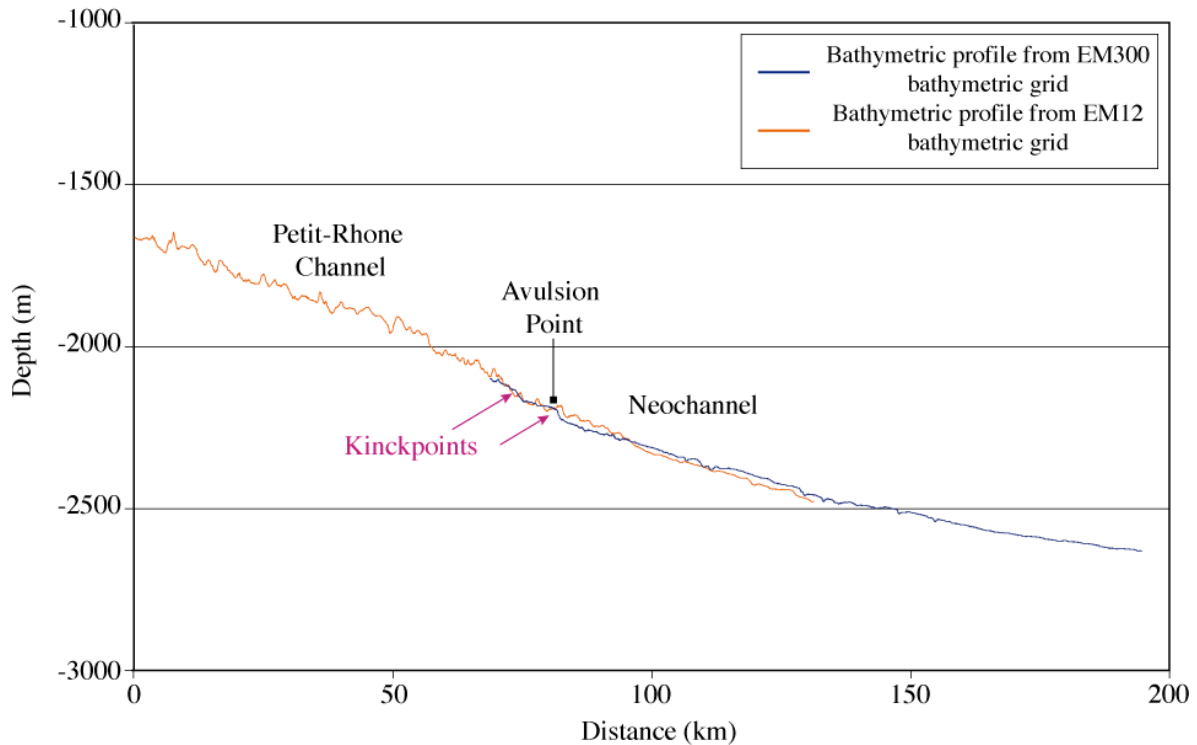


Fig. II.4- Profils bathymétriques le long de l'axe du chenal du Petit-Rhône et du Néochenal réalisés à partir de données EM12D (en orange, MNT Synthèse\_Golfe du Lion, pas de 100 m) et EM300 (en bleu, MNT Marion-Progrès, pas de 50 m).

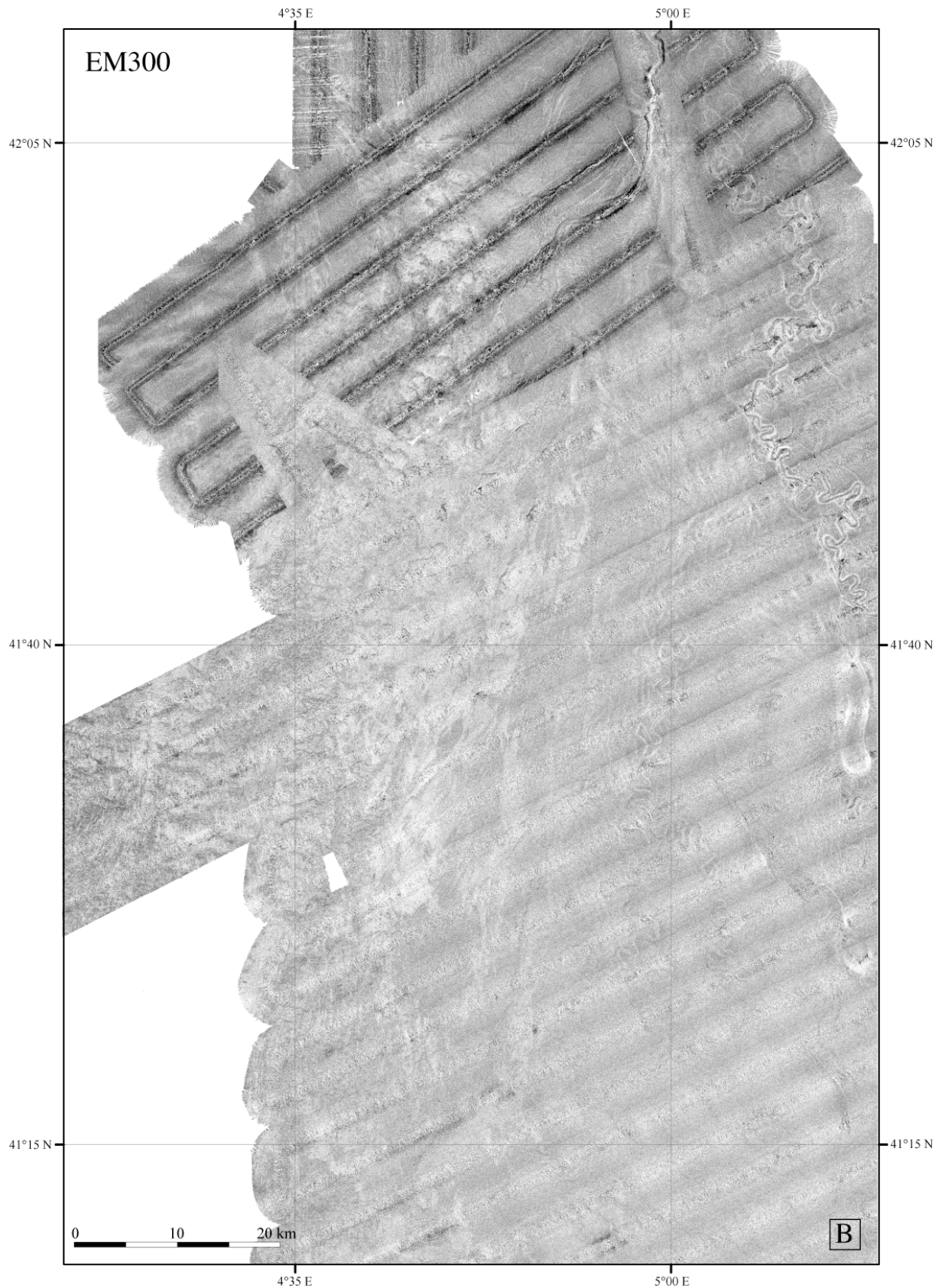
#### II.1.1.2. Les données d'imagerie acoustique

L'énergie renvoyée par les fonds marins par rétrodiffusion permet d'obtenir, simultanément aux données bathymétriques, des images acoustiques. Les variations de réflectivité correspondent classiquement à de faibles réflectivités pour les zones claires et à de fortes réflectivités pour les zones sombres (convention pour les sondeurs multifaisceaux EM12D et EM300).

Il est difficile d'établir une relation directe et systématique entre la réflectivité et la lithologie. Une interprétation classique associerait les zones moins réfléchives caractérisées par une faible rétrodiffusion de l'énergie (mais une forte absorption de l'énergie) à la présence de sédiments fins et homogènes et inversement les zones plus réfléchives à des sédiments plus grossiers.



*Fig. II.5- (A) Mosaique EM12D des lobes terminaux de l'éventail turbiditique de l'Amazon.*



*Fig. II.5- (B) Mosaique EM300 du Néofan du Petit-Rhône issue de la compilation des données des missions Marion et Progrès (pour (A) et (B) faible réflectivité : tons clairs et forte réflectivité : tons sombres).*

---

Cependant, les relations entre réflectivité et lithologies sont plus ambiguës, comme en attestent des études antérieures au niveau de la « tache blanche » du lobe terminal du Var (Unterseh, 1999 ; Bonnel, 2005), ou de l'éventail Celtique (Baltzer, 1994 ; Auffret *et al.*, 2000) ou de l'éventail de Monterey (Klaucke *et al.*, 2004), où des zones de faible réflectivité sont associées à la présence de dépôts sableux en quantité importante à proximité de la surface ou à la surface. Selon Unterseh (1999), des conditions in-situ particulières affecteraient de façon réversible les propriétés géo-acoustiques des sédiments et pourraient expliquer la faible réflectivité de sédiments grossiers ("tache blanche"). La surpression interstitielle, liée au dépôt rapide et récent de la couche de sable et d'une partie de sa couverture superficielle, serait une de ces conditions particulières.

L'interprétation des données d'imagerie acoustique EM12D et EM300 (**Fig. II.5**) implique de tenir compte de la différence de contenu fréquentiel entre ces deux sondeurs. En raison de sa basse fréquence (13 kHz), le signal de l'EM12D possède une capacité de pénétration, alors que le signal plus haute fréquence de l'EM300 (32 kHz), offrant une moindre pénétration que l'EM12D, ne permet que d'imager les dépôts les plus superficiels.

### **II.1.2. Sonar MAK-1**

Un levé Mak-1 (mission TTR-14 en 2004) a été réalisé au niveau de la terminaison du Néochenal du Petit-Rhône, offrant une vision encore plus détaillée de la zone explorée.

Le système Mak-1 est un système tracté près du fond équipé d'un sonar ainsi que d'un sondeur de sédiments qui acquière simultanément de l'imagerie acoustique et des profils sismiques. Ce système, généralement tracté à environ 100 m au-dessus du fond et à une vitesse moyenne de 2,5 nœuds, peut être utilisé jusqu'à des profondeurs d'eau atteignant 6000 m. La fréquence du sonar est de 30 kHz et fournit une image acoustique couvrant une bande de 2 km sur le fond marin. Les résolutions transversale et longitudinale sont respectivement de 7 et 1 m. Le Mak-1 est également équipé d'un sondeur de sédiment fonctionnant à 5 kHz (**Fig. II.6**).

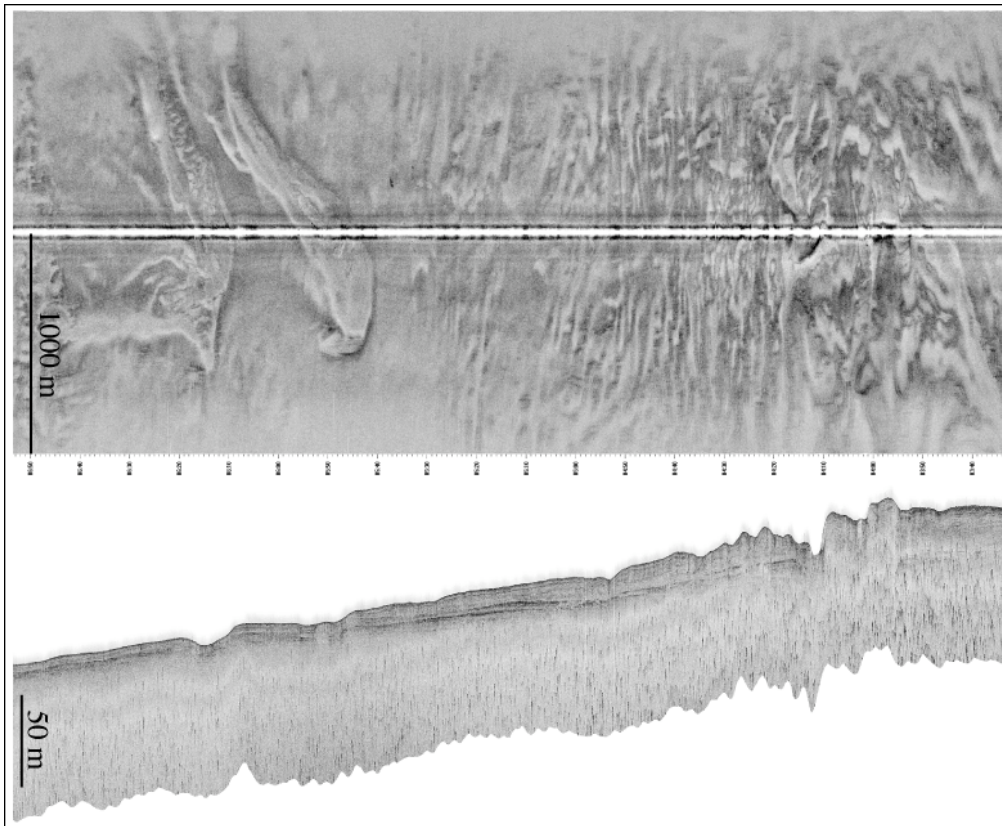


Fig. II.6- Exemple de profil Mak-1 acquis lors de la mission TTR-14 du N/O Logatchev. En haut : mosaïque sonar ; en bas : profil sondeur de sédiments 5 kHz associé.

## II.2- DONNEES SISMIQUES

Dans le cadre de cette thèse, des données sismiques obtenues par différents systèmes d'acquisition ont été utilisées. Elles ont permis une étude à diverses résolutions (**Tabl. II.3**).

Dans les paragraphes suivants, nous présenterons les différents types de données sismiques utilisées, leurs caractéristiques ainsi que les traitements appliqués.

### II.2.1. Différents types de sismique pour différentes résolutions

Le but de la méthode d'exploration par sismique réflexion est d'étudier la géométrie et les faciès des couches géologiques du sous-sol. Des ondes sismiques sont créées artificiellement à partir d'une source. Elles se propagent dans l'eau puis sont réfléchies sur les différentes interfaces géologiques qu'elles rencontrent et sont enregistrées en retour par des capteurs (hydrophones).

Une réflexion se produit à l'interface de deux couches ayant des impédances acoustiques différentes (**Fig. II.7A**). L'impédance acoustique d'une couche (notée  $Z$ ) est le produit de la vitesse de propagation des ondes dans cette couche par sa densité. Le coefficient de réflexion d'une interface dépend du contraste d'impédance entre les deux couches. La pénétration des ondes acoustiques est d'autant plus grande que la fréquence d'émission est faible et le pouvoir de résolution (capacité à distinguer deux objets proches) décroît avec la diminution de la fréquence.

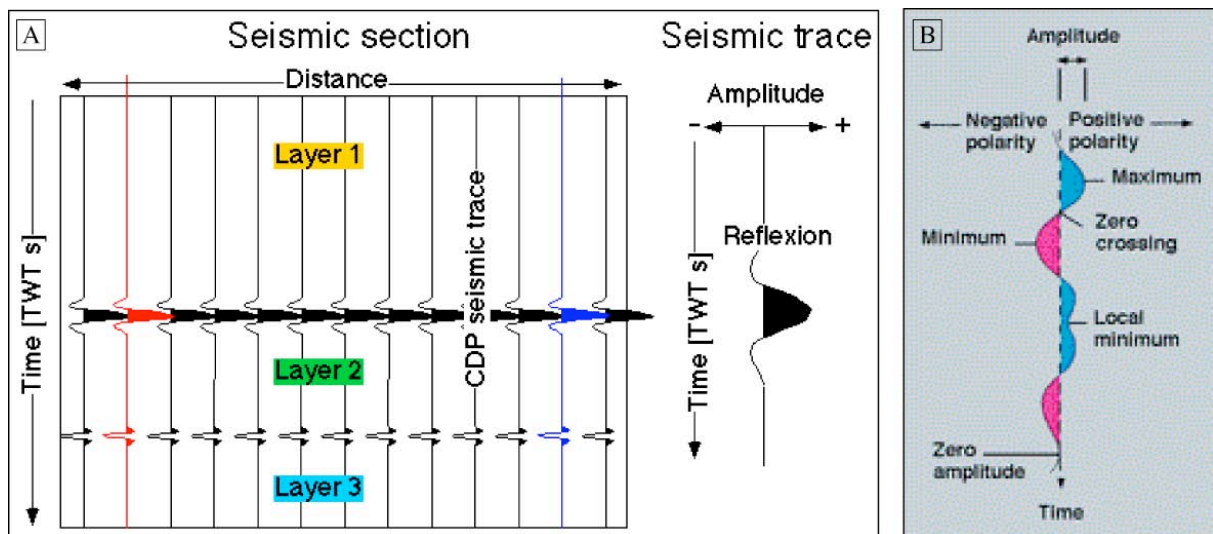


Fig. II.7- (A) Représentation schématique d'une section sismique à travers 3 couches caractérisées par des vitesses et des densités différentes. La trace sismique met en évidence une réflexion sismique au niveau de l'interface entre les couches 1 et 2 (source : [http://www.unil.ch/igp/page22624\\_en.html](http://www.unil.ch/igp/page22624_en.html)). (B) Diagramme représentant une trace sismique : le long d'une trace, les valeurs de l'amplitude alternent entre une polarité positive et une polarité négative. La valeur maximale de l'amplitude est mesurée entre le zéro et la déviation positive maximale appelée peak. Le maximum négatif d'amplitude est appelé trough (source : <http://www.glossary.oilfield.slb.com>).

## II.2.1.2. Sismique HR (Haute Résolution)

### II.2.1.2.1. Sismique HR rapide multitrace

Lors de la campagne Progrès (N/O Le Suroît), un système d'acquisition de sismique rapide a été mis en œuvre simultanément au système Chirp (développé au paragraphe II.2.1.3.1). Le dispositif de la source était constitué par deux canons G.I. (Générateur



Injecteur) de capacité 45/105 cubic inch alimentés par de l'air à 150 bars. La fréquence de la source était de 50-55 Hz. Les deux canons G.I. étaient déployés de chaque côté du navire, sur l'arrière, à une distance de 50 m du pont du navire et à une profondeur de 3 m sous l'eau. Le déclenchement des tirs était commandé par une boîte de tir qui a permis d'ajuster la cadence des tirs à 10 secondes pour une vitesse du navire de 8 nœuds.

Le dispositif de réception comportait une flûte de 6 traces, immergée entre 7 et 9 m. La distance entre chaque trace était de 50 m. Le déport entre la source et la première trace était de 180 m. La flûte était raccordée à une station d'acquisition et de contrôle pilotée par le logiciel DELPH. La résolution verticale des données est de 5 m pour une résolution horizontale de 25 m. Ce type de sismique correspond aux profils numérotés PGxx sur le plan de position (en bleu sur la **Fig. II.8**).

#### *II.2.1.2.2. Sismique HR monotrace*

Lors de la campagne Marion (N/O Le Suroît), 9 profils sismiques ont été acquis au niveau de la zone amont du Néofan du Petit-Rhône. Le dispositif d'acquisition comprenait une source de type mini-G.I., qui possède une gamme de fréquences de 50 à 250 Hz (fréquence centrale de 130 Hz), et une flûte monotrace SIG. En fonction de la nature des sédiments, la pénétration dans le sol peut atteindre plusieurs centaines de mètres (500-2000 m). La définition verticale des données acquises par ce dispositif est de l'ordre de 10-15 m (Nouzé and Chauchot, 1999). Ce type de données sismiques correspond aux profils numérotés MAR00-xx sur le plan de position (en vert sur la **Fig. II.8**).

#### *II.2.1.3. Sismique THR (Très Haute Résolution)*

##### *II.2.1.3.1. Le sondeur Chirp*

Lors de la mission Progrès sur le N/O Le Suroît, des données sismiques Chirp ont été acquises en même temps que la sismique 6 traces. Le système Chirp est un système émetteur-récepteur fixé sous la coque du navire. Par définition, le Chirp (mot d'origine anglaise signifiant « gazouillis ») produit un signal pseudo-périodique modulé en amplitude et en fréquence autour d'une fréquence porteuse. L'émission, par le sondeur Chirp du N/O Le Suroît, est une émission longue (50 ms) dont le spectre fréquentiel est étroit et haute fréquence, compris entre 2000 Hz et 5200 Hz (Jouet, 2007). Une des caractéristiques du

---

système d'acquisition Chirp réside dans l'autocorrélation de la signature de la source avec l'enregistrement du signal en retour. La réponse impulsionnelle de la colonne sédimentaire associée aux bruits est comparée à l'onde émise. Cette fonction d'autocorrélation constitue le traitement principal appliqué à ce type de données. Des traitements complémentaires peuvent être réalisés (cf. paragraphe II.2.2) grâce au logiciel SISBISE de l'Ifremer (Nouzé, 1993).

Ces données Chirp très haute résolution (THR) ont une définition verticale de 1 à 2 m pour une pénétration de 50 à 200 m (Nouzé and Chauchot, 1999). Les profils Chirp de la mission Progrès sont notés PGxx sur le plan de position (en bleu sur la **Fig. II.8**).

#### *II.2.1.3.2. Le sondeur de sédiments 3,5 kHz (coque N/O L'Atalante)*

Le N/O L'Atalante est équipé d'un sondeur pénétrateur de sédiments 3,5 kHz. Jusqu'en 2007, le système était composé des éléments suivants :

- la partie acoustique constituée d'une antenne de 7 transducteurs
- un amplificateur d'émission
- un récepteur acoustique ORCA
- un système temps réel CHEOPS pilotant l'ensemble.

Le système CHEOPS, placé en aval de la partie acoustique, offrait les fonctionnalités suivantes :

- génération du signal d'émission (impulsionnel, chirp),
- programmation des séquences d'émission/réception,
- traitement du signal (corrélation),
- pilotage de l'enregistreur graphique DOWTY en temps et distance, habillage des profils,
- correction du pilonnement,
- suivi automatique du fond en fonction de la sonde EM12,
- enregistrement des données (Format ELICS-SEG Y).

Lors de l'étude menée sur le Néofan du Petit-Rhône, nous avons utilisé les profils 3,5 kHz acquis à bord du N/O L'Atalante, lors des missions Calmar en 1997 (Profils CAL97-xx en orange) et Sardinia (Profils Sard en rouge) en 2006 (**Fig. II.8**).

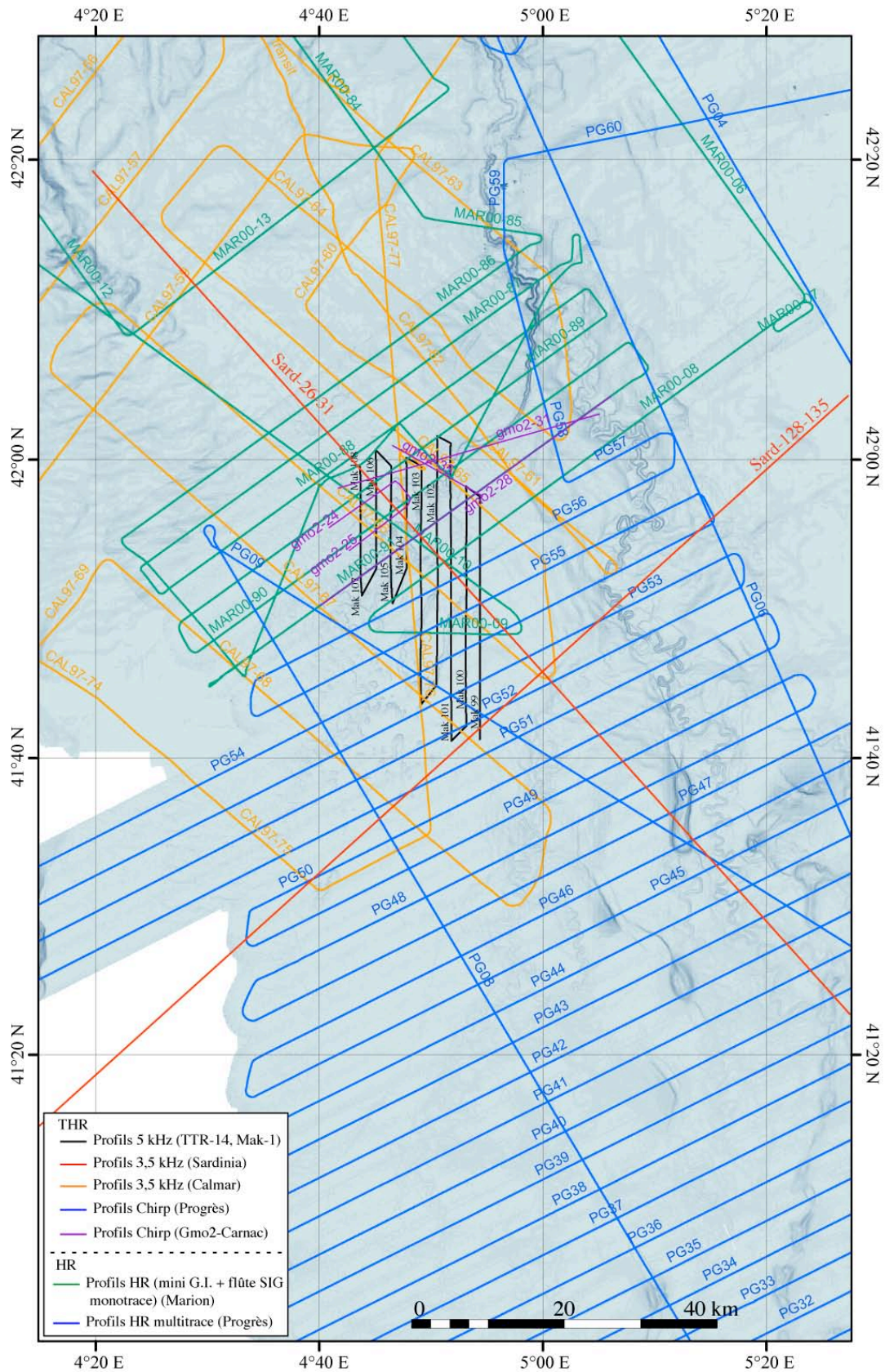
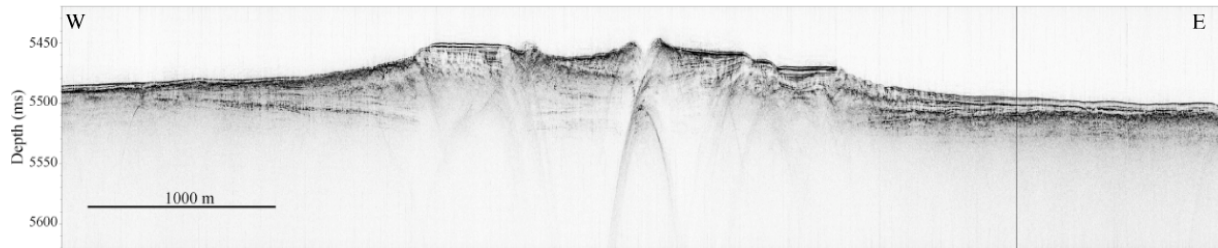


Fig. II.8- Plan de position des profils sismiques utilisés pour l'étude du Néofan du Petit-Rhône.

Dans le cadre de l'étude des lobes terminaux de l'éventail de l'Amazonie, 17 profils sondeurs de sédiments 3,5 kHz (D1 à D17) ont été acquis au cours de la mission et 40 profils 3,5 kHz ont été acquis lors de la mission Lobestory (L2 à L40) (**Fig. II.9, II.10**). La pénétration des données 3,5 kHz varie en fonction de la nature des sédiments, entre 80-100 m dans les sédiments argileux (dépôts de levées) et entre 10-30 m dans les dépôts sableux (lobes) pour une résolution verticale de 0,75 m.



*Fig. II.9- Exemple d'un profil sondeur de sédiments 3,5 kHz (L38) au niveau de l'éventail turbiditique de l'Amazonie.*

#### *II.2.1.3.3. Le sondeur de sédiments 5 kHz (poisson MAK-1, N/O Logatchev)*

Le sonar Mak-1 (mission TTR-14, N/O Logatchev) est équipé d'un sondeur de sédiments 5 kHz qui permet d'acquérir des profils de sismique THR simultanément à la réalisation de la mosaïque d'imagerie acoustique. Chaque profil d'imagerie acoustique est ainsi couplé avec un profil sondeur de sédiments 5 kHz acquis près du fond.

Le poisson étant tracté à environ 100 m au-dessus du fond à une vitesse moyenne de 2,5 nœuds, les profils sondeur de sédiments offrent une meilleure pénétration et résolution en comparaison avec un sondeur de sédiments installé sur la coque du navire. La pénétration des données 5 kHz varie en fonction de la nature des sédiments, ~100 m dans les sédiments fins et entre de 10-50 m dans les dépôts plus grossiers pour une résolution verticale de <0,75 m. Les 10 profils 5 kHz Mak-1 (numérotés Mak-99 à Mak-108) sont en noir sur la **Fig. II.8**.

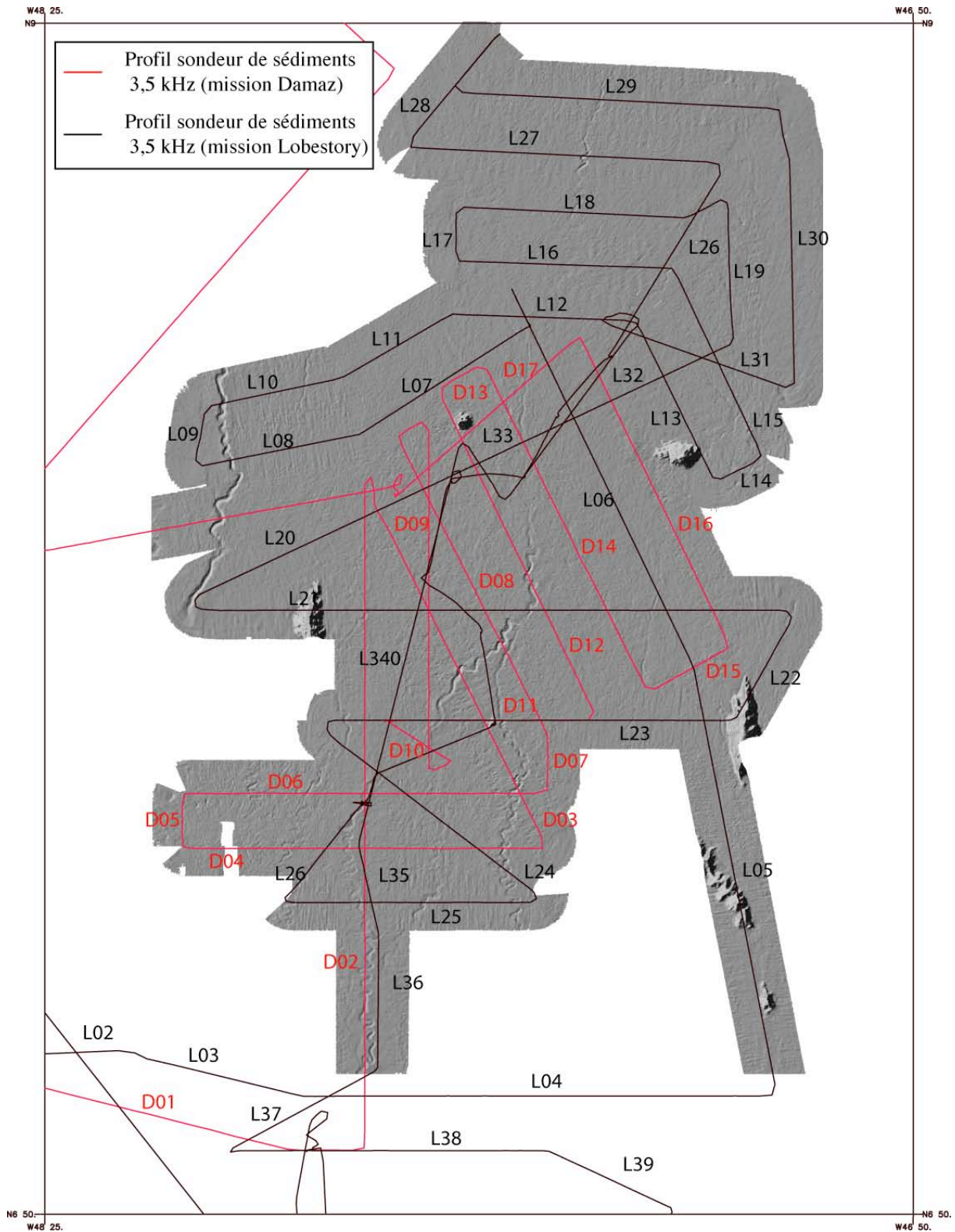


Fig. II.10- Plan de position des profils sondeur de sédiments 3,5 kHz utilisés pour l'étude des lobes terminaux de l'éventail turbiditique de l'Amazonie.

Zone d'étude	Campagnes	Sismique 3D	Sismique HR	Sismique THR
Éventail sous-marin profond de l'Amazone	Damaz (2003) *	-	-	3,5 kHz
	Lobestory (2004)*	-	-	3,5 kHz
Éventail sous-marin profond du Petit-Rhône et Néofan du Petit-Rhône	Calmar (1997) *	-	-	3,5 kHz
	Marion (2000) **	-	mini G.I. flûte SIG 1 trace	-
	Gmo2-Carnac (2002) **	-	-	Chirp
	Progrès (2003) **	-	mini G.I. + flûte 6 traces	Chirp
	TTR-14 (2004) ***	-		5 kHz (Mak-1)
	Sardinia (2006) *			3,5 kHz

Tabl. II.4- Tableau récapitulatif des différents types de sismique utilisés et classés en fonction de leur résolution. Campagnes réalisées à bord du \* N/O L'Atalante, \*\* N/O Le Suroît, \*\*\* N/O Logatchev.

Je tiens à remercier Serge Berné pour la mise à disposition des données sismiques de la mission MARION (2000), Miquel Canals pour les données Mak-1 de la mission TTR-14 (2004) et Daniel Aslanian pour les données 3,5 kHz de la mission SARDINIA (2006).

## **II.2.2. Traitement des données sismiques**

### II.2.2.1. Les principales étapes du traitement

Que ce soit pour les données sismiques Chirp ou sondeur de sédiment 3,5 kHz, les traitements ont été réalisés grâce au logiciel de traitement sismique SISBISE (Nouzé, 1993) développé par l'Ifremer. Les principales étapes du traitement sont :

(1) La phase de préparation des données avant traitement inclut :

- le désarchivage des données,
- la concaténation des fichiers 3,5 kHz par profil (un profil 3,5 kHz peut être divisé en plusieurs fichiers qu'il convient de réunir en un seul fichier),
- la conversion des données du format SEG Y (.sgy) au format SISBISE (.dat, .nfo) grâce au module *isegy* (logiciel SISBISE).

(2) Le traitement à proprement parler, a consisté en un calcul d'attribut sismique, l'amplitude instantanée, qui permet de visualiser l'enveloppe du signal (module *atinst* du logiciel SISBISE) afin d'améliorer la représentation des strates sédimentaires imagées.

(3) La dernière étape permet d'exporter les données traitées du format SISBISE au format SEG afin d'être importées par le logiciel d'aide à l'interprétation sismique Kingdom Suite (module *esegy* du logiciel SISBISE).

Cette procédure en 3 étapes a été mise en œuvre sur les 57 profils sondeurs de sédiments 3,5 kHz (Damaz et Lobestory) explorant l'éventail de l'Amazone.

Au niveau du Néofan du Petit-Rhône, ces traitements ont été réalisés sur 33 profils sondeurs de sédiments 3,5 kHz (dont 14 profils Sardinia : Sard-26 à 31 et Sard-128 à 135, et 19 profils Calmar : CAL97-56 à 70 et CAL97-74 à 77 divisés en 80 fichiers), et 34 profils Chirp (dont 29 profils Progrès : PG56 à 30 + PG08 et PG09 et 5 profils Gmo2-Carnac).

#### II.2.2.2. Procédure de traitement spécifique aux données 5 kHz (Mak-1)

Les fichiers de données brutes (format *segy*) issues des acquisitions du sonar Mak-1 contiennent les données sonar et sondeur 5 kHz, organisées en 3 voies : les données sonar babord, les données sonar tribord et les données sismiques sondeur. La procédure appliquée aux 10 profils Mak-1 (Mak-99 à 108) a suivi 5 principales étapes :

1) Préparation des données avant traitement, nécessitant la conversion du format SEG Y (.sgy) au format SISBISE (.dat, .nfo) grâce au module *isegy* (logiciel SISBISE).

2) Traitement : les données sismiques étant acquises par un poisson tracté près du fond et dont la distance près du fond varie au cours de l'acquisition, les données doivent être corrigées des variations d'altitude du poisson. Ce traitement spécifique, appliqué aux données 5 kHz (Mak-1), comporte 10 étapes détaillées à l'annexe II.1 et a été mis en application grâce à l'aide d'H. Nouzé.

(3) Exportation des données traitées du format SISBISE au format SEG (module *esegy* du logiciel SISBISE).

(4) Visualisation des données traitées avec le logiciel Kogeo. L'option "activate mode" permet de ne sélectionner, dans le fichier *segy*, que les données sondeur de sédiments et de rejeter les données sonar des voies babord et tribord.

---

(5) Calcul de l'amplitude instantanée, permettant une visualisation de l'enveloppe du signal (module de Kogeo équivalent du module *atinst* du logiciel SISBISE). Le fichier traité en sortie de Kogeo est au format segy et est prêt à être importé dans Kingdom Suite.

### II.2.2.3. Le pointé numérique

L'interprétation numérique des données sismiques HR et THR du Néofan a été mise en œuvre grâce au logiciel d'aide à l'interprétation sismique Kingdom Suite. Le traitement des données sismiques HR (Profils Marion et Progrès) avait déjà été effectué avant notre étude. Les fichiers traités (.seg) ont été récupérés et après préparation des fichiers de navigation pour chaque profil, ils ont été importés dans le projet Néofan sous Kingdom Suite. L'étude menée sur la zone du Néofan du Petit-Rhône a notamment permis de créer une base de données sismiques haute et très haute résolution (sous Kingdom Suite) qui rassemble tous les profils sismiques issus des campagnes menées sur la zone lors des dix dernières années (Calmar, Marion, GMO2-CARNAC, Progrès, TTR-14, Sardinia).

L'interprétation des profils sondeur de sédiments 3,5 kHz au niveau de la terminaison de l'éventail de l'Amazone a été effectuée à partir de profils papier. Par la suite, tous ces profils (profils traités sans le pointé) ont été importés dans un projet numérique Amazone sous Kingdom Suite.

## II.3- PRELEVEMENTS DE SEDIMENT

L'étude morpho-sédimentaire d'un environnement comme les lobes terminaux d'un éventail turbiditique, basée sur des données bathymétriques, d'imagerie acoustique et sismiques, a été complétée par l'échantillonnage des dépôts sédimentaires grâce à des carottages ou des forages. L'analyse des sédiments prélevés permet notamment de contraindre leur composition, leur âge, leur source et les processus de dépôt.

### II.3.1. Données disponibles : Carottages Kullenberg et Forages ODP

Dans cette étude sur les lobes terminaux de l'éventail turbiditique de l'Amazone, 11 carottages Kullenberg ont été utilisés (KD01, mission Damaz et KLS04-13, mission Lobestory) (**Fig. II.11**). Les différents sites de carottages ont été réalisés en même temps que



l'exploration bathymétrique et d'imagerie acoustique de la zone des lobes terminaux. De ce fait, ni la localisation ni le scénario de construction des lobes (Quel lobe appartient à quel système chenal-levées ?) n'étaient connus au moment du choix des sites de carottages. Les cibles choisies visaient notamment la terminaison du chenal le plus récent (Amazone) et des zones lobées caractérisées par de faible réflectivité sur l'imagerie EM12D (carotte isolée au cœur d'une zone de faible réflectivité ou suivant un transect longitudinal).

### **II.3.2. Mesures non-destructives**

À bord, des mesures au banc MSCL (*Multi-Sensor Core Logger*) sur les carottes non ouvertes ont été effectuées permettant de mesurer de façon simultanée la gamma densité, la vitesse du son (ondes P) et la susceptibilité magnétique des sédiments.

Après ouverture, les carottes découpées en sections de 1 m de long sont décrites et photographiées en vue de réaliser des logs descriptifs synthétiques de chaque carotte. Une tranche de sédiment de 1 cm d'épaisseur prélevée sur des plaquettes en aluminium a été réalisée sur toute la longueur de chaque section en vue de réaliser une radioscopie RX. La radiographie RX, réalisée à l'Université Bordeaux 1 grâce à l'appareil SCOPIX (Migeon *et al.*, 1999) est une méthode non destructive d'analyse des carottes qui permet de visualiser l'organisation interne des sédiments et de mettre en évidence d'éventuelles structures qui sont invisibles lors de la description visuelle de la carotte. Des analyses granulométriques ont également été réalisées grâce à un granulomètre laser Coulter LS130.

En complément de ces carottages Kullenberg, des contraintes lithologiques et chrono-stratigraphiques étaient d'ores et déjà disponibles grâce aux 17 forages ODP réalisés en 1994 et aux résultats publiés à partir de ces forages (Flood, Piper, Klaus *et al.*, 1995 - Proceedings of ODP, Initial Reports ; Flood, Piper, Klaus and Peterson, 1997 - Proceedings of ODP, Scientific Results).

Dans le cadre de l'étude du Néofan du Petit-Rhône, les carottes utilisées ont été étudiées en détail par B. Dennielou (Dennielou *et al.*, accepté). Les résultats de ces études ont été mis en parallèle avec les résultats obtenus dans le cadre de notre analyse morpho-sismique.

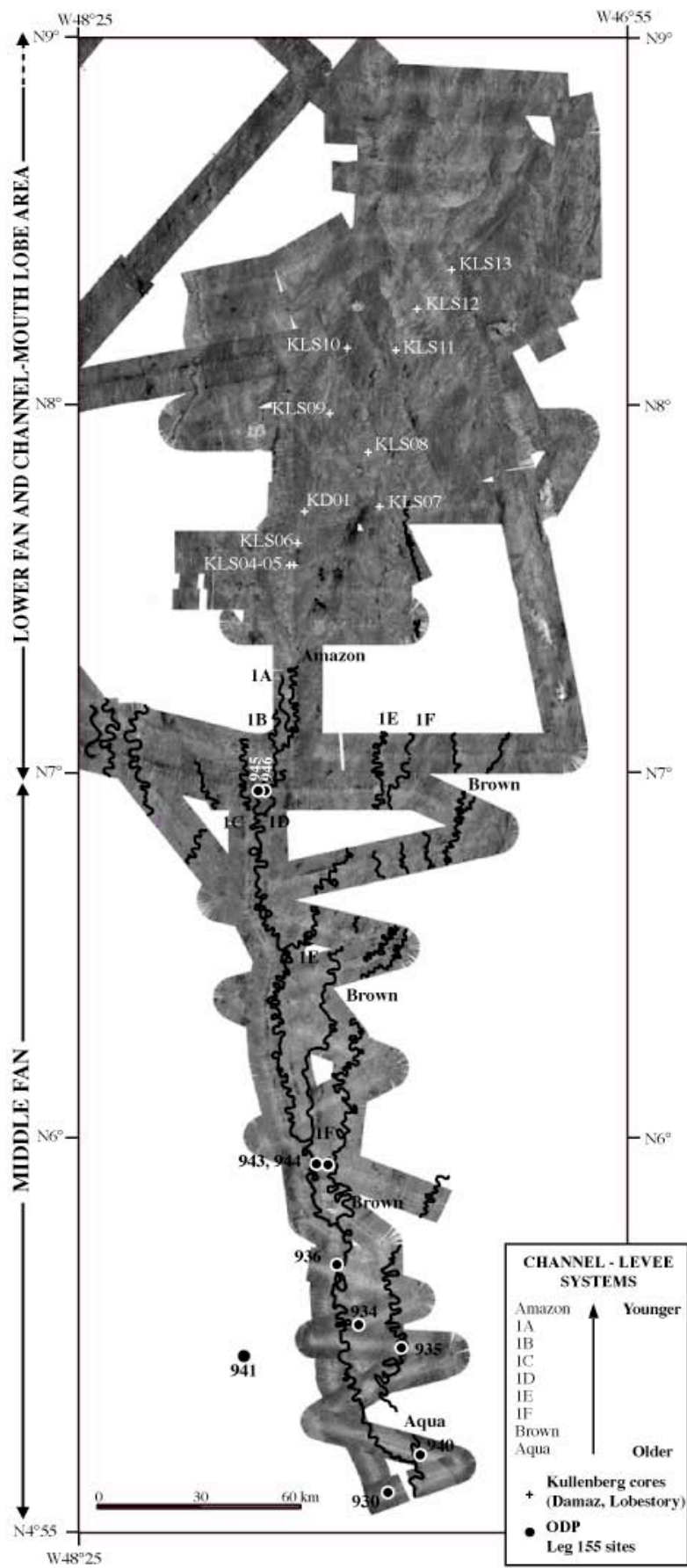


Fig. II.11- Eventail de l'Amazonie : carte de localisation des forages ODP (leg 155) et des carottages Kullenberg réalisés lors des campagnes Damaz et Lobestory.

### **II.3.3. Datations au radiocarbone**

#### II.3.3.1. Stratégie de datation et matériel échantillonné

Dans l'objectif de mieux contraindre le cadre temporel de mise en place des lobes terminaux de l'Amazonie, la méthode de datation au radiocarbone  $^{14}\text{C}$  a été utilisée car les âges attendus étaient plus jeunes que 60 000 ans (limite de la méthode). La stratégie d'échantillonnage avait pour objectif de tenter de dater la fin d'activité des différents lobes échantillonnés ; c'est pourquoi les prélèvements ont été effectués juste au-dessus des sédiments détritiques dans des sédiments hémipélagiques à pélagiques contenant des foraminifères.

Les datations ont été effectuées à partir de tests de foraminifères planctoniques et d'une coquille, mais également à partir de sédiments riches en matière organique (caractérisés par des niveaux très noirs parfois riches en débris végétaux et sans foraminifères, typiques des sédiments de l'éventail de l'Amazonie). À bord, lors de la mission, des échantillons de sédiments riches en carbone organique dissout (TOC > 1%) avaient été prélevés et séchés (pour éviter le développement des moisissures qui auraient pu modifier le rapport  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ ) sur des niveaux où des débris végétaux étaient visibles ou sur des niveaux où la teneur en carbone organique du sédiment était supérieure à 1%, en vue de datations au radiocarbone. Les datations sur débris végétaux avaient déjà été effectuées pour dater les sédiments de l'éventail turbiditique du Zaïre, et malgré quelques inversions d'âges, elles ont permis d'obtenir une chronostratigraphie satisfaisante (Migeon *et al.*, 2004). Dans le cas de l'éventail de l'Amazonie, les mesures sur TOC ont fréquemment donné des inversions d'âges et n'ont pas pu être exploitées. Ces inversions d'âges sont sans doute à relier à la question de la période de stockage (sans doute variable) de la matière organique d'origine terrestre : Combien de temps y a-t-il entre la mort d'une plante à terre et sa remobilisation par un écoulement via le bassin profond ?

Les difficultés rencontrées lors de l'échantillonnage sont liées à la faible quantité de foraminifères présents dans les sédiments, mais aussi à leur état mal conservé et cassé (débris), obligeant à prélever toutes les espèces confondues (bulk) et à échantillonner dans une tranche de plusieurs centimètres d'épaisseur. Par ailleurs, en contexte d'environnements turbiditiques, les résultats des datations au radiocarbone doivent être pris avec précaution. En effet, l'âge donné est celui de l'objet daté et non pas nécessairement celui de son dépôt car les

---

écoulements turbiditiques remanient les sédiments et peuvent donc incorporer des coquilles ou des foraminifères déposés antérieurement.

20 échantillons ont été envoyés au laboratoire de Poznan (Poznan Radiocarbon Laboratory) pour être datés : 1 à partir d'une coquille de bivalve, 7 à partir de foraminifères planctoniques toutes espèces confondues (*G. bulloides*, *G. ruber*, *G. menardii*, *Orbulina universa*) et 12 à partir de sédiments riches en carbone organique (TOC > 1%) dont 6 échantillons où des débris végétaux étaient visibles à l'œil nu (**Tabl. II.5**).

En plus des datations obtenues, notre étude chrono-stratigraphique s'est appuyée sur les datations disponibles déjà publiées à partir des sites ODP.

Les datations utilisées dans le cadre de l'étude du Néofan du Petit-Rhône ont été réalisées par B. Dennielou (Dennielou *et al.*, accepté et comm. pers.).

### II.3.3.2. Principe

La datation au radiocarbone est une datation absolue. Elle s'effectue sur du matériel d'origine biologique contenant du carbone tel que des débris de coquilles, de foraminifères, de morceaux de bois ou des débris organiques. Le rapport  $\{^{14}\text{C}/^{12}\text{C}\}$  contenu dans les êtres vivants est en équilibre avec celui de l'atmosphère ou de l'océan pendant leur période de vie. Dès leur mort, le rapport décroît en fonction du temps en suivant une loi de désintégration exponentielle avec une période de demi-vie de 5568 ans. Pour déterminer l'âge de la mort du matériel, la valeur du rapport  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  est mesurée par spectrométrie de masse (AMS ou Accelerator Mass Spectrometer) et comparée avec la valeur « théorique » initiale  $\{^{14}\text{C}/^{12}\text{C}\}$ . L'hypothèse est faite que le rapport initial était le même que le rapport actuel dans l'atmosphère. L'âge maximum mesurable est déterminé par la quantité de matériel daté et la sensibilité du spectromètre de masse pour détecter les faibles rapports  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  ; il se situe généralement vers 60 000 ans.

### II.3.3.3. Calibration des âges radiocarbone

Les âges radiocarbone ne sont pas des âges calendaires car la méthode comporte deux biais, (1) le rapport  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  est variable dans le temps car la production du  $^{14}\text{C}$  (cosmogénique) est corrélée à la variation du champ magnétique terrestre, et (2) le temps de renouvellement des océans (environ 400 ans), appelé âge réservoir, s'ajoute à l'âge du matériel daté.

name of lab and sample number	core	sample depth (cm)	sample weight	lat (N)	long (E)	water depth (m)	Core length (m)	dated material	dating technique	Conventional C14 age (BP)	reservoir age	calibrated age (y BP)
poz-17419	KLS04	102-103	18.16 mg	7°34.99	47°49.70	4309	3	TOC (Sed. C org)	AMS	13720 ± 70		16126-16534 (16342)
poz-17420	KLS04	217-218	15.842 mg	7°34.99	47°49.70	4309	3	TOC >63 um (Debris Veg)	AMS	13000± 70		15185-15502 (15354)
poz-17476	KLS04	277-278	10.7 g	7°34.99	47°49.70	4309	3	TOC >63 um (Debris Veg)	AMS	12890± 70		15067-15350 (15223)
poz-17273	KLS05	18-20	27.2 mg	7°34.95	47°50.24	4321	2.83	Foram. (G. Bull...)	AMS	9530± 50	400	10322-10475 (10389)
poz-17421	KLS05	80-81	11.647 g	7°34.95	47°50.24	4321	2.83	TOC (Sed. C org)	AMS	11040± 60		12901-13024 (12967)
poz-17422	KLS05	180-181	13.544 g	7°34.95	47°50.24	4321	2.83	TOC (Sed. C org)	AMS	11100± 60		12949-13071 (13012)
poz-17437	KLS05	280-281	12.571 g	7°34.95	47°50.24	4321	2.83	TOC (Sed. C org)	AMS	11340± 70		13159-13274 (13216)
poz-17438	KLS06	65-66	13.847 g	7°38.09	47°48.70	4320	2.66	TOC (Sed. C org)	AMS	14020± 80		16501-16928 (16709)
poz-17279	KLS06	66	43.65 mg	7°38.09	47°48.70	4320	2.66	Shell Bivalves	AMS	12870± 60	400	14280-14703 (14538)
poz-17423	KLS06	150-151	6.430 g	7°38.09	47°48.70	4320	2.66	TOC >63 um (Debris Veg)	AMS	13070± 70		15259-15602 (15447)
poz-17424	KLS06	218-219	6.662 g	7°38.09	47°48.70	4320	2.66	TOC >63 um (Debris Veg)	AMS	13050± 70		15237-15573 (15420)
poz-17274	KD01	45-47.5	20 mg	7°43.80	47°47.60	4346	2.45	Foram. (G. Bull...)	AMS	11340± 60	400	12852-12919 (12890)
poz-17291	KD01	75-80	7.25 mg	7°43.80	47°47.60	4346	2.45	Foram. (G. Bull...)	AMS	11400± 60	400	12870-12966 (12928)
poz-17278	KLS12	15.5-16.5	15 mg	8°16.99	47°29.00	4506	3.02	Foram. (G. Bull...)	AMS	8880± 50	400	9458-9540 (9506)
poz-17439	KLS12	42-43	17.584 g	8°16.99	47°29.00	4506	3.02	TOC (Sed. C org)	AMS	13390± 80		15686-16094 (15904)
poz-17425	KLS12	205-206	13.166 g	8°16.99	47°29.00	4506	3.02	TOC >63 um (Debris Veg)	AMS	13730± 70		16138-16547 (16354)
poz-17440	KLS13	130-131	14.514 g	8°23.49	47°23.40	4541	2.22	TOC >63 um (Debris Veg)	AMS	13550± 80		15902-16320 (16117)
poz-17292	KLS09	41-43	11.70 mg	8°00.00	47°43.20	4430	2.42	Foram. (G. Bull...)	AMS	10810± 80	400	12106-12384 (12296)
poz-17293	KLS09	53-56	6 mg	8°00.00	47°43.20	4430	2.42	Foram. (G. Bull...)	AMS	9960± 50	400	10812-10858 (10928)
poz-17277	KLS10	23-26	24.1 mg	8°10.00	47°40.50	4474	1.0	Foram. (G. Bull...)	AMS	9150± 50	400	9458-9540 (9506)

Foram.  
Shell  
C.org. (TOC)  
C.org.  
(TOC> 63um)

Tabl. II.5- Tableau récapitulatif des échantillons prélevés pour des datations au radiocarbone et âges obtenus.

---

L'âge réservoir varie d'un bassin océanique à l'autre et peut également varier dans le temps (de Vries, 1958). Pour l'Atlantique Equatorial, nous avons utilisé l'âge réservoir moyen de 400 ans (Jons and Nicholl, 2001) pour toutes les périodes de temps.

La calibration calendaire des âges radiocarbone a été effectuée au moyen du programme Calib v5.1. Les courbes de calibration utilisées dépendent de l'âge et de l'origine du matériel daté (océanique ou continental) :

- la courbe marine 04.14c (Stuiver and Reimer, 1993 ; Hughen *et al.*, 2004 ; Stuiver *et al.*, 2005) pour des échantillons marins et des âges  $^{14}\text{C}$  compris entre 0 et 20 760 ans

- le polynôme de calibration de Bard (1998) pour des échantillons marins et des âges  $^{14}\text{C}$  de 20,760 à 36 ka (Bard *et al.*, 1998),

- la courbe IntCal04 (Reimer *et al.*, 2002, 2004) pour les âges  $^{14}\text{C}$  obtenus à partir de débris organiques.

Les âges radiocarbone sont notés «  $^{14}\text{C}$  BP » (« Before Present » avec Present = 1950) et lorsqu'ils ont été convertis en âges calendaires (calibrés) ils sont notés « cal. BP ».

Les différents types de données (bathymétrie, imagerie, sismique, prélèvements sédimentaires, **Tabl. II.1**), présentés dans ce chapitre, ont été traités et interprétés dans le cadre de cette thèse, afin d'explorer la terminaison de deux éventails turbiditiques à différentes échelles de résolution.







**CHAPITRE III-**

**LES LOBES TERMINAUX DE  
L'EVENTAIL TURBIDITIQUE DE L'AMAZONE**

---



### III.1- L'ÉVENTAIL TURBIDITIQUE DE L'AMAZONE

L'éventail turbiditique de l'Amazone est l'un des plus grands éventails sous-marins profonds au monde, mais c'est également un système parmi les plus étudiés. En effet, dès le début des années 70, de nombreuses campagnes d'exploration se sont succédées. L'éventail turbiditique de l'Amazone a même été le site du leg ODP 155 (Ocean Drilling Program), où 17 forages ont été réalisés en 1994, et il est le seul éventail moderne qui bénéficie d'aussi bonnes contraintes en termes de lithologie et de lithofaciès.

La majorité des travaux antérieurs sur l'éventail turbiditique de l'Amazone s'est concentrée sur les parties supérieure et médiane du système. La zone distale n'avait jamais été explorée (sauf quelques lignes très espacées de sondeur de sédiment et carottages). Les campagnes Damaz et Lobestory avaient pour objectif d'explorer la partie terminale du fan et en particulier le débouché de la vallée sous-marine la plus récente.

Cette première partie du chapitre III a pour objectif de faire un état des lieux des connaissances disponibles sur cet éventail.

#### III.1.1. Contexte régional du système Amazone : du fleuve au bassin profond

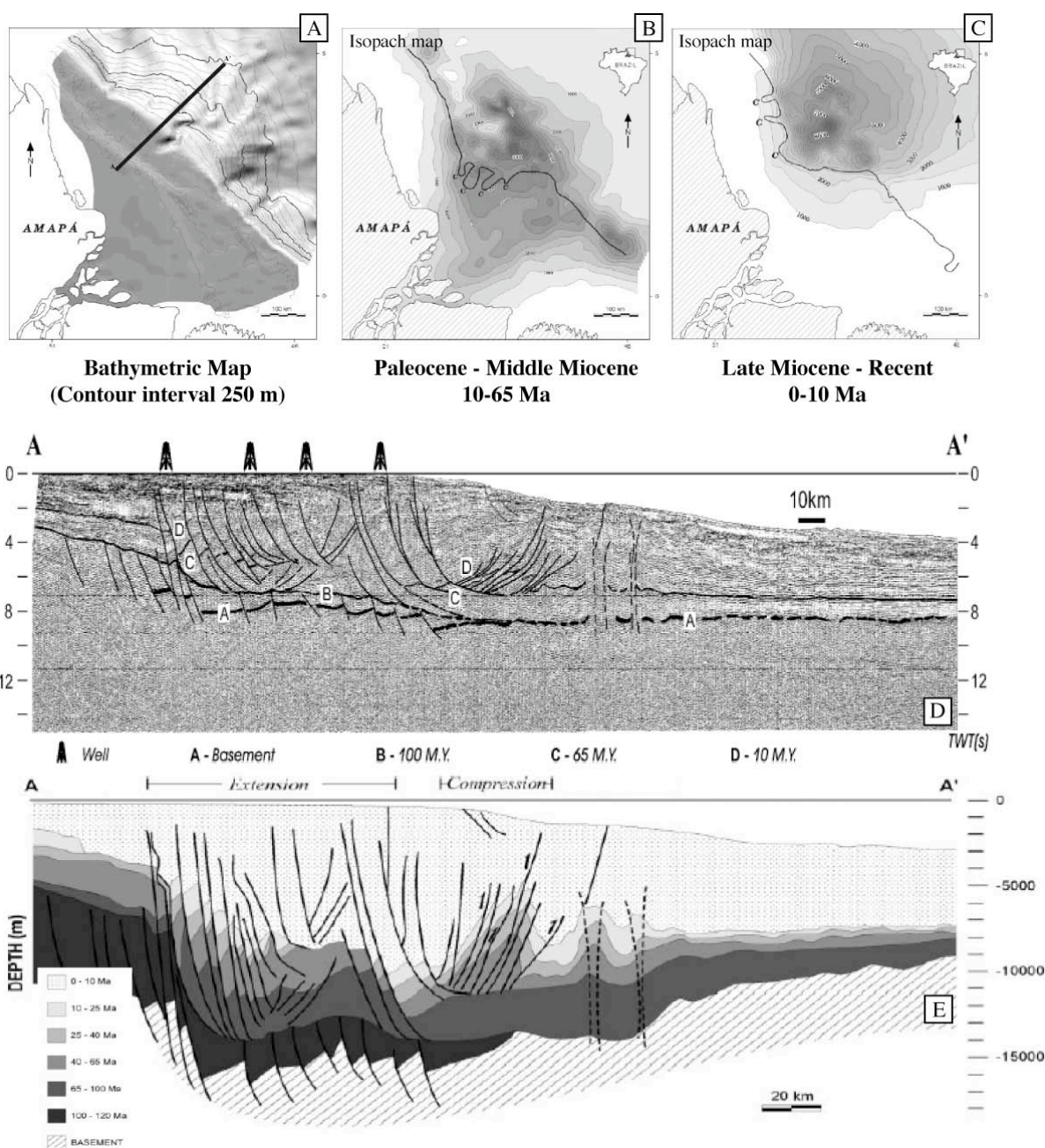
##### III.1.1.1. Géologie régionale de la marge

La marge continentale brésilienne, au niveau du bassin de l'Amazone (i.e. au droit du débouché du fleuve Amazone), est caractérisée par la présence d'un épais prisme progradant composé de sédiments silicoclastiques, d'âge Miocène supérieur à Actuel, atteignant localement une épaisseur maximale de 9000 m (Silva *et al.*, 1999) (**Fig. III.1C**). Cette portion de la marge brésilienne est affectée par une intense activité tectonique gravitaire, comme en attestent les denses réseaux de failles listriques observés (**Fig. III.1D**).

► *Fig. III.1- Structure profonde de la marge brésilienne équatoriale au niveau du bassin de l'Amazone, au droit du débouché du fleuve Amazone (modifiée d'après Silva et al., 1999).*

*(A) Carte bathymétrique depuis le delta du fleuve Amazone jusqu'à l'isobathe -3000 m (contours des isobathes tous les 250 m). La ligne AA' indique la localisation du profil sismique présenté en (D et E). (B) Carte des isopaques de la mégaséquence paléocène à miocène moyen (10-65 Ma). (C) Carte des isopaques de la mégaséquence miocène supérieur à l'actuel (0-10 Ma). (D) Profil sismique multitrace et son interprétation en (E), mettant en*

évidence les 4 principales étapes d'évolution de la marge depuis le socle (réflecteur A) et le remplissage par les dépôts syn-rift (réflecteur B). Par-dessus, on observe les dépôts qui sont liés à une première phase de transgression marine (réflecteur C). La plateforme carbonatée est identifiée, sur la partie gauche du profil, entre 2 et 4 s et caractérisée par un faciès sismique aux réflecteurs continus, parallèles et de forte amplitude. Enfin, une épaisse séquence marine progradante composée de sédiments silicoclastiques correspond à la dernière phase de construction de la marge du Miocène moyen (réflecteur D) jusqu'à l'Actuel. Ces séries sédimentaires sont affectées par de nombreuses failles listriques et chevauchantes qui individualisent successivement, le long de la marge, un domaine en extension puis un domaine en compression.



L'évolution cénozoïque de la marge brésilienne équatoriale s'est déroulée selon 4 étapes principales depuis l'ouverture de l'océan Atlantique Sud, il y a 120 Ma. La mégaséquence stratigraphique de la marge est constituée depuis le socle par : (1) des sédiments syn-rift, d'âge Aptien-Albien (120-100 Ma) (Castro *et al.*, 1978 ; Resende and Ferradaes, 1971), (2) des dépôts liés à une phase précoce de transgression marine (entre 100 et 65 Ma), (3) des dépôts associés à la construction d'une plateforme carbonatée (entre 65 et 10 Ma), (4) une épaisse séquence marine progradante (entre 10 Ma et l'Actuel) composée de sédiments silicoclastiques construite par les très importants apports du fleuve Amazone (Silva *et al.*, 1999). La sédimentation carbonatée, qui opérait sur la plateforme depuis le Paléocène (**Fig. III.1B**), est interrompue au Miocène moyen, suite à un changement de direction de l'écoulement du fleuve Amazone, qui devient Ouest-Est, en réponse à une surrection des Andes (Hoorn, 1993 ; Hoorn *et al.*, 1995). Dès lors, une sédimentation silicoclastique dominante se met en place sur la marge brésilienne (**Fig. III.1C**), aboutissant à la construction d'un système deltaïque sur la plateforme et de l'éventail sous-marin profond de l'Amazone sur la pente et dans le bassin profond.

#### III.1.1.2. Le fleuve Amazone et son bassin versant

L'éventail sous-marin profond de l'Amazone est un très important cône détritique, qui s'étend depuis la bordure du plateau continental au Nord-Est du Brésil jusqu'à plus de 700 km de la côte (**Fig. III.2**). Ce système détritique s'est construit au débouché du fleuve Amazone qui draine un très vaste bassin versant.

##### III.1.1.2.1. Un peu d'histoire

À la différence de la découverte de la plupart des autres fleuves, le fleuve Amazone (*Rio Amazonas* en Portuguais) fut exploré à partir de ses sources et non de son embouchure, même si cette dernière fut repérée par Vincente Pinzon qui, dès 1500, remarqua de l'eau douce en mer. Pinzon l'appela *Mar Dulce* (la Mer douce) constatant l'immensité de son delta. Par la suite, les premiers cartographes se contentèrent de l'appeler le *Rio Grande*. L'Amazone fut descendu pour la première fois par hasard en 1541-1542 par des Espagnols commandés par Francisco de Orellana. Gonzalo Pizaro avait envoyé le capitaine Orellana en reconnaissance pour qu'il ramène des vivres. Emporté par le courant du Napo, Orellana ne put revenir sur ses pas et il continua jusqu'à l'Atlantique. La première remontée complète du

fleuve fut faite en 1638 par Pedro Texeira, un portugais, qui fit la route inverse d'Orellana et atteignit Quito en passant par le Rio Napo. En l'honneur de son découvreur, on le nomma le *fleuve d'Orellana*, bien que celui-ci ait tenu à ce qu'on l'appelle *fleuve des Amazones* parce qu'il y avait combattu des femmes guerrières. Aujourd'hui encore, l'Amazone porte successivement plusieurs noms. À la sortie des Andes, au Pérou, il s'appelle *Marañon*. Puis, après avoir reçu le Rio Ucayali, il devient l'*Amazone* jusqu'à la frontière avec le Brésil où il prend le nom de *Solimões*, avant de redevenir l'*Amazone* à sa rencontre avec le Rio Negro et jusqu'à l'embouchure.

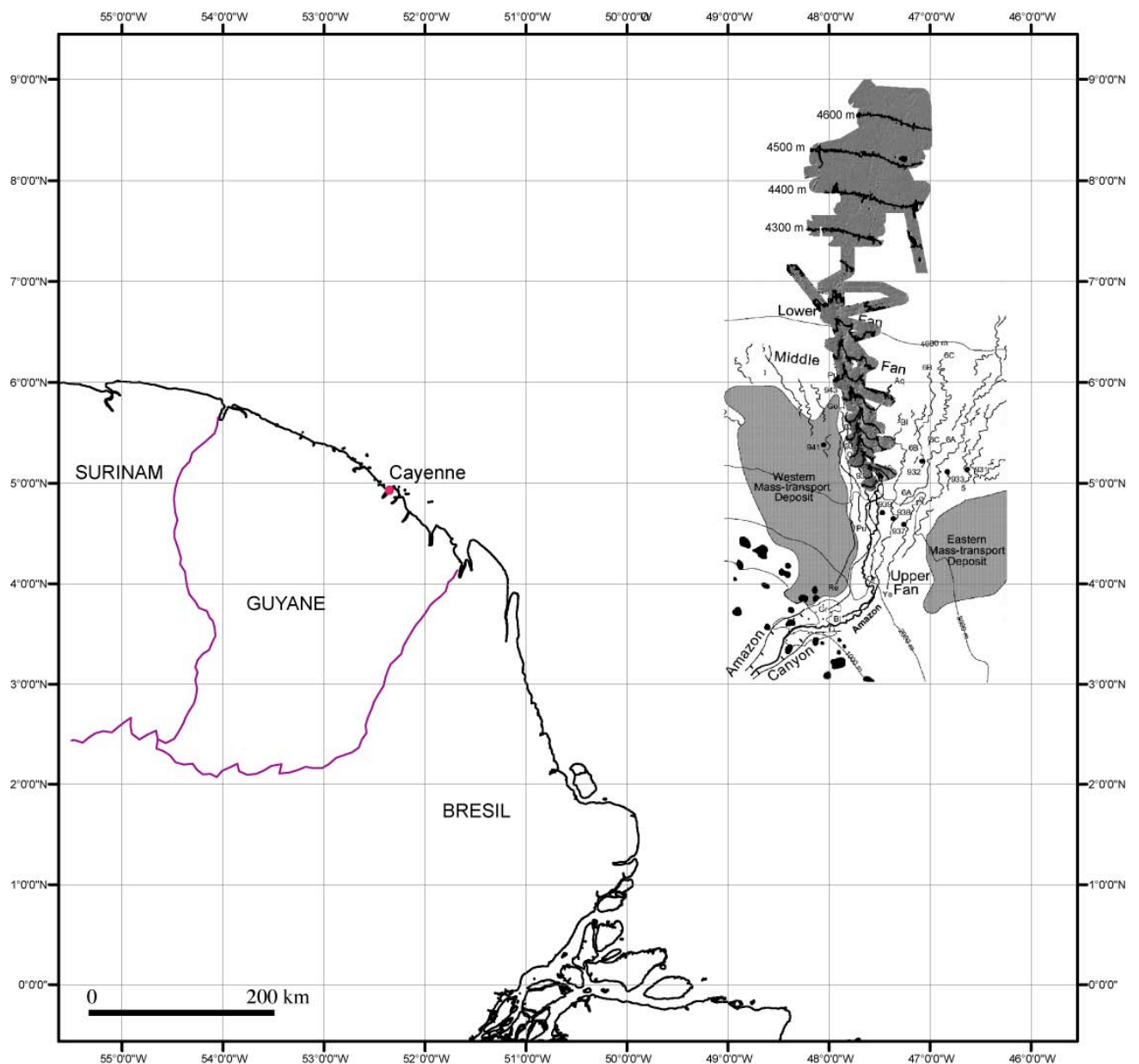


Fig. III.2- Carte de localisation de l'éventail turbiditique de l'Amazone (le levé bathymétrique réalisé lors des campagnes Damaz et Lobestory y est superposé) par rapport aux côtes brésilienne et guyanaise.

III.1.1.2.2. Principales caractéristiques du fleuve Amazone

Le fleuve Amazone en Amérique du Sud est le deuxième plus long fleuve sur Terre mesurant ~6400 km de long, devancé par le Nil, long de 6670 km. Il prend sa source dans les Andes, au Pérou, au glacier de Huacra, par 10° de latitude Sud et à 5240 m d'altitude pour se jeter dans l'océan Atlantique (**Fig. III.3**). L'Amazone supérieur, ou *Marañón*, draine d'abord le versant oriental de la Cordillère des Andes septentrionale, puis pénètre dans la grande plaine amazonienne. À la confluence du *Marañón* et du *Rio Ucayali*, son cours s'établit au voisinage du parallèle 5°Sud, dans l'axe du grand bassin sédimentaire amazonien (**Fig. III.4**).

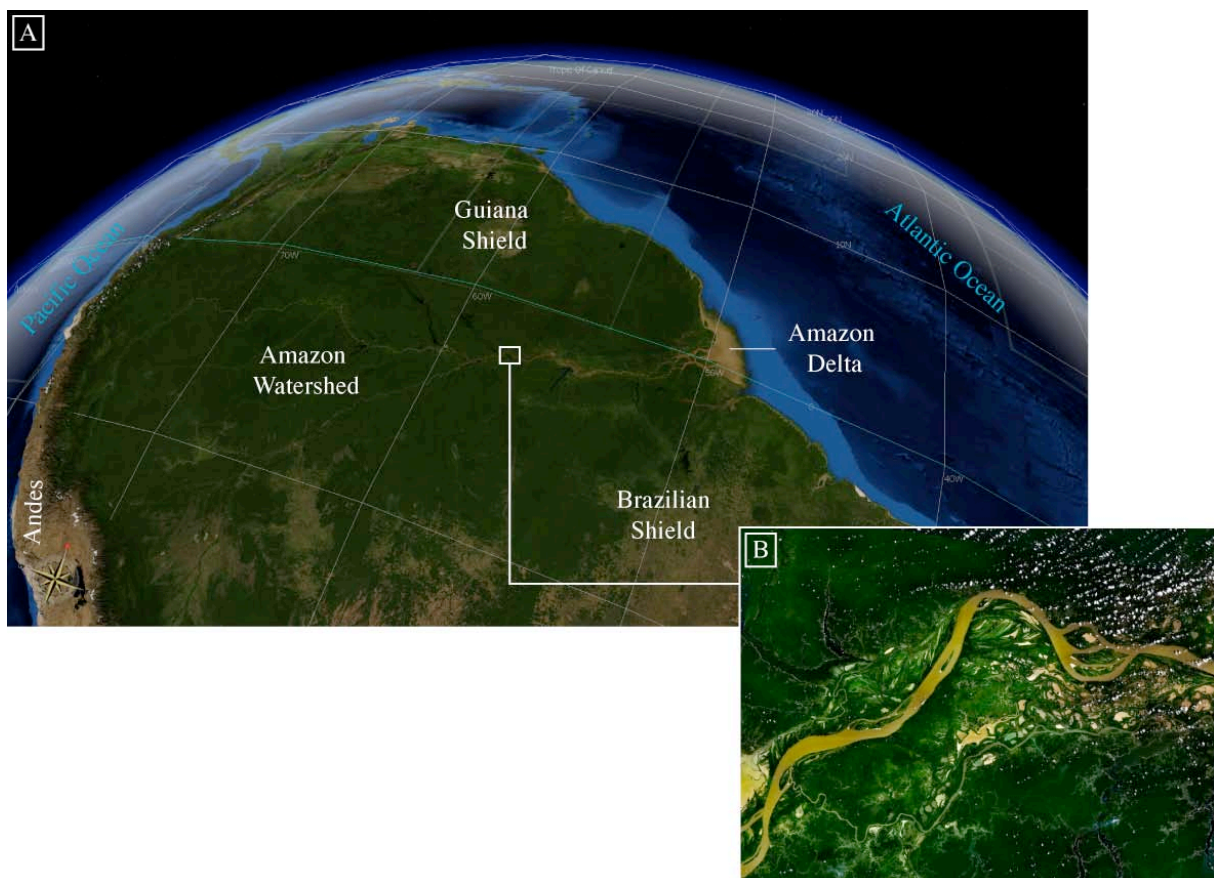


Fig. III.3- (A) Vue satellite du bassin versant du fleuve Amazone depuis les Andes jusqu'au delta débouchant dans l'Océan Atlantique équatorial (Source Google Earth). (B) Zoom sur les méandres du fleuve Amazone (Image Wikipedia).

Le réseau hydrographique de l'Amazone est constitué par la confluence de nombreux affluents. On en dénombre plus de 500, dont 20 de plus de 1500 km de long. Les apports successifs des affluents augmentent la largeur du fleuve qui, de 1,5 km au niveau de la

confluence avec l'*Ucayali*, atteint de 4 à 6 km en amont de Manaus, puis 10 km et plus au niveau de son cours inférieur. À certains endroits sur de longues distances, le fleuve se divise en deux cours principaux séparés par de nombreux bras, connectés entre eux et formant un réseau de canaux qui découpent les basses plaines en d'innombrables îles. Au niveau de la passe d'Obidos (600 km avant la mer), l'Amazone se resserre, s'écoulant dans un seul lit d'un kilomètre de large environ et de plus de 60 m de profondeur, pour rejoindre l'océan.

L'Amazone est responsable du cinquième du volume total d'eau douce déversée dans les océans du monde (Source *Encyclopedia Universalis*). Son débit moyen est de 130 000 m<sup>3</sup>/s (184 000 m<sup>3</sup>/s pendant la saison des pluies) et il transporte une charge sédimentaire de 9.10<sup>11</sup> kg/an (Wetzel, 1993) (**Tabl. III.1**). Le volume d'eau douce, chargé en sédiments, déversé dans l'Océan Atlantique est tel que la salinité et la couleur de l'eau de mer sont modifiées à plus de 300 km des côtes. 90% de la charge sédimentaire transportée par le fleuve correspondent à des sédiments silteux et argileux (Gibbs, 1967 ; Meade, 1985) et 84% de la charge en suspension provient des Andes (Gibbs, 1967 ; Rimington, 1999).

Deep-sea fan	Fleuve	Longueur (km)	Superficie du bassin versant (x10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup> )	Type d'embouchure D : Delta E : Estuaire	Largeur de l'embouchure (km)	Largeur de la plateforme (km)	Profondeur du rebord de plateforme (m)	Débit moyen (m <sup>3</sup> /s)	Charge sédimentaire transportée (kg/an)
Nil	Nil	6670		D	200	50	250	2830	1.42x10 <sup>11</sup>
Amazone	Amazone	6400	7.05	D	330	320	100	130000	9x10 <sup>11</sup>
Mississippi	Mississippi-Missouri	6260	3.29	D	250	115	130	18400	4x10 <sup>11</sup>
Zaire	Congo ou Zaire	4600	3.7	E	70	70	200	42800	5.5x10 <sup>10</sup>
Niger	Niger	4200	2.26	D	250	55		6000	5x10 <sup>10</sup>
Indus	Indus	2900-3180	1.0	D	240	115	100	6700	4.8-7.5 x10 <sup>11</sup>
Bengal	Gange Brahmaputra	2510 2700	0.9	D	300	180		14270 12000	1-2 x10 <sup>12</sup>
Rhône	Rhône	812	0.1	D	70	70	130	1700	1x10 <sup>10</sup>

*Tabl. III.1- Principales caractéristiques des fleuves majeurs : longueur, superficie du bassin versant, débit moyen, charge sédimentaire transportée, type d'embouchure et paramètres morphologiques de la plateforme. Ce tableau récapitulatif a été établi à partir de plusieurs sources : Milliman and Meade (1983), Wetzel (1993) et Burgess and Hovius (1998).*

### III.1.1.2.3. Un vaste bassin versant

Parmi les fleuves du monde, l'Amazone compte le plus vaste bassin versant, avec une superficie drainée de 7 050 000 km<sup>2</sup> (Franzinelli and Potter, 1983), qui se répartit sur six pays d'Amérique Latine soit 40 % de l'Amérique du Sud. Le bassin versant amazonien forme une vaste dépression d'extension Ouest-Est d'environ 300 km et de 2000 km du Nord au Sud, dans laquelle s'écoulent les affluents, qui tous convergent vers une gouttière centrale de



direction Ouest-Est (**Fig. III.4**). Ce bassin versant est caractérisé par de forts contrastes topographiques :

- à l'Ouest, la chaîne andine au relief marqué (plus de 6000 m),
- au Nord, les plateaux étagés du Bouclier Guyanais (source du *Rio Branco*) avec localement des altitudes maximales de 2500 à 3000 m,
- au Sud, des plateaux d'altitudes modérées entre 800 et 1000 m, appartenant au Bouclier Brésilien, et s'inclinant doucement vers la gouttière centrale et,
- au centre de vastes plaines alluviales au relief peu marqué. Environ 40% du bassin versant et 90% de la longueur du fleuve (Sioli, 1975) se situent à des altitudes inférieures à 200 m.

Trois grandes unités morpho-structurales sont identifiées. Tout d'abord, (1) le socle cristallin des Boucliers Brésiliens et Guyanais, d'âge Précambrien, localisé au Nord et au Sud du bassin et qui représente 40 % de la superficie du bassin. Puis, (2) une vaste unité sédimentaire en forme d'éventail formant une bande d'environ 350 km de large à l'Est, et s'ouvrant largement à l'amont sur une distance de plus de 2000 km (régions *Subandean foreland* et *continental alluvium* sur la figure **III.4**). Enfin à l'Ouest, (3) la Chaîne Andine, orogène de type alpin et de formation récente (depuis le Crétacé supérieur jusqu'à l'Actuel), borde ce bassin sédimentaire et constitue une bande étroite de 100 à 200 km de large dans une direction NO-SE. La plaine alluviale centrale se caractérise par ses faibles altitudes et sa platitude : ainsi, l'Amazone se situe déjà à seulement 65 m d'altitude à 3000 km de l'embouchure, et à 25 m d'altitude à Manaus à 2000 km de l'embouchure.

Le Fleuve Amazone et ses affluents se caractérisent non seulement par leur longueur et la densité du réseau hydrographique et par l'immensité des surfaces drainées, mais surtout par la platitude de la plaine alluviale dans laquelle s'écoulent des volumes d'eau considérables. Les débits de l'Amazone sont "monstrueux", c'est pourquoi, plus généralement au Brésil, on parle du "*Rio Mar*" (le fleuve mer). Ces volumes d'eau immenses s'écoulent, sauf pour l'amont andin, avec des pentes de 2,1 cm/km pour les 3700 km du cours (soit plus de la moitié du cours) et de 1,74 cm/km à partir d'Obidos (Guyot *et al.*, 1994).

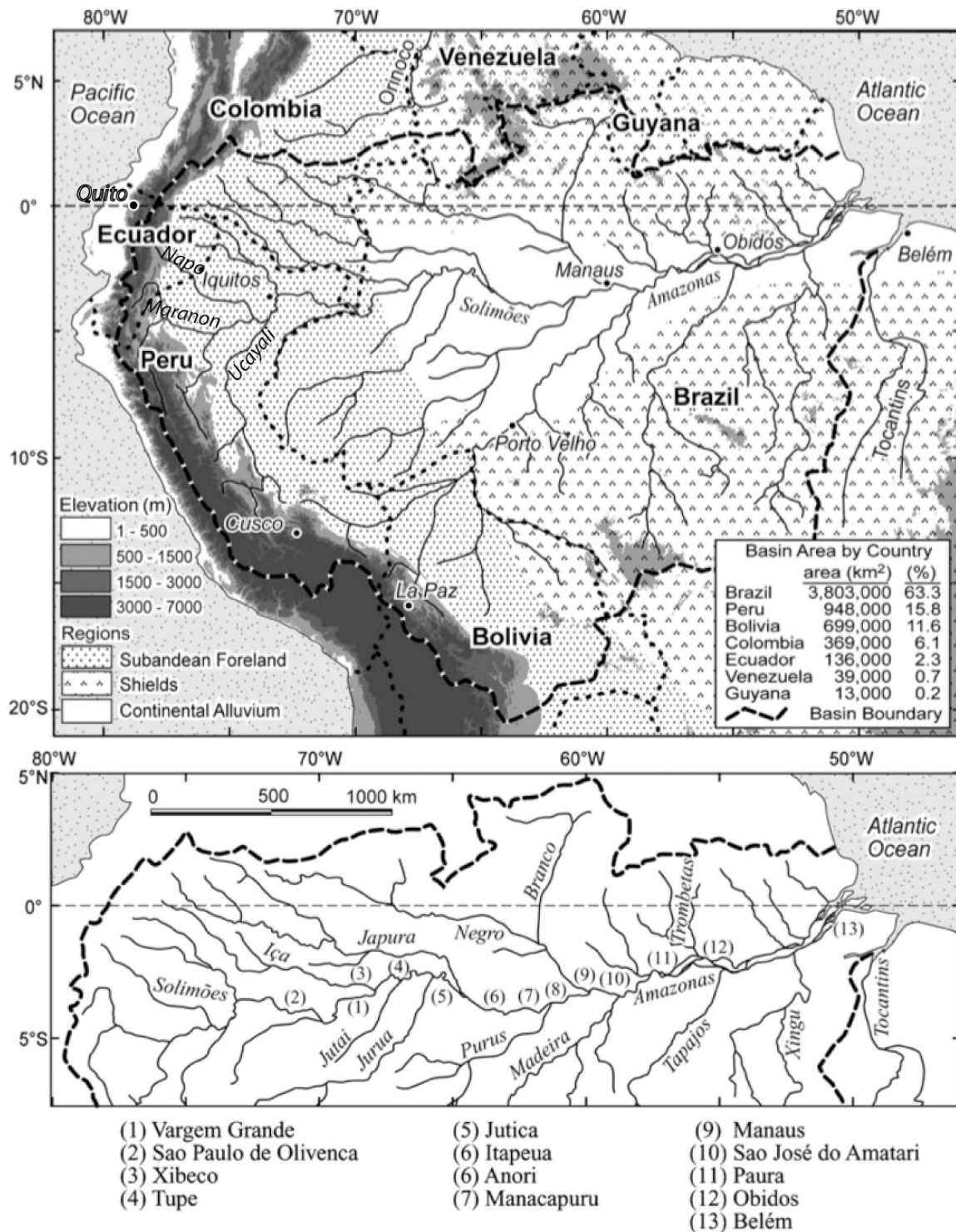


Fig. III.4- Physiographie du bassin versant du fleuve Amazone, limité à l'Ouest par la chaîne andine, et au Nord et au Sud par les cratons guyanais et brésilien respectivement, d'âge Précambrien. Le dense réseau hydrographique du fleuve Amazone s'écoule depuis sa source dans les Andes, le long d'une gouttière centrale au relief peu marqué qui forme la plaine alluviale centrale et qui débouche dans l'Océan Atlantique (modifiée d'après Tardy et al., 2005).

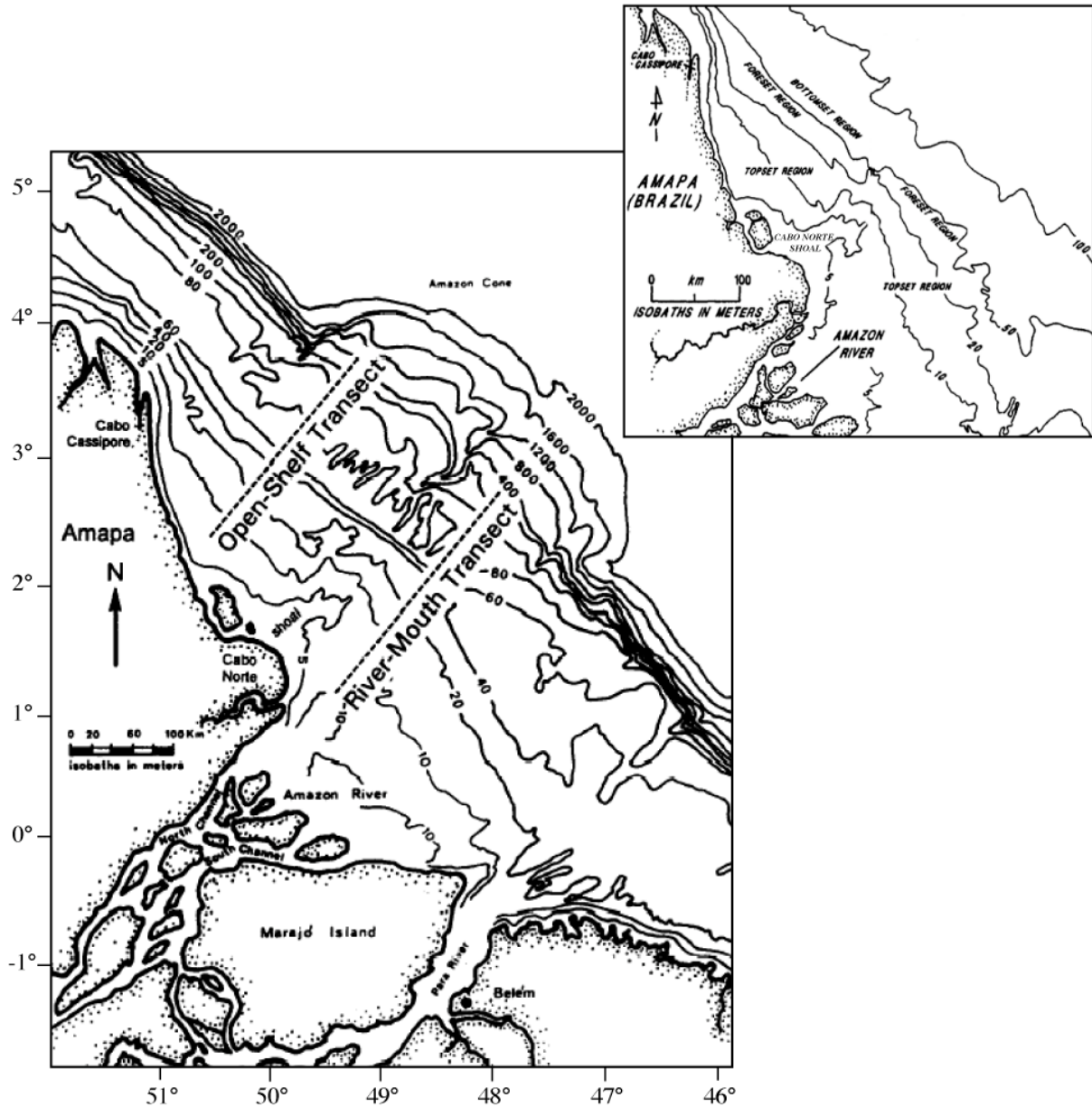


Fig. III.5- Morphologie de la plateforme de l'Amazone subdivisée en deux compartiments séparés par le banc sableux de Cabo Norte. Pendant l'Holocène, un « subaqueous delta » s'est formé sur la plateforme, caractérisé par la zone des « foresets », comprise entre les isobathes -40 m et -60 m, fortement pentée qui sépare la zone des « topsets » en amont et la zone des « bottomsets » en aval (modifiée d'après Nittrouer et al., 1995).

### III.1.1.3. Morphologie de la plateforme continentale

La plateforme continentale en face du delta de l'Amazone est large de 330 km et occupe une superficie de l'ordre de 200 000 km<sup>2</sup> (Milliman, 1979). La plateforme de l'Amazone se subdivise en deux compartiments situés respectivement au Nord et au Sud du banc sableux de

Cabo Norte (Nittrouer and DeMaster, 1996) (**Fig. III.5**). La sédimentation holocène sur la plateforme a formé un « *subaqueous delta* » (Nittrouer *et al.*, 1995).

Jusqu'à l'isobathe -40 m environ (zone des « *topsets* »), la surface de la plateforme est peu profonde et faiblement pentée (< 1:1500). Entre les isobathes -40 m et -60 m (région des « *foresets* »), la plateforme est très fortement pentée (> 1:1500) et plus en aval (zone des « *bottomsets* »), elle est caractérisée par de faibles pentes (< 1:1500) (Nittrouer *et al.*, 1986 ; Nittrouer *et al.*, 1995, Nittrouer and DeMaster, 1996). Le rebord de la plateforme se situe au niveau de l'isobathe -100 m. La présence de gaz méthane dans les sédiments au niveau de la plateforme interne, identifiée sur une vaste étendue, empêche une pénétration en profondeur du signal sismique et par conséquent d'accéder à la stratigraphie des couches sous-jacentes (Figueiredo and Nittrouer, 1995).

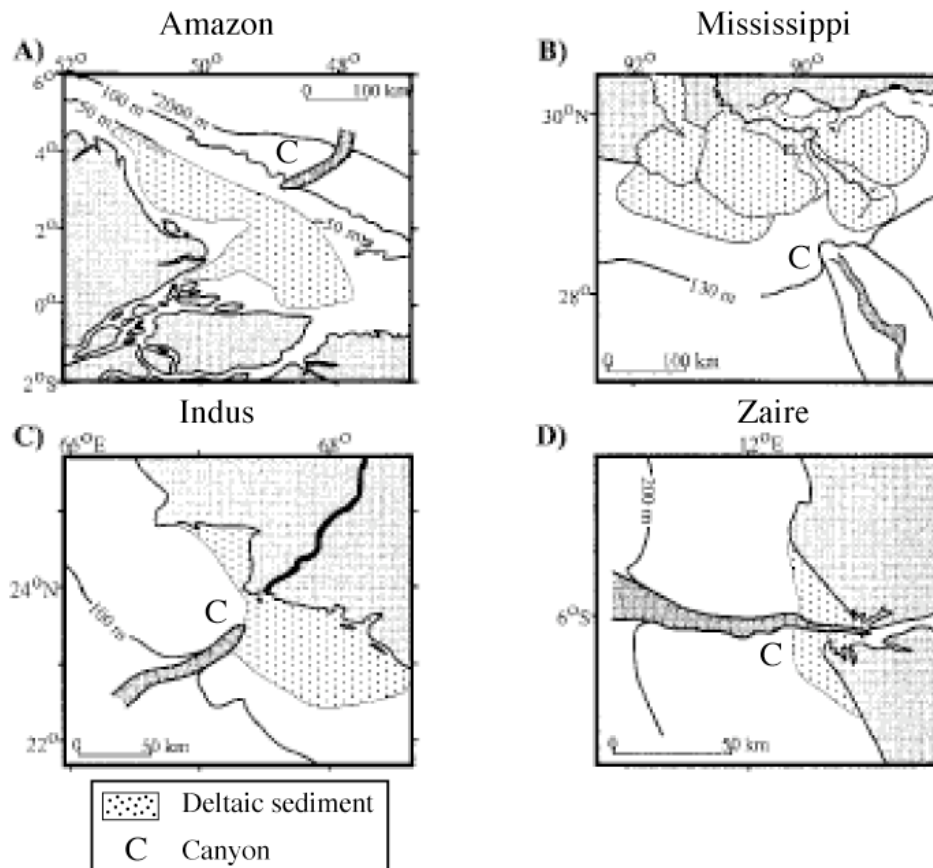


Fig. III.6- Comparaison entre plusieurs plateformes continentales mettant en évidence les différents types de configuration depuis le delta ou l'estuaire du fleuve, la plateforme et le canyon : A : Amazone, B : Mississippi, C : Indus, D : Zaïre (modifiée d'après Burgess and Hovius, 1998).

Cette plateforme continentale de l'Amazone constitue un environnement complexe, à la fois influencé par les processus opérant au niveau du bassin versant, le très fort débit du fleuve Amazone, et par l'interaction des phénomènes liés aux alizés, aux courants de marée ou au Courant Nord Brésilien (NBC : North Brazilian Current – cf. paragraphe IV.1.2.2) (Hübscher *et al.*, 2002). Ces différents processus affectent la sédimentation sur la plateforme en contrôlant les apports sédimentaires et leur dispersion : les sédiments deltaïques sont notamment envoyés en direction du Nord-Ouest, le long de la côte de l'état d'Amapa (**Fig. III.5**, Nittrouer *et al.*, 1995). La vitesse des courants de marée peut atteindre 200 cm/s et entre 75-100 cm/s pour le courant Nord Brésilien NBC au niveau de la plateforme externe (Nittrouer and DeMaster, 1996).

La comparaison entre plusieurs plateformes (**Fig. III.6**) (Amazone, Mississippi, Indus, Zaïre : Burgess and Hovius, 1998) met en évidence, dans le cas de l'Amazone, un système où actuellement les courants marins priment et où le transport côtier redistribue les sédiments sur la plateforme. En revanche, pour le delta du Mississippi, où les apports fluviaux sont dominants, on parle de « *fluviially dominated system* ». Dans le cas de l'Indus et du Zaïre, le canyon incise la plateforme et remonte très en amont à une dizaine de kilomètres du delta aérien de l'Indus, et remonte même jusque dans l'estuaire du fleuve du Zaïre.

#### III.1.1.4. Du canyon à la plaine abyssale

L'éventail de l'Amazone est un des plus grands éventails turbiditiques au monde couvrant une superficie de 330 000 km<sup>2</sup> (Damuth and Flood, 1985). Il s'étend depuis la bordure du plateau continental au Nord-Est du Brésil jusqu'à la plaine abyssale de Demerara, sur 1100 km de long, entre 1000 et 4800 m de profondeur d'eau et atteint une épaisseur de l'ordre de 7 km au niveau de la pente continentale Nord-Est brésilienne. L'éventail de l'Amazone s'étend sur la plaine abyssale de Demerara, jusqu'à atteindre la dorsale médio-Atlantique au niveau de sa partie la plus distale (**Fig. III.7**). La Ceara Rise, située à l'Est de l'éventail, est une crête océanique qui s'est formée au niveau de l'axe de la dorsale médio-atlantique, suite à une activité volcanique anormale il y a 80 Ma (Kumar and Embley, 1977). Son homologue côté africain est la crête Sierra Leone.

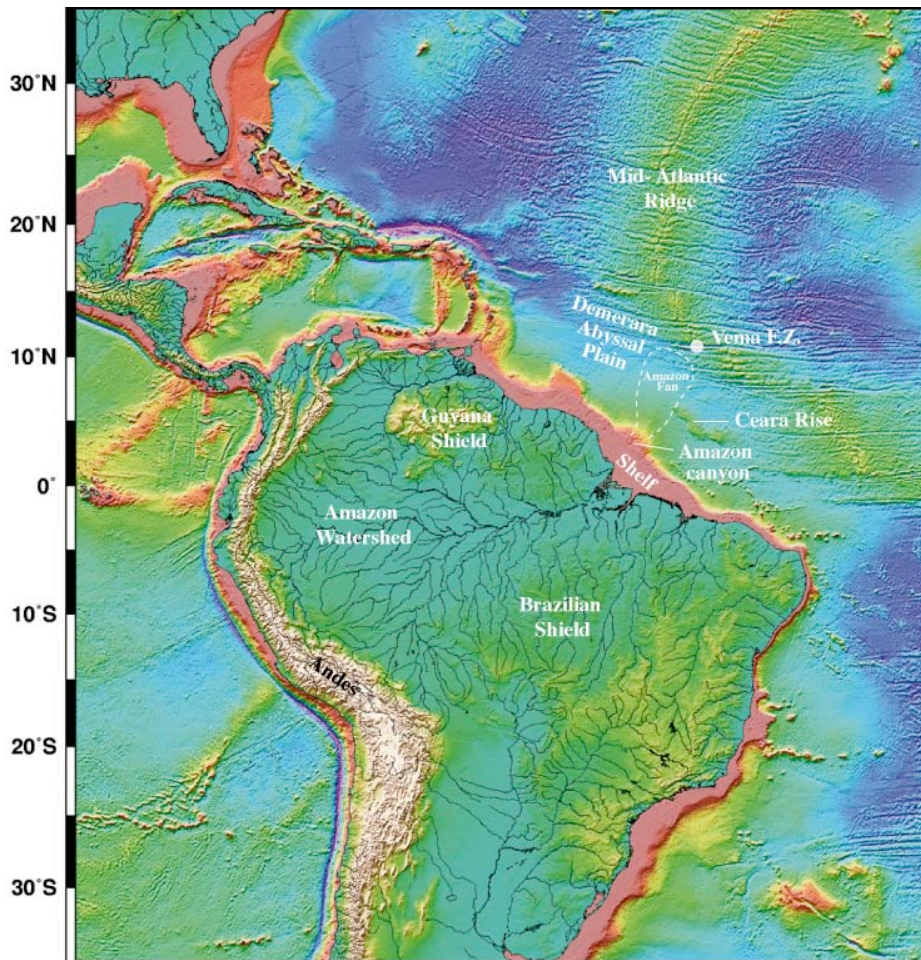


Fig. III.7- Le système Amazone depuis le bassin versant jusqu'au bassin profond. Localisation de l'éventail turbiditique de l'Amazone qui s'étend depuis la bordure du plateau continental au Nord-Est du Brésil jusqu'à la plaine abyssale de Demerara, à proximité de la dorsale médio-Atlantique et de la Ceara Rise. Carte topographique et bathymétrique d'après Smith and Sandwell (1997).

Les nombreux travaux menés sur l'éventail de l'Amazone, dès les années 70, se sont principalement concentrés sur les parties supérieure et médiane du système (Damuth and Kumar, 1975 ; Damuth, 1977 ; Damuth *et al.*, 1983, 1988 ; Flood and Damuth, 1987 ; Manley and Flood, 1988 ; Flood *et al.*, 1991 ; Pirmez, 1994 ; Pirmez and Flood, 1995 ; Flood and Piper, 1997). Des campagnes de couverture bathymétrique (SeaBeam), d'imagerie sonar (GLORIA), des profils de sondeur de sédiments (3,5 kHz, 12 kHz) et de sismique réflexion, depuis le canyon et jusqu'à 4200 m de profondeur d'eau, ont permis de cartographier les systèmes chenaux-levées, de contraindre leur morphologie et d'établir une chronologie de mise en place. Les nombreux travaux ont mis en évidence à la surface de l'éventail, un dense réseau ramifié de chenaux méandriques et divergents vers l'aval (**Fig. III.8**).

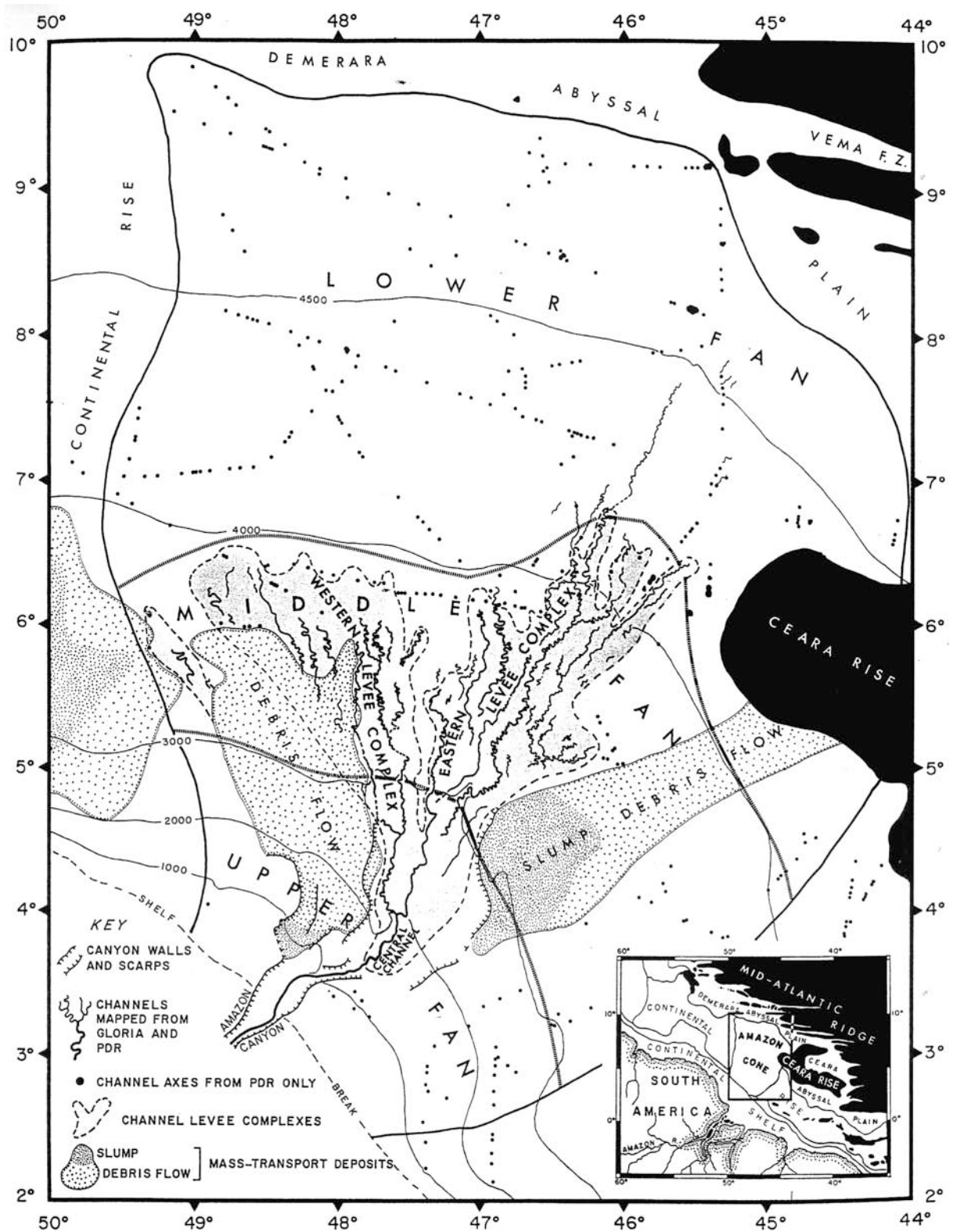


Fig. III.8- La surface de l'éventail de l'Amazone présente un dense réseau ramifié de chenaux méandriformes et divergents vers l'aval ainsi que de gigantesques glissements d'extension régionale (d'après Damuth et al., 1983). Au niveau de l'éventail inférieur, qui s'étend jusqu'à la plaine de Demerara, les points noirs correspondent aux axes de chenaux identifiés à partir de données de sondeur de sédiments 3,5 kHz et 12 kHz.

---

Dans la continuité du canyon de l'Amazone, qui incise sur une profondeur maximale de 600 m en haut de pente continentale et entaille le plateau continental externe, l'éventail supérieur se caractérise par un imposant et unique système chenal-levées. À partir de 2000 m de profondeur d'eau, ce système chenal-levées unique se divise en plusieurs branches. L'éventail moyen, qui se situe vers 2500 m de profondeur d'eau, à la base de la pente continentale, se caractérise par de très nombreux systèmes chenaux-levées qui, vers l'aval, augmentent en nombre mais diminuent en taille. La transition entre l'éventail moyen et l'éventail inférieur est estimée autour de 4200 m de profondeur. La morphologie de l'éventail inférieur apparaît alors très plane, avec une pente régionale très faible. Damuth *et al.*, (1995) avaient identifié, au niveau de l'éventail inférieur, à partir de lignes de sondeur de sédiments 3,5 kHz et 12 kHz très espacées, de petits chenaux superficiels, mais sans pouvoir en faire une cartographie de détail. Ces études révélèrent également l'existence de gigantesques glissements ou coulées de débris d'extension régionale (Damuth and Embley, 1981).

### **III.1.2. Contexte climatique et hydrologique**

L'éventail de l'Amazone s'est formé suite à l'apport focalisé et sur le long terme de sédiments fluviaux, contrôlé à la fois par les fluctuations glacio-eustatiques du niveau marin, les changements climatiques et l'activité tectonique. Il est important de pouvoir accéder à l'enregistrement du climat à terre, au niveau de la région source du fleuve Amazone, afin d'avoir une meilleure compréhension de l'histoire climatique quaternaire.

#### III.1.2.1. Le climat à terre

La végétation actuelle qui couvre le bassin drainant de l'Amazone est caractérisée par plusieurs types dominants de végétations en fonction de l'altitude (**Fig. III.9**) (Haberle and Maslin, 1999). La zone la plus orientale du bassin versant, au niveau des Andes, est caractérisée par des prairies de hautes altitudes (*high altitude grasslands ou Paramo*) entre 3500 m et la ligne de limite des neiges. Entre 3500 et 1000 m d'altitude, c'est le règne de la forêt montagnaise (*Montane forest*) et en-dessous de 1000 m d'altitude, la végétation type de basse altitude est la forêt dite *terre firme ou lowland rain forest*, qui s'étend dans les zones non inondées caractérisées par un climat humide sans saison. Dans les zones où les saisons sont fortement marquées, la végétation évolue vers le type prairie et savane (*Grasslands - savanna*). La partie centrale du bassin de l'Amazone qui est inondée toute l'année est



caractérisée par une végétation typique de plaine d'inondation et l'estuaire de l'Amazone est recouvert par la mangrove.

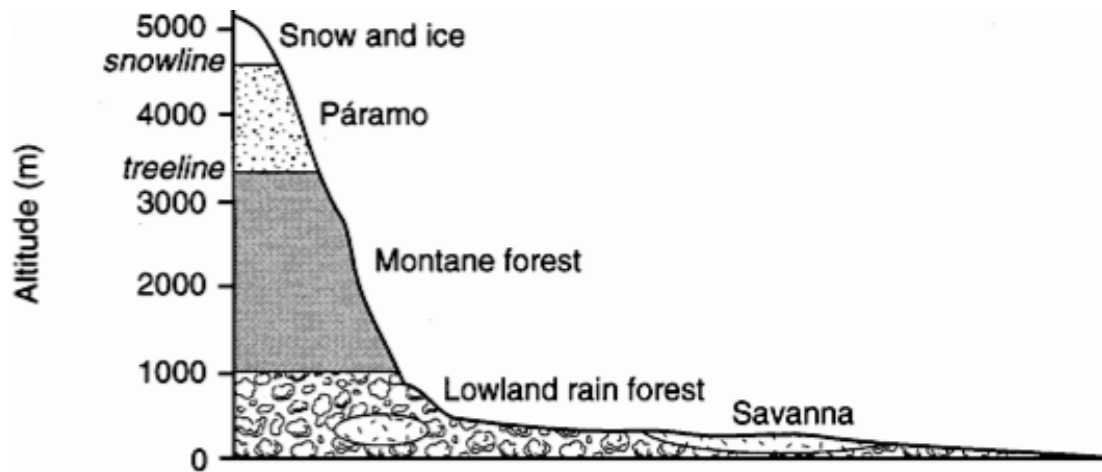


Fig. III.9- Coupe schématique à travers les Andes équatoriales et le bassin amazonien représentant la distribution actuelle des types de végétations (d'après Hoogheimstra, 1984 in Haberle and Maslin, 1999). Les ceintures de végétation et signatures polliniques majeures sont la forêt montagnarde (montane forest), la forêt de basse altitude (lowland forest), et la savane et prairie (savanna-grassland).

L'évolution générale du climat dans le bassin drainant du fleuve Amazone a été appréhendée grâce à des études palynologiques (Haberle, 1997 ; Piperno, 1997 ; Hoorn, 1997 ; Haberle and Maslin, 1999). En comparant les pollens transportés actuellement par le fleuve Amazone ainsi que les enregistrements polliniques fossiles terrestres avec les enregistrements polliniques fossiles retrouvés dans les sédiments de l'éventail de l'Amazone, une reconstruction du paysage végétal du bassin de l'Amazone a été proposée pour le dernier maximum glaciaire (LGM), sachant que les conditions climatiques sont très peu connues lors de cette période (Flood and Piper, 1997).

Ces travaux ont proposé que lors du dernier maximum glaciaire, la zone de basses altitudes du bassin de l'Amazone a connu une période où les températures étaient entre 5 et 7,5°C plus froides que l'actuel interglaciaire (Colinvaux, 1989 ; Bush and Colinvaux, 1990 ; Colinvaux *et al.*, 1996). En effet, l'enregistrement pollinique au niveau de l'éventail de l'Amazone montre un pic d'abondance des pollens de type « andin » au dernier maximum glaciaire entre 21 et 17 ka cal. BP (Haberle, 1997 ; Haberle and Maslin, 1999). Une végétation de type forêt andine adaptée au froid s'est étendue à des altitudes plus basses dans le bassin et s'est incorporée à la végétation de type forêt humide de basse altitude (ceci est

---

attesté par des études terrestres au niveau des *lowland* et *Andean foothill* : Bush *et al.*, 1990, Behling, 1996). Au Dernier Maximum Glaciaire (DMG), la limite des arbres a été abaissée à une altitude de 2000 m (contre ~3500 m à l'Actuel) en réponse à cette baisse de température. La comparaison entre les enregistrements polliniques marins et terrestres montre que lors de la dernière période glaciaire, les forêts qui couvraient le bassin de l'Amazonie n'ont pas été drastiquement remplacées par une végétation de savane ; il n'y a eu qu'une faible expansion de la savane, contrairement à ce qui était supposé (Haberle, 1997).

Piperno (1997) qui a travaillé sur les phytolithes (particules micrométriques d'opale qui gardent en mémoire la végétation dont ils sont originaires) et sur des fragments de charbon microscopiques a montré la dominance et l'augmentation des plantes C4 aux dépens des forêts et des plantes C3 lors de périodes plus sèches. Les plantes C4, principalement des herbes tropicales, sont favorisées par des conditions d'aridité et de faible humidité des sols. Les plantes de type C3 (plantes dicotylédones, arbres, arbustes et herbes tempérées) dominent dans les régions de précipitations plus importantes et d'humidité des sols plus forte. En plus d'être une période plus froide, le DMG était également une période probablement plus sèche (mais pas beaucoup plus aride), caractérisée par une augmentation des herbes C4 et la forte fréquence des incendies de prairies (Haberle, 1997 ; Piperno, 1997).

Les minéraux argileux sont de bons indicateurs de l'intensité de l'érosion et des conditions d'altération subies sur le continent (McDaniel *et al.*, 1997). La smectite et la kaolinite résultent de l'érosion des sols au niveau des zones médiane et inférieure du bassin versant de l'Amazonie alors que l'illite et la chlorite résultent de l'érosion des massifs cristallins dans les Andes. Les sédiments de la dernière période glaciaire, au niveau de l'éventail de l'Amazonie, sont pauvres en smectite et kaolinite indiquant un faible degré d'altération. En revanche, les sédiments les plus récents sont enrichis en smectite et kaolinite. Ce changement de l'assemblage des minéraux argileux à l'Holocène indique une intensification des conditions d'altération similaires à celles que connaît actuellement le bassin versant de l'Amazonie, par rapport à la dernière période glaciaire.

### III.1.2.2. La circulation océanique (Océan Atlantique Equatorial)

La variabilité de l'intensité des courants océaniques et de leur trajet, au niveau de l'Océan Atlantique Ouest Equatorial, est directement reliée aux changements globaux du climat et de la circulation océanique générale. L'évolution du climat continental au niveau du

bassin de l'Amazone ou du courant côtier Nord Brésilien ont donc eu des répercussions importantes sur la sédimentation au niveau de l'éventail turbiditique de l'Amazone.

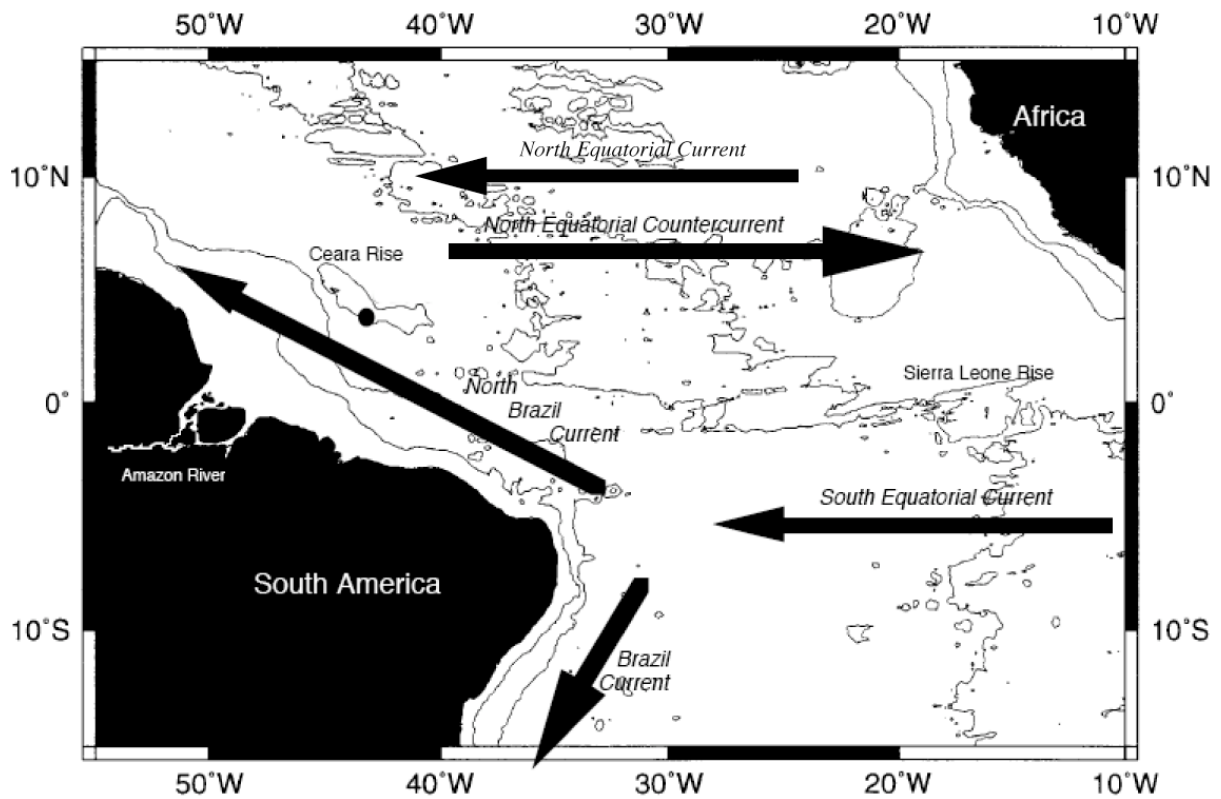


Fig. III.10- Carte de la circulation océanique au niveau de l'Océan Atlantique Equatorial : NEC : North Equatorial Current, SEC : South Equatorial Current, NECC : North Equatorial Countercurrent, NBC ou NBCC : North Brazil Current ou North Brazil Coastal Current (modifiée d'après Shackelton et al., 1997).

#### III.1.2.2.1. Un élément clé : le Courant Côtier Nord Brésilien (NBCC)

La circulation océanique dans l'océan Atlantique Ouest Equatorial est gouvernée par les courants Nord et Sud Equatorial (NEC : North Equatorial Current, SEC : South Equatorial Current), parallèles à l'Equateur et orientés de l'Est vers l'Ouest, le contre-courant Nord Equatorial (NECC : North Equatorial Countercurrent), de direction opposée au courant Nord Equatorial, et par le courant côtier Nord Brésilien (NBC ou NBCC : North Brazil Current ou North Brazil Coastal Current) (**Fig. III.10**). Le courant côtier Nord Brésilien (NBCC) est le seul courant de surface connu qui traverse l'Equateur, convoyant des eaux chaudes et plus salées vers l'Atlantique Nord (Metcalf and Stalcup, 1967 ; Richardson and Walsh, 1986). Le NBCC résulte de la butée du Courant Sud Equatorial contre la côte brésilienne. La circulation

---

du NBCC forme une bande de 100 à 200 km de large orientée vers le Nord-Ouest et qui est limitée au niveau de son bord Ouest le long de la plateforme externe de l'Amazone et de la pente (Flagg *et al.*, 1986).

La variabilité saisonnière du transport par le NBCC est liée aux alizés du Sud-Est, plus intenses lors du printemps austral, (i.e. automne dans l'Hémisphère Nord) et plus faibles lors de l'automne austral (Richardson and Walsh, 1986 ; Stramma *et al.*, 1995 *in* Arz *et al.*, 1998). Les variations de la température de surface des eaux (SST), de l'évaporation, des précipitations et de l'intensité des courants de surface sont liées à des changements saisonniers ou à long terme de l'intensité des alizés dans cette région Ouest équatoriale (Philander and Pacanowski, 1986 ; Hastenrath and Merle, 1987 ; Nobre and Shukla, 1996 *in* Arz *et al.*, 1998).

Actuellement, suite à la remontée du niveau marin et l'inondation de la plateforme continentale, le transport des sédiments à travers la plateforme a été arrêté. Les sédiments sont désormais transportés par advection vers le Nord-Ouest, le long du continent Sud Américain par le NBCC. La circulation actuelle suit deux schémas en fonction des périodes de l'année (Maslin *et al.*, 1997 ; Maslin *et al.*, 2000) (**Fig. III.11**). De février à juin (automne austral avec Alizés plus faibles), le transport par le NBCC est accru, et le courant rejoint le courant de Guyane qui va ensuite se connecter au courant Caraïbéen. De juillet à janvier (printemps austral avec Alizés plus forts), le NBCC tourne vers l'Est (*NBCC retroflection*) et devient le contre-courant Nord Equatorial (NECC) interrompant le transport vers le Nord à travers l'Equateur. Lors de la dernière période glaciaire, en période de bas niveau marin, la ligne de rivage se situait au niveau de l'isobathe -100 m actuelle. D'après les modèles proposés, la circulation océanique était un peu différente du régime de circulation actuel, avec notamment une déviation du contre-courant Nord Equatorial NECC vers le Sud Est (**Fig. III.11**). L'augmentation de l'intensité des vents aurait accru la déviation du NBCC et donc diminué le transport de chaleur vers le Nord à travers l'Equateur (Maslin *et al.*, 1997).

#### *III.1.2.2.2. Perturbations du modèle de circulation océanique*

Lors de la dernière déglaciation, Showers et Bevis (1988) ont identifié sur l'enregistrement du  $\delta^{18}\text{O}$ , à partir des foraminifères planctoniques d'une carotte située au niveau de l'éventail supérieur de l'Amazone, une déviation négative du  $\delta^{18}\text{O}$ .

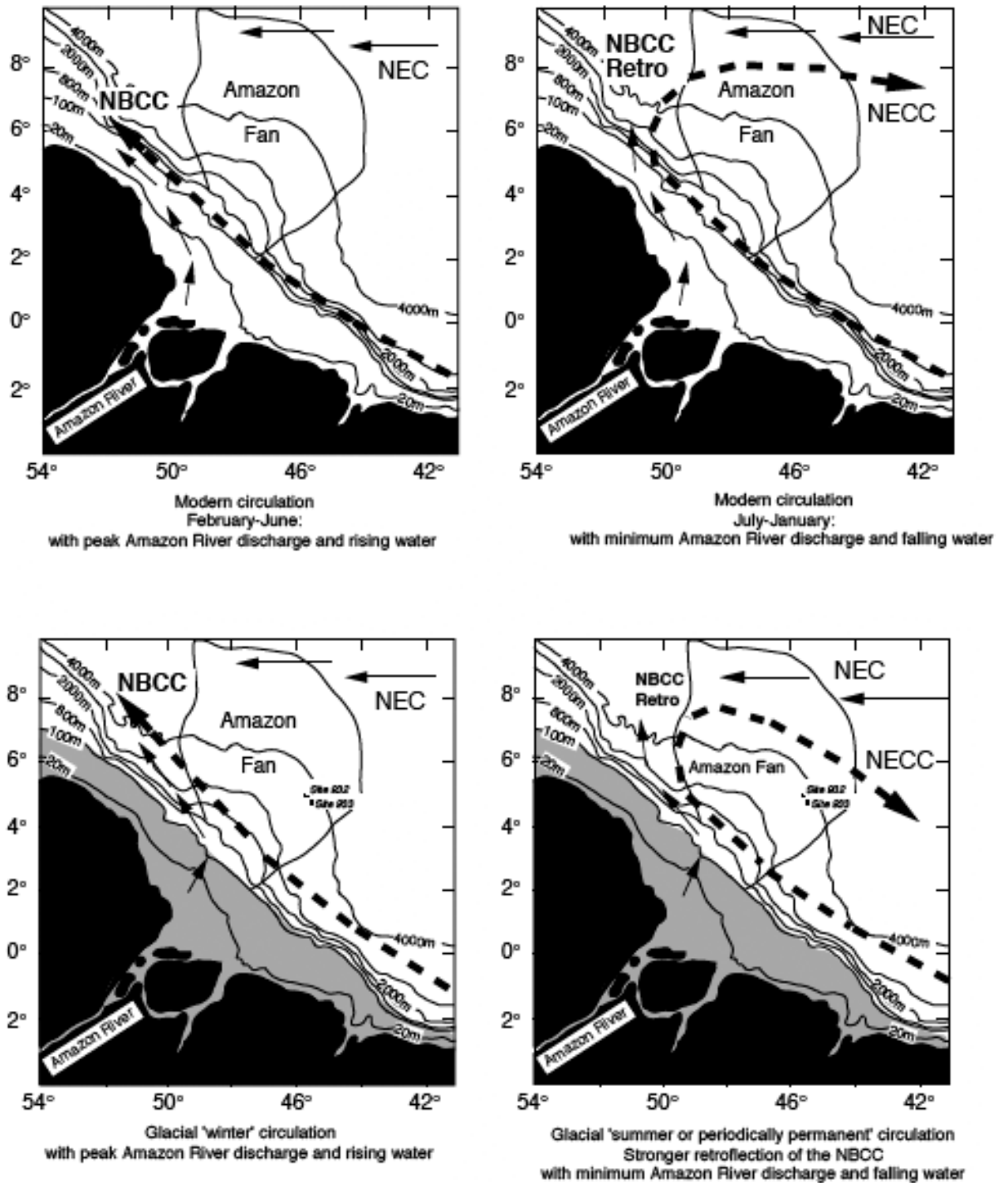


Fig. III.11- Schémas montrant la circulation océanique au niveau de l'Océan Atlantique Ouest Equatorial au droit du débouché du fleuve Amazone pour la période actuelle et la dernière période glaciaire. NEC : North Equatorial Current, NBCC : North Brazil Coastal Current, et NECC : North Equatorial Countercurrent (d'après Maslin et al., 1997).

Cette déviation négative a été interprétée comme étant liée à une augmentation du débit d'eau douce du fleuve Amazone dans l'Océan Atlantique Equatorial. Ce pic de débit d'eau douce

---

déglaciaire s'est initié vers 13,5 ka BP et s'est terminé vers 6 ka BP (âges  $^{14}\text{C}$  - Showers and Bevis, 1988). Showers et Margulies (1985) ont proposé que la cause de ce pic d'eau douce soit une réponse à l'augmentation de la pluviométrie au niveau du bassin de l'Amazone lors de la dernière déglaciation.

Au niveau des sites 932 et 933 (Partie Est de l'éventail de l'Amazone), l'enregistrement isotopique du carbone ( $\delta^{13}\text{C}$ ) montre une déviation négative du signal datée entre 12 et 15 ka cal. BP (Maslin *et al.*, 1997). Cet événement isotopique du carbone est concordant avec la première augmentation majeure des températures, observée sur l'enregistrement du  $\delta^{18}\text{O}$  sur la carotte de glace Huascarán (Pérou) entre 13 et 15 ka cal. BP (Thompson *et al.*, 1995). L'augmentation du  $\delta^{18}\text{O}$  dans la carotte de glace péruvienne coïncide également avec la première remontée rapide du niveau marin appelée Meltwater 1a, documentée par Fairbanks (1989), et qui suggère une réponse synchrone de la déglaciation dans les Andes et dans les calottes glaciaires de l'Hémisphère Nord. Le premier stade de déglaciation dans les Andes pourrait donc avoir causé une augmentation du débit du fleuve Amazone et donc augmenté la charge en matière organique des sédiments (enregistrée par la déviation négative du  $\delta^{13}\text{C}$ ) vers l'Océan Atlantique Equatorial.

Lors de la période froide du Younger Dryas\*, les conditions dans le bassin de l'Amazone étaient plus arides (avec moins de précipitations) entraînant une décroissance de la décharge par le fleuve Amazone (Maslin *et al.*, 2000 – site ODP 942). D'importantes variations de la température de surface (SST) ont été mises en évidence et notamment un réchauffement de 2°C entre le Younger Dryas et l'Holocène (Arz *et al.*, 1998). Ce réchauffement des eaux de surface coïncide avec des pics de sédiments terrigènes, marqués par une forte intensité des éléments Ti et Fe (analyse XRF), au niveau des sédiments de la pente continentale supérieure au Nord Est du Brésil (Arz *et al.*, 1998). Maslin *et al.* (2000) a également mis en évidence, à la fin du Younger Dryas, un pic de débit du fleuve Amazone (avec un débit estimé équivalent à l'Actuel) associé à une augmentation de la contribution des sédiments provenant des Andes. Cet événement, daté vers 11,4 ka cal. BP correspondrait au retrait des glaciers andins et serait la réponse du système Amazone à la fonte des glaciers.

\* Le Younger Dryas correspond à une courte période froide, entre 12,7 et 11,5 ka cal. BP, qui suit l'interstade chaud Bölling/Allerød à la fin du Pléistocène et précède le Préboréal au début de l'Holocène (Mangerud *et al.*, 1974).

Néanmoins, pour expliquer un tel pic de débit du fleuve, en plus des apports de la fonte des glaciers, il faut également compter sur un niveau de précipitation important (Maslin *et al.*, 2000) qui pourrait être lié à la transition Younger Dryas - Préboréal.

L'enregistrement isotopique de l'oxygène ( $\delta^{18}\text{O}$ ) montre 6 déviations positives du signal sur les dernières 50 ka (Sites 932-933, Maslin *et al.*, 1997 ; Flood and Piper, 1997). Le timing de ces événements semble coïncider avec les événements de Heinrich définis dans l'Hémisphère Nord (Heinrich, 1988 ; Bond *et al.*, 1992, 1993 ; Maslin *et al.*, 1995) (Fig. III.12). Même si ces corrélations ne sont pas très bien contraintes, elles laissent néanmoins envisager que des événements majeurs au niveau des pôles ont été enregistrés dans les sédiments marins équatoriaux.

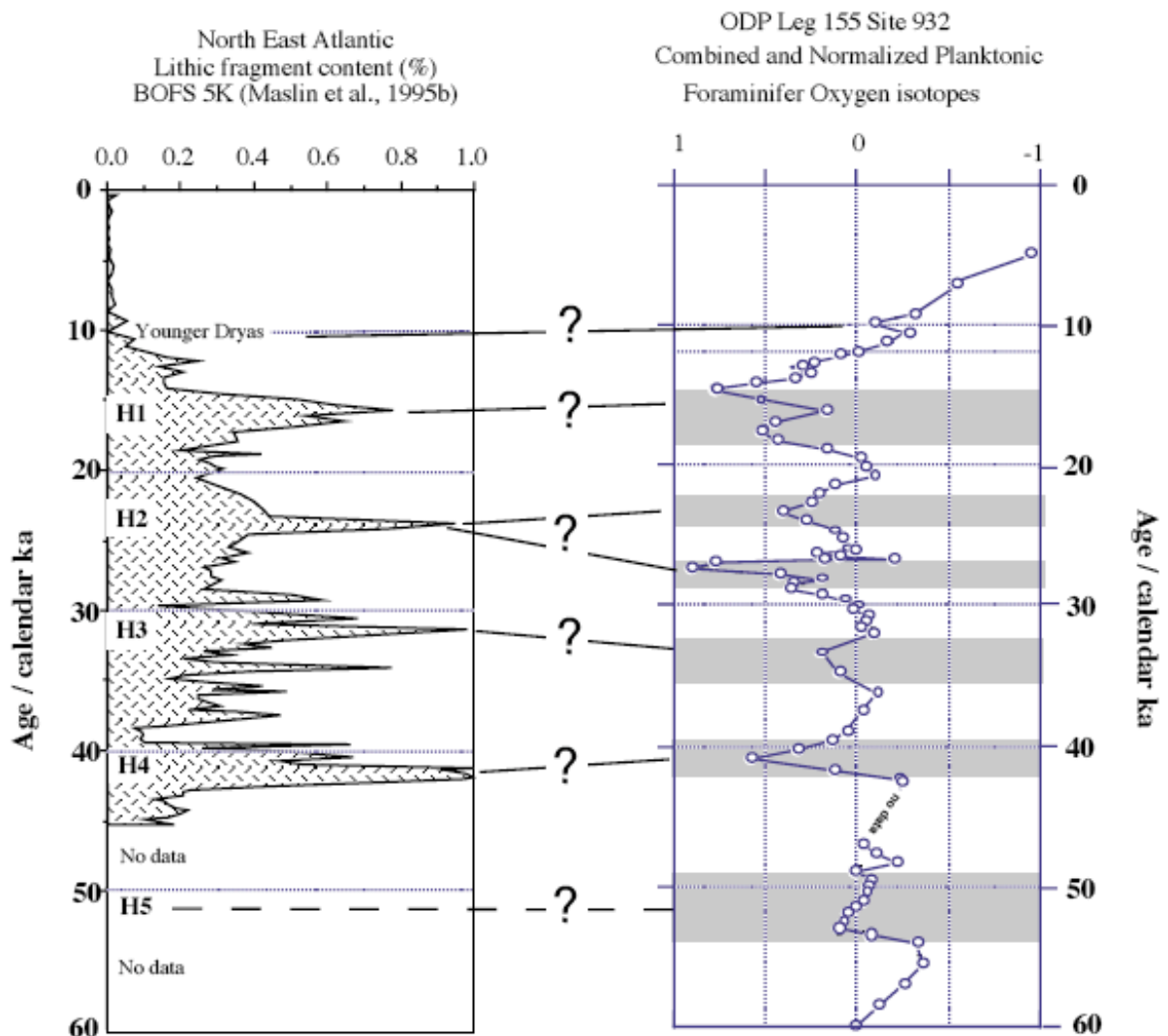


Fig. III.12- Tentative de corrélation entre les déviations positives de l'enregistrement du  $\delta^{18}\text{O}$  et les événements de Heinrich (d'après Maslin *et al.*, 1997).

Les contraintes disponibles concernant les variations des caractéristiques des masses d'eaux (température de surface, salinité) au niveau de l'éventail de l'Amazone, entre le dernier maximum glaciaire et la déglaciation qui a suivi, sont autant d'éléments qui permettent d'appréhender l'histoire climatique de la zone et notamment de tenter de contraindre les paléo-débits du fleuve Amazone, élément essentiel à la reconstruction de l'histoire sédimentaire de l'éventail de l'Amazone.

### **III.1.3. Architecture de l'éventail turbiditique de l'Amazone**

#### III.1.3.1. Le canyon de l'Amazone

La partie la plus amont du système turbiditique correspond au canyon de l'Amazone qui incise la plateforme continentale externe et atteint un relief maximal de 600 m (Damuth *et al.*, 1995) (**Fig. III.13**). Le canyon s'étend jusqu'à l'éventail supérieur, qui s'initie vers 1400 m de profondeur, où sa largeur et son relief diminuent fortement (Damuth *et al.*, 1988).

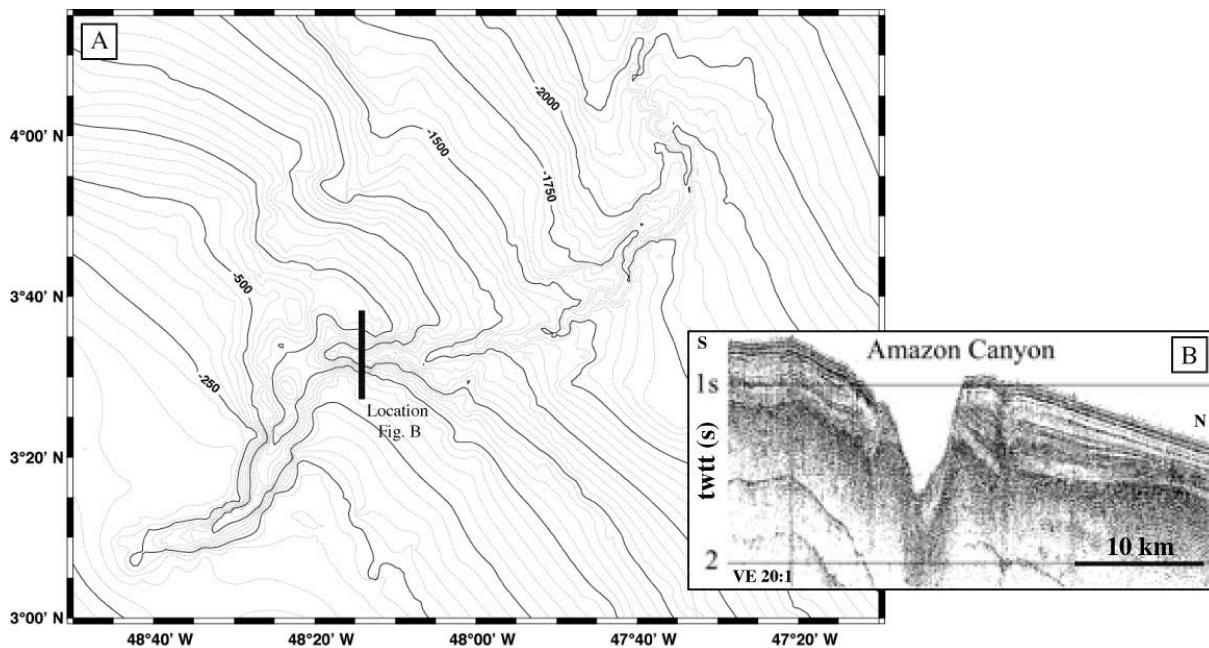


Fig. III.13- (A) Carte bathymétrique au niveau du canyon de l'Amazone et de l'éventail supérieur avec la localisation du profil sismique présenté en (B) (isocontours tous les 50 m) (d'après Pirmez, 1994). (B) Profil sismique watergun (<250 Hz) au niveau de la partie inférieure du canyon de l'Amazone (d'après Damuth *et al.*, 1995).



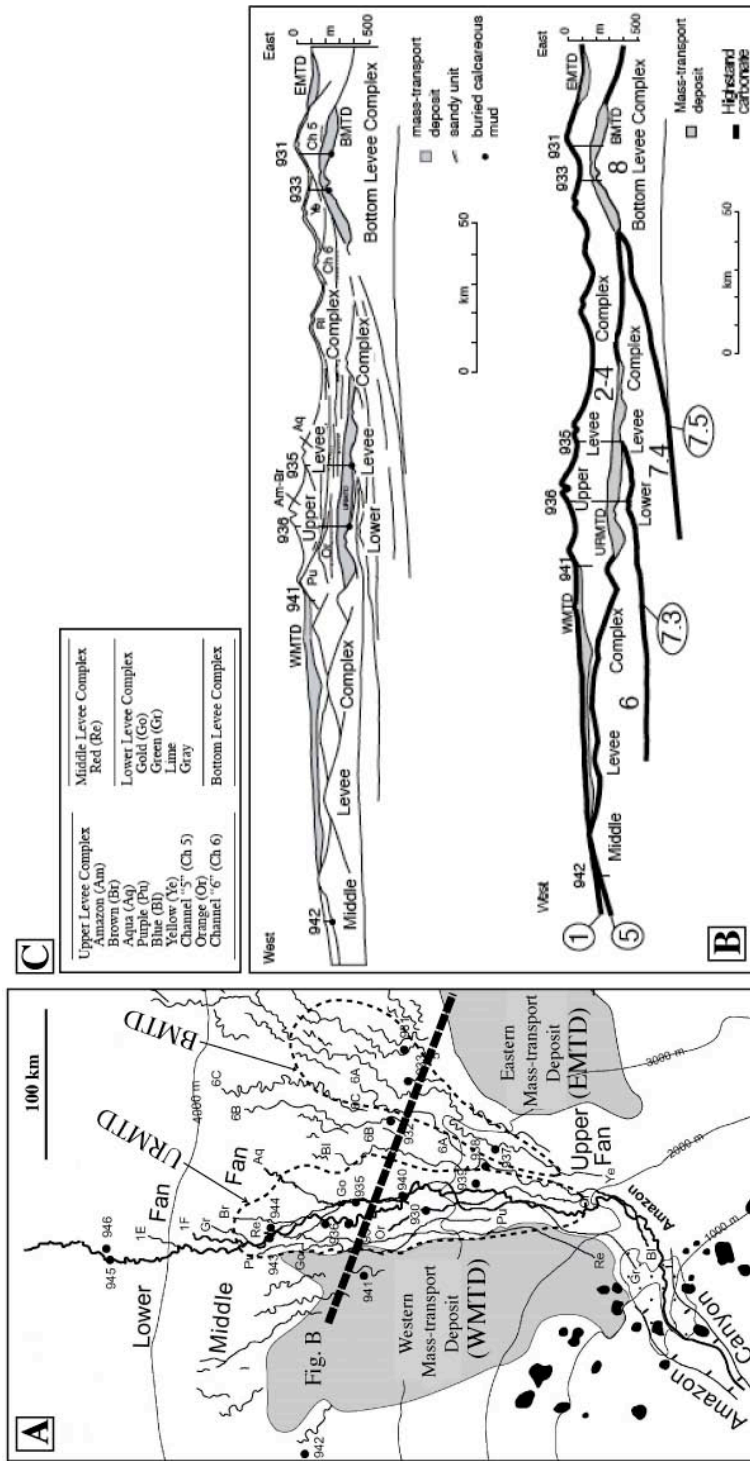


Fig. III.14- (A) Carte de l'éventail de l'Amazone montrant la localisation de nombreux chenaux méandriformes (pour la majorité appartenant au Complexe de Levées Supérieure ULC mais pas uniquement) et la distribution des masses glissées superficielles (WMTD et EMTD) et enfouies (URMTD et EMTD) (modifiée d'après Flood et al., 1995). (B) Coupes schématiques en travers de l'éventail de l'Amazone et de plusieurs sites ODP montrant les quatre Complexes de Levées majeurs et les masses glissées intercalées (d'après Flood and Piper, 1997). (C) Nomenclature des systèmes chenaux-levées appartenant aux quatre Complexes de Levées (BLC, LLC, MLC et ULC, du plus ancien au plus récent) où les numéros correspondent aux stades isotopiques (in Piper et al., 1997b modifiée d'après Damuth et al., 1983 et Manley and Flood, 1988).

---

Le canyon incise le rebord de plateforme et son empreinte reste visible en surface sur la plateforme jusqu'à l'isobathe -75 m (Damuth *et al.*, 1988). Plus en amont, le canyon a été rempli par les sédiments pro-deltaïques du delta de l'Amazone (Nittrouer *et al.*, 1986). La superficie de ce canyon représente 2250 km<sup>2</sup> (Damuth and Kumar, 1975 ; Milliman, 1979 ; Damuth and Flood, 1985) contre 4470 km<sup>2</sup> pour le canyon du Zaïre ou 9000 km<sup>2</sup> pour le Swatch of No Ground/Bengal (Normark *et al.*, 2003). La pente maximale mesurée au niveau du canyon (le long de l'axe du canyon) atteint 0,75° (Pirmez, 1994). Le canyon de l'Amazone se prolonge par un seul système chenal-levée et ce n'est que plus en aval que les premières bifurcations apparaissent.

### III.1.3.2. Les Complexes de Levées

L'éventail de l'Amazone est constitué par l'empilement de complexes de levées alternant avec des dépôts de masses glissées (**Fig. III.14**). Quatre principaux groupes de systèmes chenaux-levées superposés, appelés Complexes de Levées, ont été identifiés. Il s'agit, du plus récent au plus ancien, des Complexes de Levées "Supérieur", "Moyen", "Inférieur" et "Basal" nommés respectivement ULC, MLC, LLC et BLC (Upper, Middle, Lower, Basal Levee Complexes) (Manley and Flood, 1988 ; Flood *et al.*, 1991 ; Damuth *et al.*, 1995 ; Pirmez and Flood, 1995). Chaque complexe est composé de plusieurs systèmes chenaux-levées :

- Le complexe de Levées Supérieur (ULC) est composé de 15 systèmes chenaux-levées connus (Amazone, 1A, 1B, 1C, 1D, 1E, 1F, Brown, Aqua, Purple, Blue, Yellow, 5, Orange et 6A, 6B, 6C, par ordre chronologique croissant). La majorité de ces systèmes se situent dans la partie Ouest de l'éventail. Seuls les systèmes 5 et 6 se localisent dans la partie Est (Damuth *et al.*, 1983 ; Manley and Flood, 1988 ; Pirmez, 1994 ; Pirmez and Flood, 1995).

- Le Complexe de Levées Moyen (MLC), situé au niveau de la région centrale de l'éventail de l'Amazone, est uniquement constitué par le chenal Red. Il est séparé de l'ULC par la masse glissée enfouie nommée URMTD.

- Le Complexe de Levées Inférieur (LLC) est formé par les systèmes chenaux-levées nommés Gold, Green, Lime, Gray, par ordre chronologique croissant (*in* Flood *et al.*, 1995 d'après Manley and Flood, 1988).

- Le Complexe de Levées Basal (BLC) se situe dans la partie Est de l'éventail. Les systèmes chenaux-levées de ce complexe n'ont pas été baptisés.

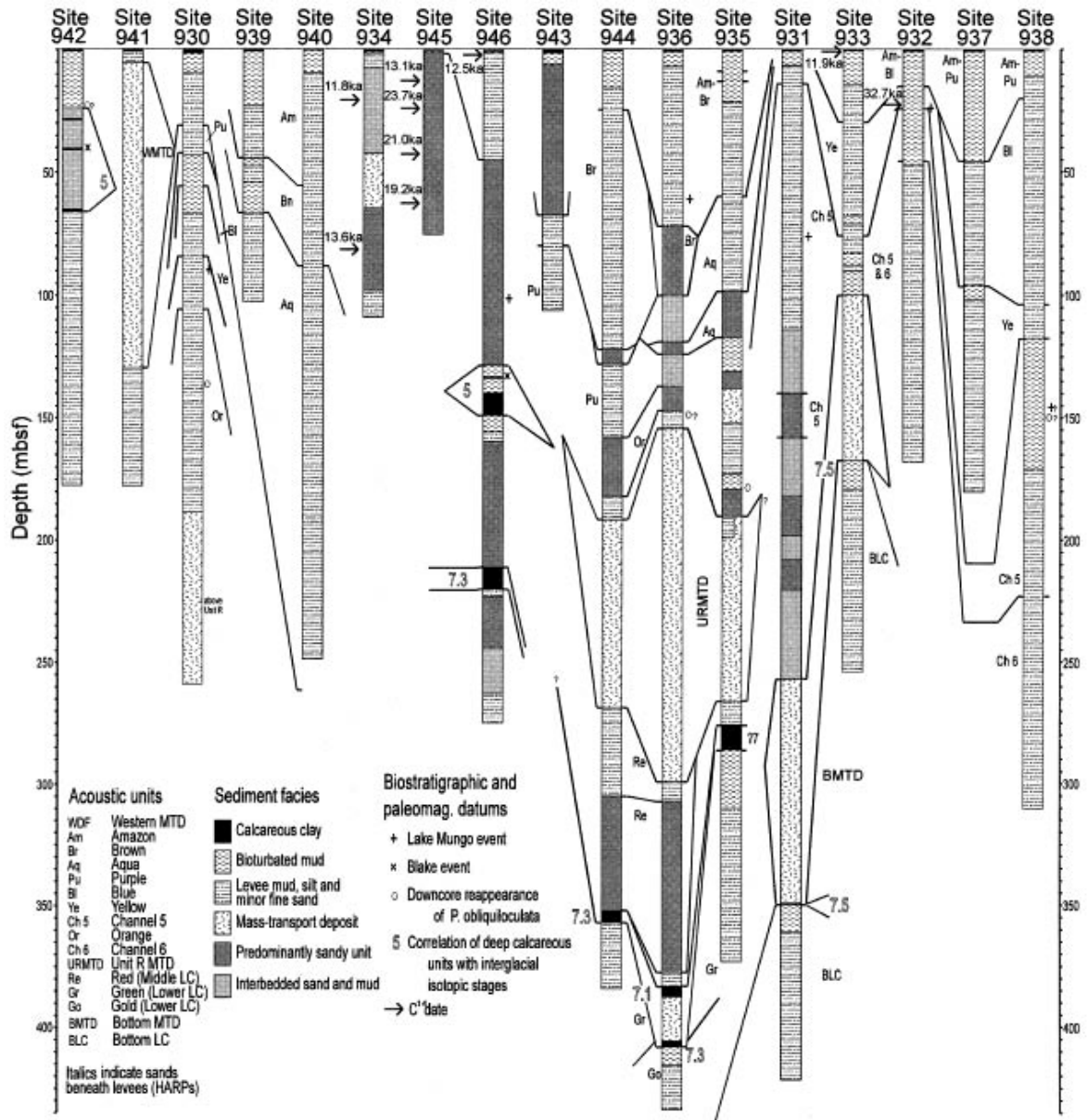


Fig. III.15- Synthèse des logs stratigraphiques du leg ODP 155 et corrélations stratigraphiques proposées (Piper et al., 1997b).

Les dépôts les plus anciens, pénétrés en différents sites grâce aux forages ODP, ne sont pas plus âgés que le stade 8 (245-300 ka) (Piper et al., 1997b) (**Fig. III.15**). Des niveaux enfouis de boues riches en carbonates, similaires lithologiquement à la sédimentation holocène qui drapent l'éventail de l'Amazone ont été mis en évidence et recouvrent les Complexes Moyen, Inférieur et Basal (Piper et al., 1997b). Ces niveaux de boues enfouis contiennent des assemblages de microfossiles interglaciaires (Maslin and Mikkelsen, 1997). Les boues calcaires recouvrant le Complexe de Levées Moyennes sont associées au stade 5.5 (125-110 ka), celles recouvrant les dépôts du Complexe Inférieur au sous-stade 7.3 (215 ka)

et celles recouvrant le Complexe Basal au sous-stade 7.5 (235 ka) (Piper *et al.*, 1997b). Les résultats issus du Leg 155 ont démontré qu'un Complexe de Levées construit un ou plusieurs systèmes chenaux-levées pendant un bas niveau marin majeur (BLC: stade 8 (245-300 ka), LLC: stade 7.4 (225 ka), MLC: stade 6 (130-190 ka), ULC: stade 2-4 (70-11,5 ka) et le début du stade 1 (Début de l'Holocène : 11,5 ka)) (**Fig. III.16**).

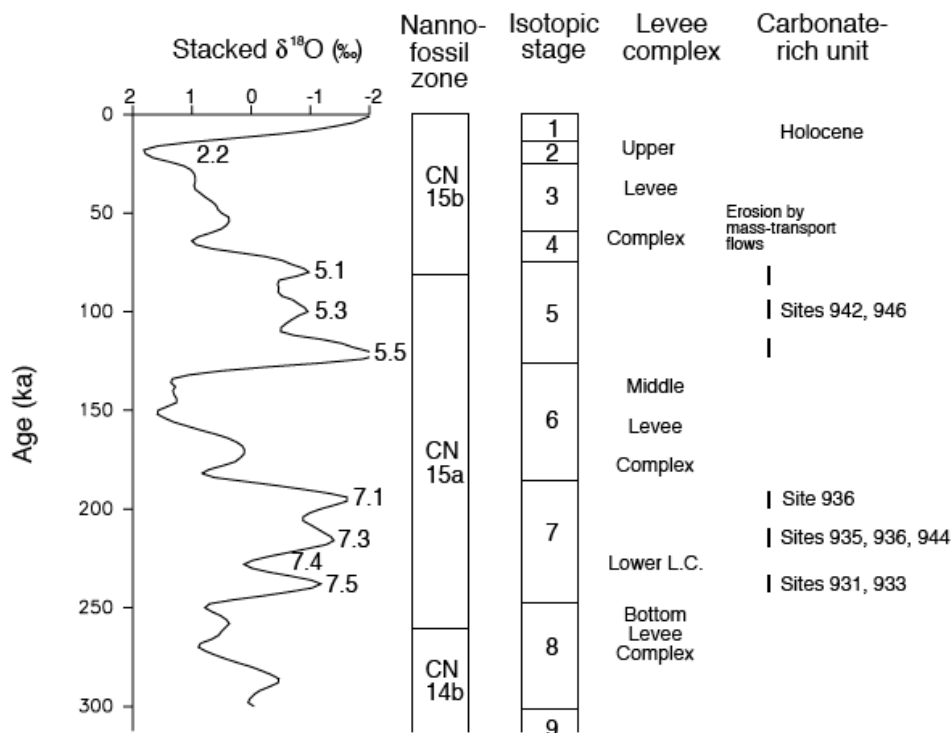


Fig. III.16- Corrélation des niveaux riches en carbonates identifiés au toit des Complexes de Levées avec la courbe du  $\delta^{18}O$  (d'après Flood *et al.*, 1995 ; courbe  $\delta^{18}O$  d'après Martinson *et al.*, 1987 in Piper *et al.*, 1997b).

### III.1.3.3. Les grandes masses glissées (MTDs)

En plus d'un dense réseau de systèmes chenaux-levées regroupés en complexes, de gigantesques masses glissées (*Mass Transport Deposits*), situées à la fois en surface mais également en profondeur, ont été identifiées (**Fig. III.17**). Les dépôts associés à ces immenses glissements couvrent une superficie cumulée de 15 000 km<sup>2</sup> (l'équivalent de la moitié de la superficie de la Bretagne), atteignant une épaisseur maximale de 200 m et représentant l'équivalent d'environ 5000 Gt de sédiments (Flood *et al.*, 1995 ; Piper *et al.*, 1997a ; Maslin *et al.*, 1997 ; Maslin *et al.*, 2005). Ces dépôts de masses glissées intercalés entre les Complexes de Levées tendent à niveler les creux entre les systèmes chenaux-levées.

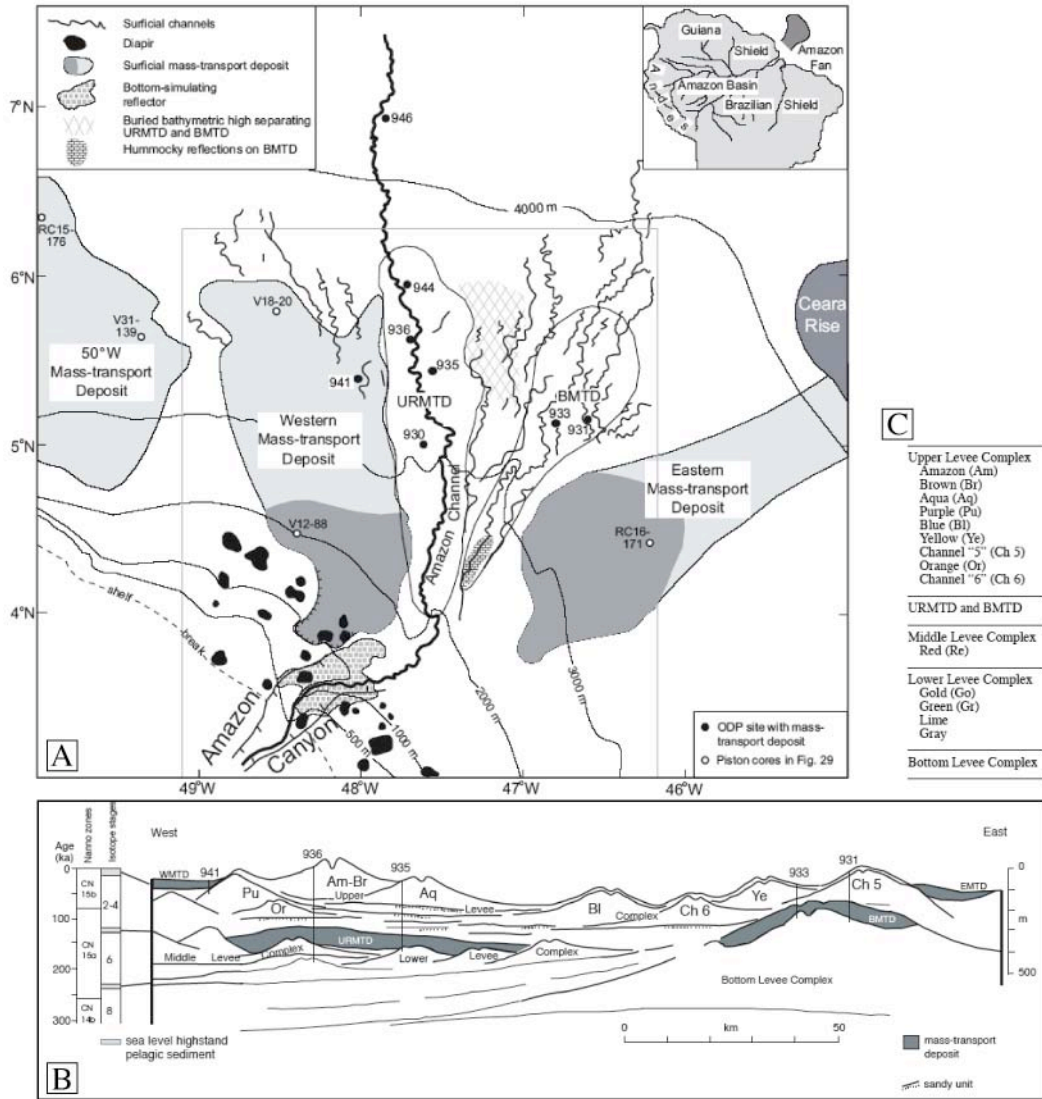


Fig. III.17- (A) Carte de l'éventail turbiditique de l'Amazone montrant l'extension des masses glissées (MDT pour Mass-Transport Deposits) superficielles (Western MTD et Eastern MTD) et enfouies (Unit R MTD et Basal MTD) (d'après Piper et al. 1997a). (B) Coupe schématique en travers de l'éventail de l'Amazone et passant par plusieurs sites du forage ODP 155 mettant en évidence les relations stratigraphiques entre les masses glissées et les Complexes de Levées (d'après Piper et al. 1997a). (C) Nomenclature des Complexes de Levées classés par ordre chronologique de mise en place ainsi que des systèmes chenaux-levées associés à chacun des complexes (d'après Damuth et al., 1983 et Manley and Flood, 1988).

### III.1.3.3.1. Les dépôts de masses glissées superficielles (Superficial MTDs)

Les dépôts des masses glissées superficielles occidentale et orientale, notées WMTD et EMTD (pour Western et Eastern Mass-Transport Deposits), ont été cartographiés à partir de

---

données sismiques et d'imagerie GLORIA (Manley and Flood, 1988) (**Fig.III-17**). Le WMTD atteint une épaisseur maximale de 150 m et au minimum 100 m sur la majorité de son étendue, pour un volume total avoisinant 2000 km<sup>3</sup> (Piper *et al.*, 1997a). La tête du glissement WMTD s'initie sur la pente et est limitée par des escarpements situés entre les isobathes -700 et -1500 m. Ces escarpements atteignent jusqu'à 200 m de relief et forment une dépression de 15 à 25 km de large parallèle au canyon de l'Amazone (Piper *et al.*, 1997a). Au Sud des escarpements, Manley et Flood (1988) ont identifié un BSR (*Bottom-Simulating Reflector*) qui suggère la présence d'hydrates de gaz (**Fig.III-17A**). La zone de déstabilisation du WMTD coïncide également avec une zone de déformation liée à du diapirisme et à d'autres déformations associées à la tectonique gravitaire à plus grande échelle.

La cartographie de la masse glissée orientale EMTD a été établie par Damuth et Embley (1981). Tout comme pour le WMTD, la portion amont du EMTD est caractérisée par un aspect mamelonné, sa surface devenant plus lisse progressivement vers l'aval. À la différence du WMTD, on ne distingue pas sur les profils sismiques de cicatrice d'arrachement au niveau de la tête du glissement. En revanche, la limite amont de l'EMTD coïncide avec la crête d'une ancienne levée et suggère que ce glissement soit lié à une déstabilisation au niveau du flanc Est de cet ancien système chenal-levée (Piper *et al.*, 1997a). À partir des données sismiques disponibles, il est difficile d'estimer l'épaisseur de l'EMTD. Son volume est néanmoins estimé à ~1500 km<sup>3</sup> (Piper *et al.*, 1997a). Les interprétations sismiques suggèrent que la WMTD et la EMTD sont concomitantes (Flood *et al.*, 1995 ; Piper *et al.*, 1997b).

#### *IV.1.3.3.2. Faciès sédimentaires des MTDs*

Lors du leg ODP 155, plusieurs sites de forages ont traversé les masses glissées. Seule la WMTD a été échantillonnée au niveau du site 941, où elle remplit une dépression située entre deux levées. L'EMTD n'a pas été forée.

Au niveau du site 941 (**Fig.III-18**), la WMTD a une épaisseur de 125 m environ et la surface du glissement apparaît irrégulière sur les données de sondeur de sédiment (3,5 kHz) (Flood, Piper, Klaus *et al.*, 1995). L'unité lithologique notée Unit III qui correspond à la masse glissée est constituée par une épaisse séquence d'argiles et d'argiles silteuses, de consistance et de couleur variables, caractérisée par la présence de structures (plis, failles ou présence de clastes de taille et de composition variables : argileuses, silteuses, sableuses, consolidées ou non) indiquant des déformations (Flood, Piper, Klaus *et al.*, 1995 – site 941).

Superficial Mass-Transport Deposits  
WMTD

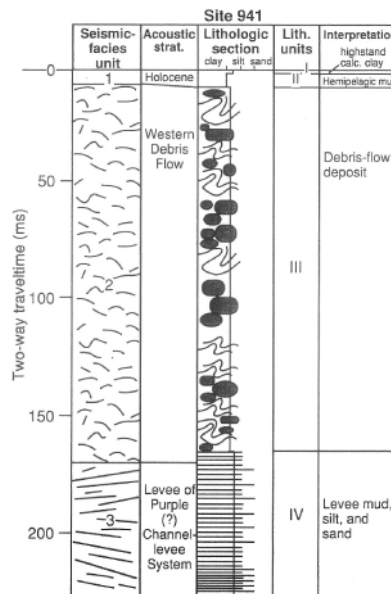


Fig. III.18- Résumé du site 941 échantillonnant la WMTD superficielle (modifiée d'après Flood, Piper, Klaus *et al.*, 1995).

III.1.3.3.3. Timing de mise en place et facteurs de déclenchement des MTDs

La stratigraphie des masses glissées (**Fig.III-19**) proposée dans Maslin *et al.* (2005) a été établie en faisant appel à plusieurs méthodes basées sur la biostratigraphie à partir de nannofossiles calcaires et de foraminifères planctoniques (Mikkelsen *et al.*, 1997), le paléomagnétisme (Cisowski and Hall, 1997), les isotopes de l'oxygène et du carbone (Showers *et al.*, 1997 ; Maslin *et al.*, 1997), les datations au radiocarbone (Maslin *et al.*, 2005) et les interprétations sismiques (Pirmez and Flood, 1995 ; Piper *et al.*, 1997a,b).

Les masses glissées superficielles Ouest et Est (WMTD et EMTD) sont toutes les deux recouvertes par une sédimentation hémipélagique holocène constituée de boues à foraminifères (Unit I du site 941, **Fig.III-18**) (Flood, Piper, Klaus *et al.*, 1995 – site 941) dont la base a été datée à  $10740 \pm 80$  ans  $^{14}\text{C}$  soit  $\sim 13000$  ans cal. BP (Maslin *et al.*, 2005). Entre l'unité I et l'unité III qui correspond à la WMTD, s'intercale l'unité II, constituée d'argiles hémipélagiques contenant très peu de foraminifères, qui n'a pas pu être datée. Il a néanmoins été proposé que l'unité II se soit déposée rapidement et que la WMTD ait donc du se déposer très peu de temps avant 13 ka cal. BP, tout comme l'EMTD (Maslin *et al.*, 2005).

Les contraintes stratigraphiques de mise en place des masses glissées étant établies, des hypothèses sur la zone d'initiation des glissements et les facteurs de déclenchement ont été

proposées (Piper *et al.*, 1997a ; Maslin and Mikkelsen, 1997 ; Maslin *et al.*, 2005). La comparaison des assemblages de foraminifères benthiques prélevés dans les dépôts de masses glissées et des espèces de foraminifères benthiques présentes au niveau de la plateforme de l'Amazonie et de la pente supérieure montre que les sédiments constituant les masses glissées ont leur origine à des profondeurs d'eau comprises entre 200 et 600 m, c'est-à-dire au niveau de la pente continentale (Vilela and Maslin, 1997).

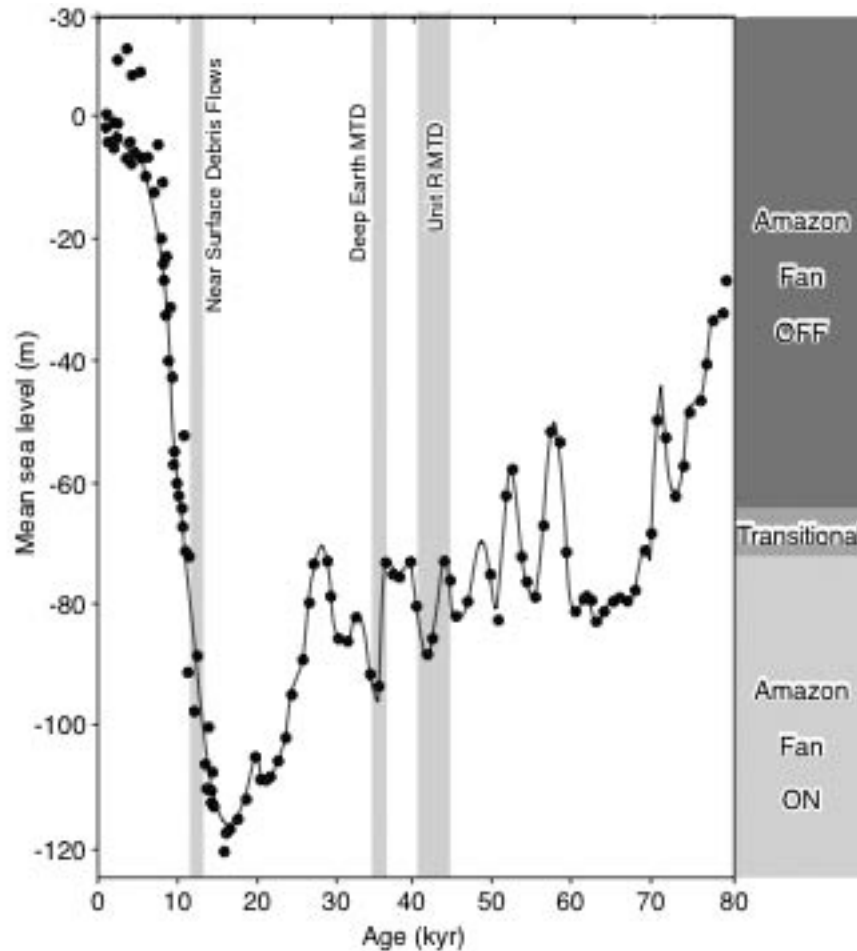


Fig. III.19- Stratigraphie des masses glissées enfouies et superficielles reportée sur une courbe de variations du niveau marin des derniers 80 ka (courbe établie à partir de Fairbanks (1989) et Shackleton (1987) in Maslin *et al.*, 2005).

La mise en place des 2 masses glissées enfouies (URMTD et BMTD, respectivement entre 35-37 ka cal. BP et 41-45 ka cal. BP) correspondrait à des chutes rapides du niveau marin (**Fig.III-19**) (in Maslin *et al.*, 2005, d'après les reconstructions du niveau marin de Fairbanks (1989) et Shackleton (1987)). Maslin *et al.* (2005) proposent que la chute rapide du niveau marin, dont la vitesse est estimée entre 15 et 25 m/ka (McGuire *et al.*, 1997 in Maslin



*et al.*, 2005), ait généré une diminution de la pression hydrostatique suffisante pour déstabiliser les réservoirs d'hydrates de gaz identifiés sur la pente continentale (BSR observés sur la sismique ; Flood *et al.*, 1995). La dissociation des hydrates de gaz localisés au niveau de la pente aurait déclenché les glissements. Cette hypothèse de dissociation d'hydrates de gaz est appuyée par l'enregistrement de l'isotope du carbone (site 932 - à partir des foraminifères planctoniques *N. dutertrei*), qui montre une corrélation entre des excursions négatives du  $\delta^{13}\text{C}$  et la mise en place de l'URMTD et de la BMTD (**Fig.III-20**) (Maslin *et al.* 1997 ; Maslin and Mikkelsen, 1997 ; Maslin *et al.*, 2005). Le dégagement brutal de gaz méthane (dont  $\delta^{13}\text{C} = -60\text{‰}$ ) dans la colonne d'eau, entraîne la libération dans l'eau de carbone appauvri. Par oxydation, le carbone devient du dioxyde de carbone très appauvri qui est au final incorporé dans le carbonate de calcium des tests de foraminifères planctoniques.

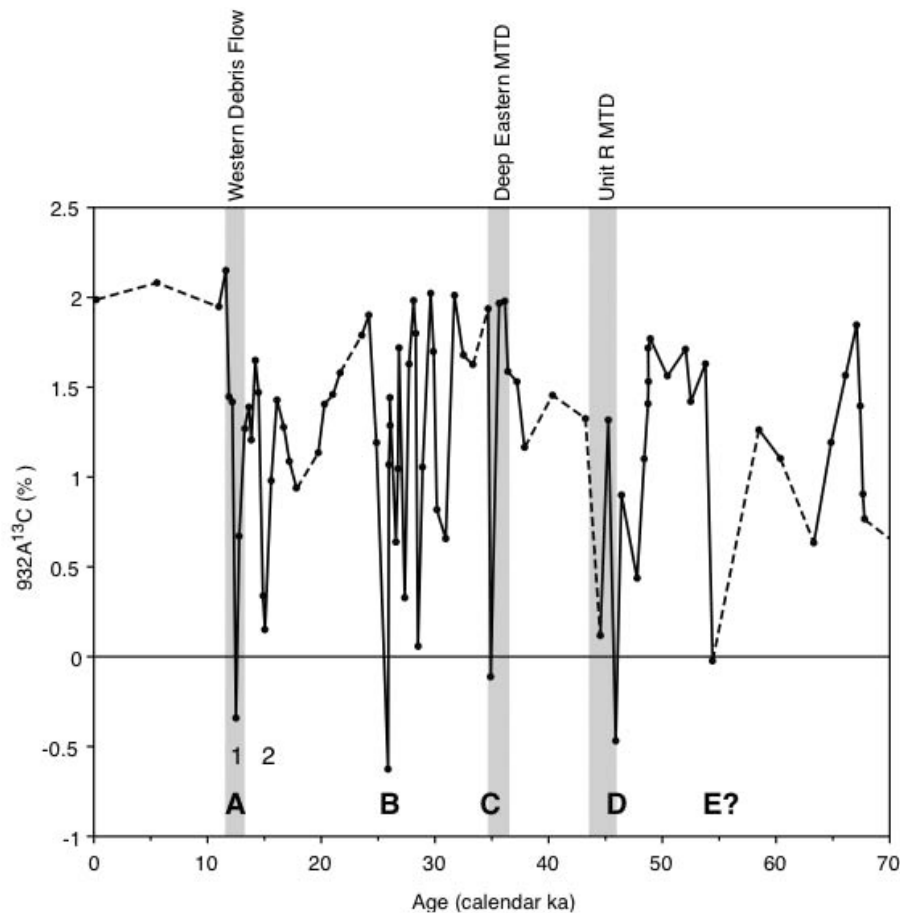


Fig. III.20- Enregistrement isotopique du  $\delta^{13}\text{C}$  à partir des foraminifères planctoniques *N. dutertrei* mettant en évidence la forte corrélation entre les excursions négatives de l'enregistrement de l'isotope du carbone et l'occurrence des masses glissées (Maslin *et al.*, 1997 ; Maslin *et al.*, 2005).

Les masses glissées superficielles (WMTD et EMTD), supposées concomitantes à partir des interprétations sismiques, se sont mises en place très peu de temps avant 13 ka cal. BP, lors de la Terminaison 1A, en période de remontée rapide du niveau marin (Maslin *et al.*, 2005). Vers 13-13,5 ka cal. BP, l'enregistrement isotopique du carbone (à partir des foraminifères planctoniques *N. dutertrei*) montre également une forte déviation négative (**Fig.III-20**) (Maslin *et al.*, 1997 ; Maslin *et al.*, 2005).

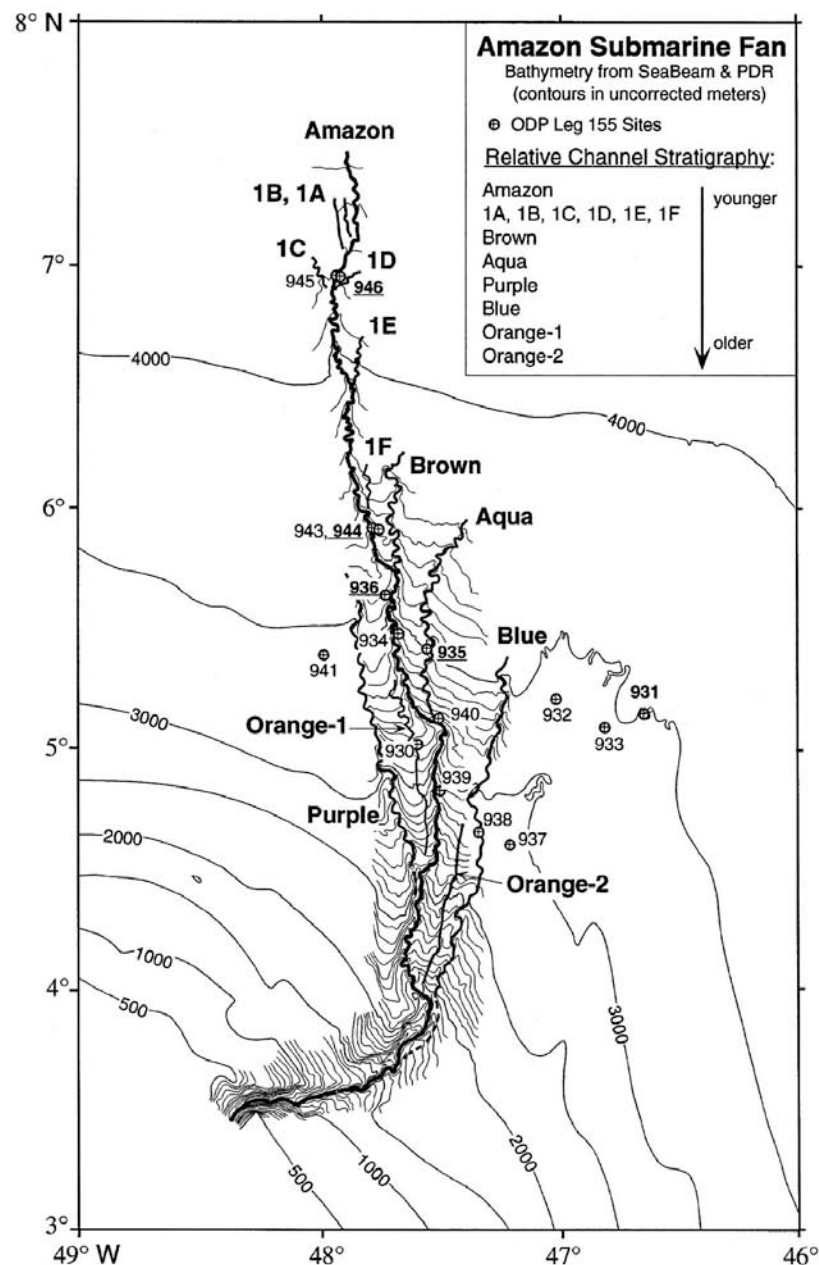


Fig. III.21- Carte bathymétrique de l'éventail turbiditique de l'Amazonie, où sont identifiés les systèmes chenaux-levées appartenant au Complexe de Levées Supérieures et notamment le système chenal-levées le plus récent : le chenal de l'Amazonie (d'après Pirmez and Flood, 1995).

La hausse du niveau marin augmente la pression hydrostatique et stabilise les hydrates de méthane, par conséquent les masses glissées superficielles ne peuvent pas être directement liées à une déstabilisation brutale des hydrates de méthane. Néanmoins, tout comme pour les masses glissées enfouies, la déviation négative du carbone (autour de 13 ka cal. BP) est à associer à une déstabilisation brutale des hydrates de méthane qui serait un effet secondaire généré par les glissements (Maslin *et al.*, 2005).

Pour expliquer la déviation négative du  $\delta^{13}\text{C}$ , une autre explication est possible : il faut augmenter de 5% la quantité relative de matière organique (Bird *et al.*, 1992) provenant du bassin de l'Amazone ( $\delta^{13}\text{C}$  MO= -30‰), c'est-à-dire augmenter la charge sédimentaire du fleuve Amazone. Cet événement isotopique du carbone coïncide avec la première augmentation majeure des températures observées sur l'enregistrement du  $\delta^{18}\text{O}$  sur la carotte de glace Huascarán (Pérou) entre 13 et 15 ka cal. BP (Thompson *et al.*, 1995). Le premier stade de déglaciation dans les Andes pourrait donc avoir causé une augmentation du débit du fleuve Amazone et donc augmenté la charge en matière organique des sédiments vers l'Océan Atlantique Equatorial. En réponse à la déglaciation des Andes, l'augmentation du débit (liquide et solide) du fleuve Amazone aurait eu pour conséquence une surcharge sédimentaire au niveau de la pente et aurait induit le déclenchement des MTDs superficielles (Maslin *et al.*, 2005).

#### III.1.3.4. Le chenal de l'Amazone : dernier système chenal-levées actif

Le chenal de l'Amazone a été le dernier système chenal-levées actif de l'éventail. Le haut niveau marin a provoqué la déconnexion de la tête du canyon avec l'embouchure du fleuve, le chenal de l'Amazone est donc actuellement inactif. Il appartient au réseau de chenaux du Complexe de Levées Supérieur (ULC).

##### III.1.3.4.1. Morphologie et structure du chenal de l'Amazone

Le système chenal-levées de l'Amazone est directement connecté au canyon de l'Amazone et s'étend sur 1100 km de long jusqu'à 4800 m de profondeur d'eau. Le cours actuel du chenal est le résultat de la succession de nombreuses avulsions (**Fig.III-21**) (Pirmez and Flood, 1995). Le motif architectural de base de l'éventail consiste en des chenaux aggradants, perchés au sommet de grands systèmes de levées (**Fig.III-22**) (Manley and Flood,

1988 ; Damuth *et al.*, 1995). Cette forme aggradante se construit progressivement vers le haut et latéralement par les débordements des courants de turbidité sur les levées et par le dépôt des éléments grossiers des écoulements dans l'axe du chenal. Une levée se caractérise en sismique par une unité sédimentaire en forme de biseau, avec un faciès lité de faible amplitude. De fortes amplitudes (HAR pour *High-Amplitude Reflections*) sont observées sous l'axe du chenal et marquent ses anciennes positions.

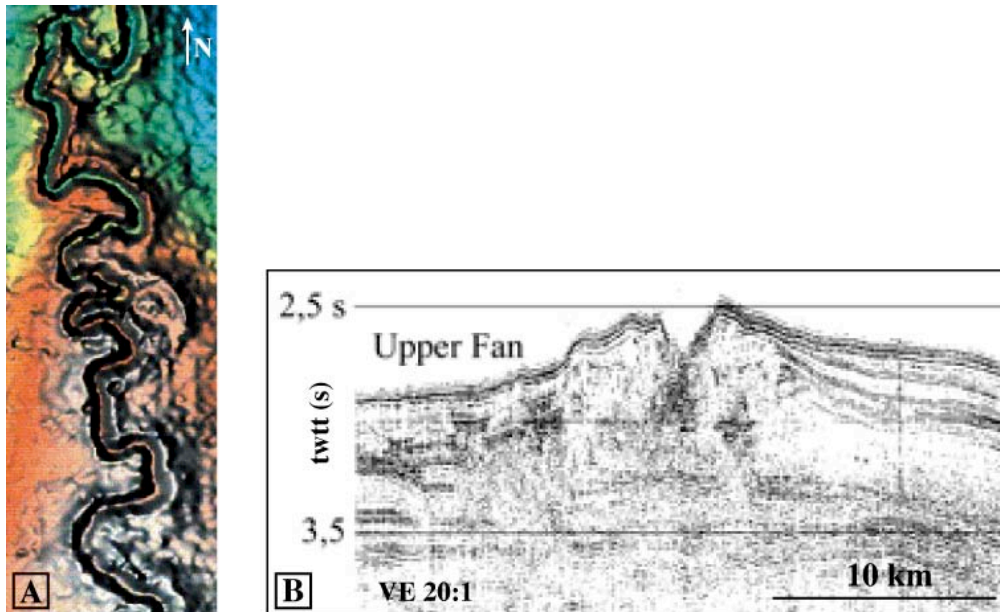


Fig. III.22- Morphologie et structure du chenal de l'Amazonne imagées par (A) une vue bathymétrique en perspective (levé Seabeam) montrant le cours très méandrique du chenal de l'Amazonne et en aggradation par rapport aux fonds environnants, et (B) une coupe sismique Watergun au niveau de l'éventail supérieur recoupant le système chenal-levée de l'Amazonne aggradant, perché sur ses levées (d'après Damuth *et al.*, 1995).

Les caractéristiques morphologiques du chenal de l'Amazonne ont été étudiées en détail par Pirmez (1994), Pirmez et Flood (1995) et Pirmez et Imran (2003) (**Fig.III-23**). Le relief maximal est observé au niveau du canyon de l'Amazonne (600 m d'après Damuth *et al.*, 1995, autour de 450 m, d'après Pirmez, 1994 – cf. **Fig.III-23** puis il diminue fortement jusqu'à un relief de 150 m au niveau de la transition canyon-chenal (marque 60 km). Au niveau de l'éventail supérieur, le relief maximal mesuré est de 200 m, puis il diminue progressivement vers l'aval (40 m à la marque 700 km) et n'excède pas les 7,5 m à la terminaison de la zone explorée. Une décroissance rapide de la largeur du chenal au niveau de la transition canyon-chenal est observée depuis une largeur maximale de 13 km au niveau du canyon à 4 km de

large au kilomètre 100. Cette décroissance se poursuit sur toute la première moitié de l'éventail. Puis à partir du km 300, une stabilisation des valeurs est observée entre 1,2 km et 1,5 km. Les mesures au niveau de la portion inférieure du chenal de l'Amazone montrent un élargissement du chenal avec des valeurs autour de 1,8 km. Les données bathymétriques imageant le chenal de l'Amazone mettent en évidence un cours fortement méandrique (Fig.III-22A). Les valeurs de sinuosité sont inférieures à 1,5 le long de la première moitié du chenal de l'Amazone (Fig.III-23). Entre les kilomètres 350 et 400, la sinuosité augmente jusqu'à 2,3, puis varie entre 1,2 et 2,7 pour le reste du chenal (Pirmez, 1994 ; Pirmez and Flood, 1995). La plus forte pente mesurée au niveau du canyon est de  $0,8^\circ$  (localement  $1^\circ$ ), elle est de  $0,40^\circ$  au niveau de l'éventail supérieur et de  $0,14^\circ$  en moyenne pour l'éventail inférieur (Pirmez and Imran, 2003). La portion la plus pentue du segment de fleuve située dans les Andes atteint  $0,14^\circ$ , soit une pente équivalente au segment du chenal Amazone à plus faible pente (Pirmez and Imran, 2003).

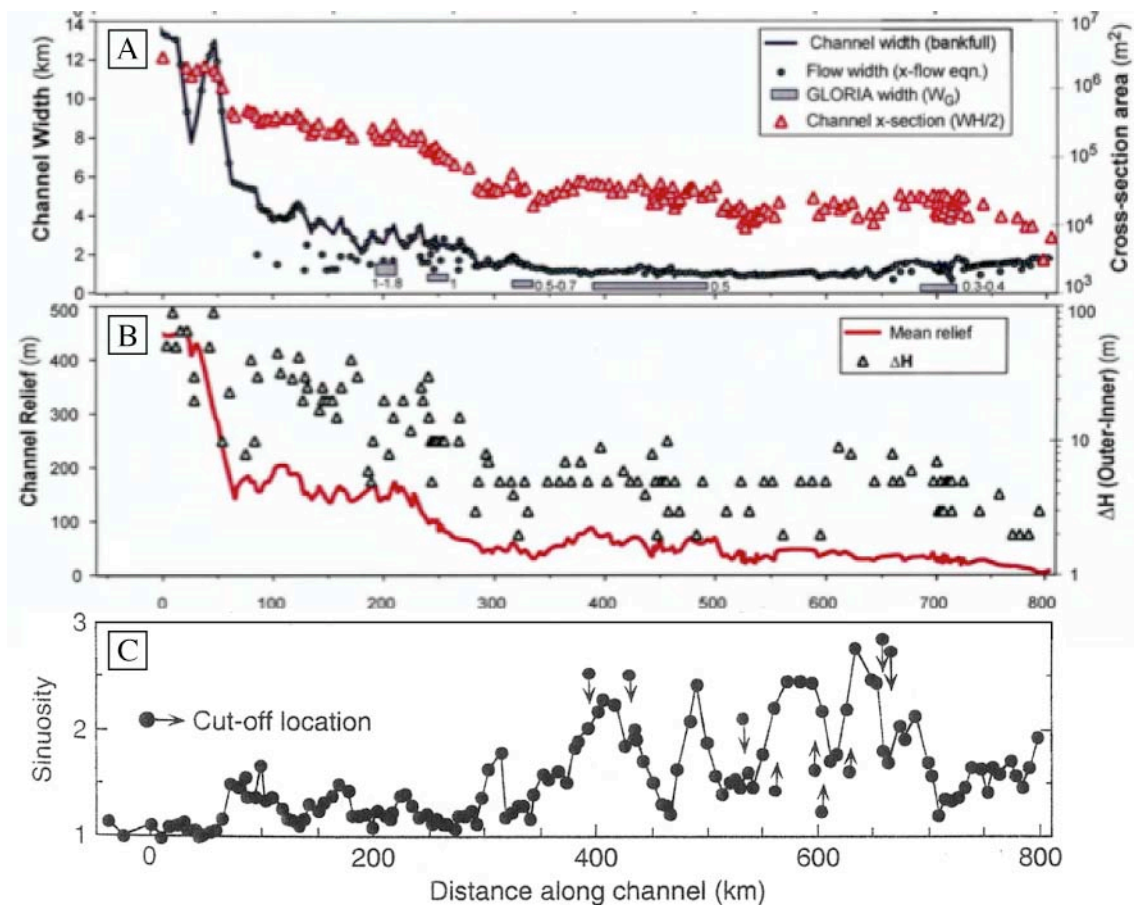


Fig. III.23- Caractéristiques morphologiques du chenal de l'Amazone. (A) : largeur du chenal, (B) : relief du chenal, (C) : sinuosité le long du chenal. La marque 60 km délimite la fin du canyon et la transition canyon-chenal se situe entre les marques 60-100 km. ((A) et (B) d'après Pirmez and Imran, 2003 ; (C) d'après Pirmez and Flood, 1995).

---

#### III.1.3.4.2. Reconstruction des écoulements dans le chenal de l'Amazone

En se basant sur les dimensions du chenal (Pirmez, 1994 ; Pirmez and Flood, 1995), Pirmez et Imran (2003) ont tenté de reconstituer les propriétés des courants de turbidité transitant le long du chenal de l'Amazone. Le fleuve Amazone correspond aux fleuves dits de « faible décharge » dont la concentration en sédiments en suspension est inférieure au seuil requis pour générer des courants hyperpycnaux (Mulder *et al.*, 2003). L'analyse de la provenance des sédiments déposés dans l'éventail de l'Amazone montre qu'ils sont essentiellement originaires du bassin versant de l'Amazone dont 80% des sédiments en suspension au débouché du fleuve sont dérivés des Andes (Gibs, 1967). Les écoulements ont donc été alimentés par des sédiments provenant du fleuve Amazone, mais qui ont probablement subi une période de stockage sur la plateforme.

Selon Piper et Normark, (2001), l'initiation des écoulements gravitaires, qui ont alimenté l'éventail de l'Amazone, est liée essentiellement à des phénomènes de déstabilisations au niveau du front du prodelta de l'Amazone. Les instabilités sédimentaires, liées à la surcharge sédimentaire, évoluent en courants de turbidité qui sont captés par la tête du canyon de l'Amazone. Les courants peuvent aussi être alimentés par la remobilisation des sédiments stockés au niveau de la partie amont du canyon, au fond du chenal ou dans l'éventail supérieur (Pirmez and Imran, 2003). Les écoulements de volumes importants et de longues durées sont associés à de longues périodes de stockage et ont donc une faible récurrence. Les événements plus petits, plus fréquents alimentent en sédiments le canyon et la partie amont du chenal, fournissant ainsi du « carburant » supplémentaire pour les écoulements suivants (Parker *et al.*, 1986).

Les vitesses des écoulements, obtenues à partir des modèles, sont comprises entre 2 et 4 m/s au niveau du canyon, entre 0,5 et 2 m/s au niveau de l'éventail supérieur et entre 0,5 et 1 m/s au niveau de l'éventail inférieur (Pirmez, 1994 ; Pirmez and Imran, 2003). Au niveau du site ODP 940, le comptage des lits turbiditiques a permis d'estimer à 1 à 2 ans, la fréquence de récurrence des courants de turbidité débordants sur la levée lors des périodes d'activité (bas niveau marin) de l'éventail. Ces valeurs sont similaires à celles estimées par Piper et Deptuck (1997) qui proposent que des courants de turbidité parcourent le chenal au moins une fois tous les 3 ans. Avec un intervalle de récurrence de 1-2 ans, un écoulement peut potentiellement entraîner les sédiments pendant 3,6-7,2 jours (Pirmez and Imran, 2003).

Le taux d'incorporation d'eau, au niveau de l'interface supérieure de l'écoulement, dépend de la stabilité de l'écoulement caractérisée par le nombre de Froude (Parker *et al.*,

1986). L'incorporation d'eau engendre l'augmentation progressive de l'épaisseur de l'écoulement. La diminution de la pente le long du chenal entraîne une diminution de la vitesse de l'écoulement et du taux d'incorporation d'eau limitant ainsi l'épaisseur de l'écoulement. Le modèle de Pirmez et Imran (2003) a montré qu'au niveau du canyon, les courants de turbidité étaient probablement peu épais et légèrement supercritiques ( $Fr > 1 \approx 1,5$ ). Lors des 100 premiers kilomètres, leur épaisseur doit énormément augmenter du fait d'un fort taux d'incorporation d'eau induit par leur état supercritique. Pirmez et Imran (2003) ont également montré que la majorité des courants de turbidité le long du chenal de l'Amazone étaient dans état subcritique ( $Fr < 1$  et faible taux d'incorporation d'eau). L'état subcritique des écoulements est probablement une condition nécessaire pour le transport des sédiments sur de longues distances et pour la formation de longs chenaux sinueux (Pirmez and Imran, 2003). Si les taux d'incorporation d'eau étaient plus élevés, l'écoulement serait plus épais.

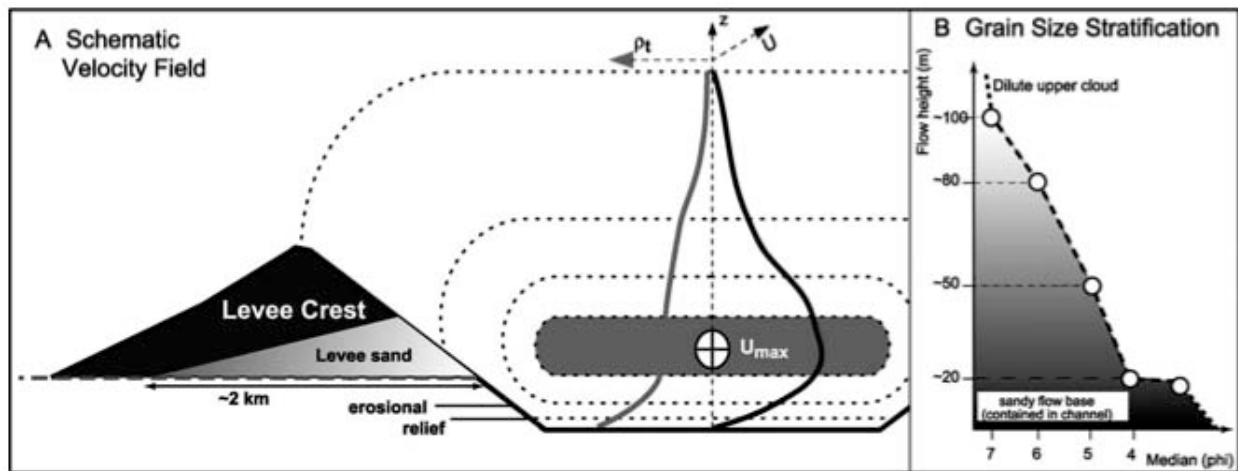


Fig. III.24- Vue en coupe schématique à travers le système chenal-levées de l'Amazone illustrant la ségrégation verticale d'un écoulement et les champs de vitesse associés, avec le noyau à haute vitesse où se concentrent les sédiments les plus grossiers à la base de l'écoulement (d'après Pirmez and Imran, 2003).

Il perdrait donc beaucoup plus rapidement ses sédiments par débordement et tendrait à mourir rapidement. Du fait que dans les écoulements subcritiques, le taux d'incorporation d'eau est faible, la concentration en sédiments est maintenue et le taux de décroissance de la vitesse est faible.

Les courants de turbidité transitant dans le chenal de l'Amazone transportent une charge sédimentaire mixte dominée par une large fraction silteuse (entre 90 et 95%) (Pirmez *et al.*,

---

2000) favorisant un transport efficace des sables sur de longues distances (Salaheldin *et al.*, 2000 in Pirmez and Imran, 2003). Hiscott *et al.* (1997) ont proposé que le contraste de granularité entre les dépôts de levées et de remplissage de chenal soit le résultat d'une ségrégation verticale de l'écoulement. Les courants de turbidité seraient stratifiés en fonction de la taille des grains, le sable étant confiné aux 20-30 m inférieurs du courant à l'axe du chenal. Cette ségrégation verticale implique une variation verticale de la vitesse au sein de l'écoulement (**Fig.III-24**) avec un noyau de haute vitesse à la base (Stacey and Bowen, 1988) qui correspond à l'intervalle où le potentiel d'érosion et de non-dépôt est maximum.

Toutes ces caractéristiques (écoulements subcritiques, faible taux d'incorporation d'eau, faible taux d'enlèvement de la portion supérieure diluée pendant le débordement, faible taux de perte de sédiments le long du chenal, charge dominée par les silts) favorisent à la fois le transport longue durée et longue distance des écoulements, un tri efficace de la charge sédimentaire, ainsi que le maintien de la partie sableuse de la charge à des niveaux bas dans le chenal. Il n'existe pourtant actuellement aucun modèle numérique capable de transporter du sédiment sur de très longues distances et des pentes très faibles en suivant des méandres.

#### **III.1.4. Cadre stratigraphique de l'étude**

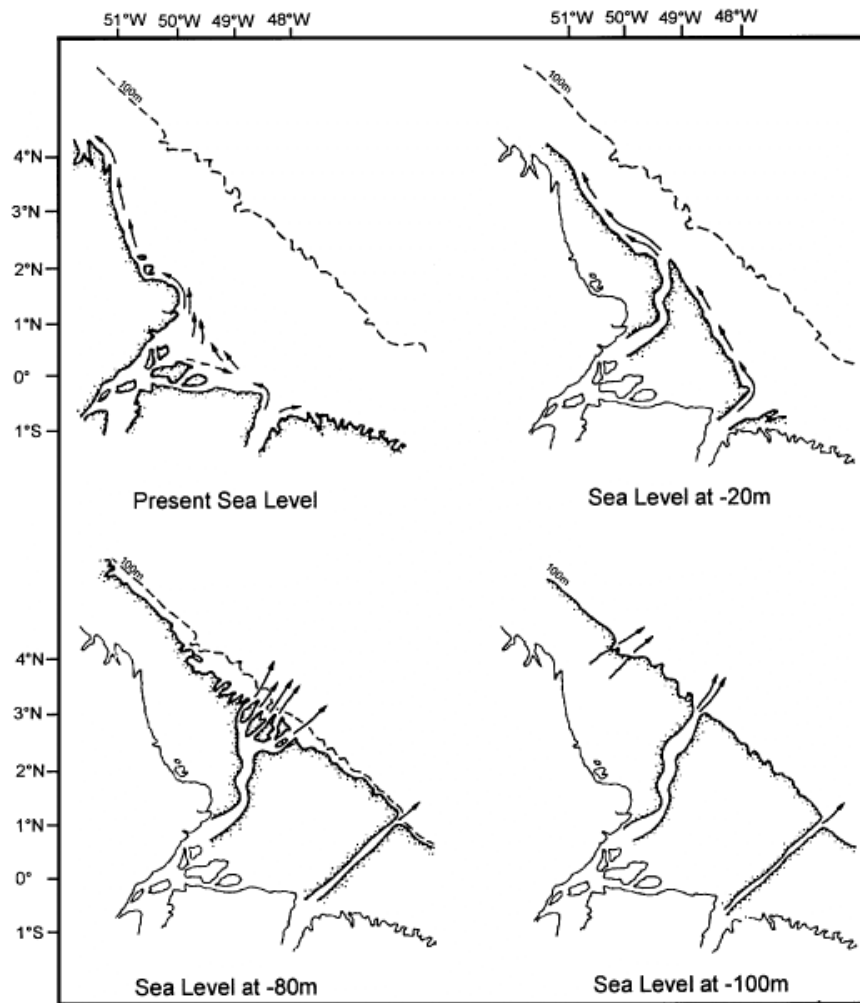
##### III.1.4.1. Initiation et fonctionnement en "on-off" du système de l'Amazone

Le début de construction de l'éventail sous-marin profond de l'Amazone date du Miocène moyen. C'est suite à un soulèvement andin majeur que s'est produit un changement de direction de circulation des eaux du fleuve Amazone de l'Ouest vers l'Est, permettant la connexion entre le bassin Orénoque-Amazone et l'Océan Atlantique (Hoorn *et al.*, 1995). Ce soulèvement tectonique au niveau des Andes s'est également manifesté par une forte augmentation du volume de sédiments transportés par le fleuve Amazone dès le Miocène moyen.

La particularité du système Amazone est son fonctionnement en « on/off » selon les périodes de bas et de haut niveau marin (**Fig.III-25**). En période de bas niveau marin, le débouché du fleuve Amazone est connecté avec la tête du canyon et alimente directement l'éventail turbiditique de l'Amazone (Damuth and Kumar, 1975 ; Milliman *et al.*, 1975). Du fait d'un large plateau continental, en période de haut niveau marin comme actuellement, le système est inactif car la tête du canyon se retrouve déconnectée de l'embouchure du fleuve : les sédiments apportés par le fleuve sont piégés sur le plateau continental, construisent un



gigantesque delta sous-marin au large de l'embouchure du fleuve et sont pro parte mobilisés par les courants côtiers (Nittrouer *et al.*, 1986 ; Nittrouer and DeMaster, 1996). Inactif depuis le début de l'Holocène, l'ensemble du système récent de l'Amazone est drapé par des sédiments hémipélagiques (Damuth *et al.*, 1975; Flood *et al.*, 1991). Ce mode de fonctionnement en « on-off » du système turbiditique explique la très grande variabilité des taux de sédimentation entre les périodes glaciaires (1 à 50 m/ka) et les périodes interglaciaires (0,05-0,1 m/ka et 0,02-0,05 m/ka pour l'Holocène) (Mikkelsen and Maslin, 1997).



*Fig. III.25- Modèle de sédimentation quaternaire durant les périodes de bas et haut niveau marin (d'après Milliman *et al.*, 1975).*

#### III.1.4.2. Cadre stratigraphique du Complexe de Levées Supérieur (ULC)

Les 15 systèmes chenaux-levées qui constituent le Complexe de Levées Supérieur (ULC) se sont construits pendant les stades isotopiques 4 à 2 et le début du stade 1 (Flood *et al.*, 1995). Des avulsions périodiques ont jalonné la construction du Complexe de Levées Supérieur et sa stratigraphie a été établie à partir des données sismiques (Damuth *et al.*, 1983 ;

Manley and Flood, 1988 ; Pirmez, 1994 ; Pirmez and Flood, 1995). Dans le cadre de mon étude des lobes terminaux de l'éventail de l'Amazone, la zone explorée correspond à la terminaison des 8 derniers systèmes chenaux-levées de l'ULC (Brown, 1F, 1E, 1D, 1C, 1B, 1A et Amazone). La construction de ces systèmes chenaux-levées couvre la période qui s'étend du dernier maximum glaciaire à la remontée holocène du niveau marin (Showers and Bevis, 1988 ; Piper *et al.*, 1997b) (**Fig.III-26**).

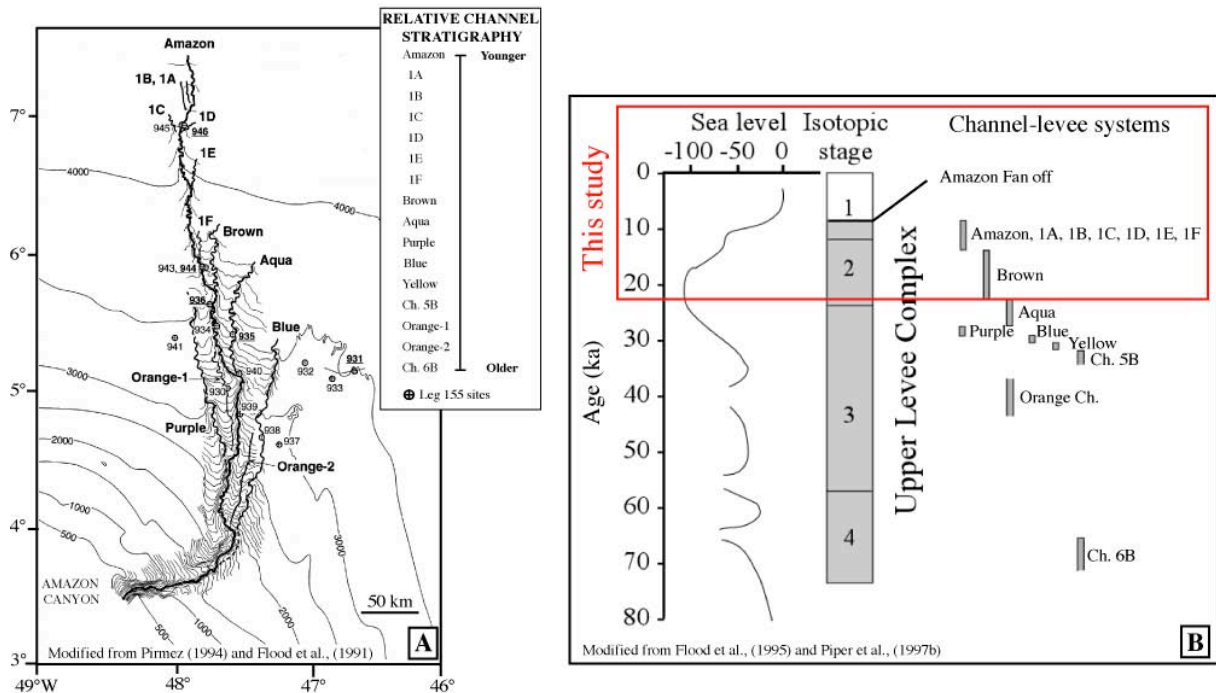


Fig. III.26- Cadre stratigraphique du Complexe de Levées Supérieur (ULC). (A) Carte bathymétrique de l'éventail de l'Amazone (levé SeaBeam) montrant les systèmes chenaux-levées de l'ULC (les 15 systèmes chenaux-levées ne sont pas représentés) et leur stratigraphie relative (modifiée d'après Pirmez, 1994 ; Flood *et al.*, 1991). (B) Succession des systèmes chenaux-levées construits lors des stades isotopiques 4 à 2 et le début du stade 1 (modifiée d'après Flood *et al.*, 1995 ; Piper *et al.*, 1997b).

Les sites ODP 940, 936, 944, 946 sont situés respectivement, de l'amont vers l'aval du système, au niveau de la levée du chenal de l'Amazone. Le site 945 se situe à l'axe du chenal. Ces sites ont notamment échantillonné les sédiments qui se sont déposés pendant la période d'activité récente (Brown à Amazone) qui concerne notre étude. Les calages stratigraphiques, établis par Flood, Piper, Klaus *et al.*, (1995) et Piper *et al.* (1997b), sont basés notamment sur le calage entre les faciès sismiques et les faciès lithologiques mais aussi sur la biostratigraphie et le paléomagnétisme.

Le **site 940 (Fig. III.27)** est situé sur le flanc Est de la levée du chenal de l'Amazone à une distance de 3 km de la crête de la levée. Ce site a échantillonné des faciès sédimentaires de levées remontant jusqu'à la période de fonctionnement du système Aqua. La section de levées mise en place pendant la période de fonctionnement du système Brown en aval est corrélée avec les sous-unités IIC, IID, IIE et la partie supérieure de IIF (soit entre 31,81 et ~80 mbsf) (Flood, Piper, Klaus *et al.*, 1995).

Le **site 936** est situé sur la levée Ouest du chenal de l'Amazone. Ce site a échantillonné un intervalle de HARP's associé à la base du système Brown et qui correspond sur la figure **III.27** à la sous-unité IIIA caractérisée par des sables moyens à grossiers entre 72,1 et 106,30 mbsf (Flood, Piper, Klaus *et al.*, 1995).

Le **site 944 (Fig. III.27)** est situé sur la levée Est du chenal de l'Amazone en aval du point d'avulsion Brown-Amazone. Les corrélations sismiques ont montré que les sous-unités IIA, IIB et une partie de IIC correspondent aux levées des systèmes chenaux-levées de Brown à Amazone (Flood, Piper, Klaus *et al.*, 1995).

Le **site 946 (Fig. III.27)** est situé sur la levée Est du chenal de l'Amazone à environ 1 km de l'axe du chenal (où est localisé le site 945). La hauteur de la levée est à ce niveau de 45 m. Flood, Piper, Klaus *et al.* (1995) ont montré que la partie supérieure de l'unité III (sous-unité IIIA et partie supérieure de IIIB) jusqu'à 18 mbsf se corrèle sur la sismique avec la levée du chenal de l'Amazone. La partie médiane de l'unité III (partie inférieure de la sous-unité IIIB et partie supérieure de IIIC) de 18 mbsf jusqu'à 45 mbsf correspond à une levée plus ancienne et aurait été déposée par débordement depuis le chenal 1C situé à 2 km à l'Ouest du site 945. La partie inférieure de la sous-unité IIIC est constituée de lits sableux à clastes argileux (faciès de HARP's) sur lesquels par la suite les systèmes chenaux-levées ont progradé. Dans le détail, entre ~45 mbsf et ~58 mbsf, la sous-unité IIIC pourrait correspondre aux dépôts de HARP's du système 1C, puis aux levées et HARP's du système (Piper, Comm. Pers.).

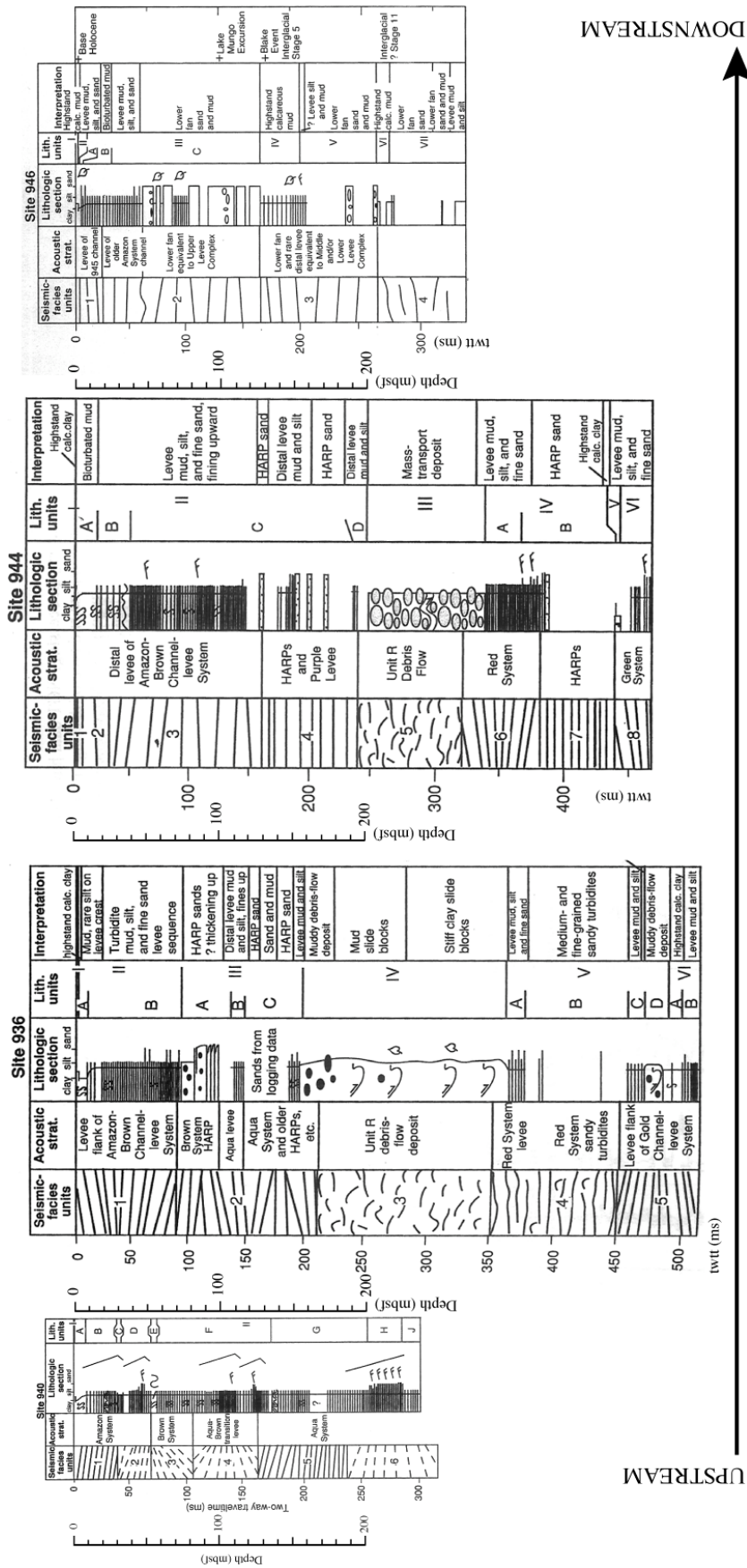
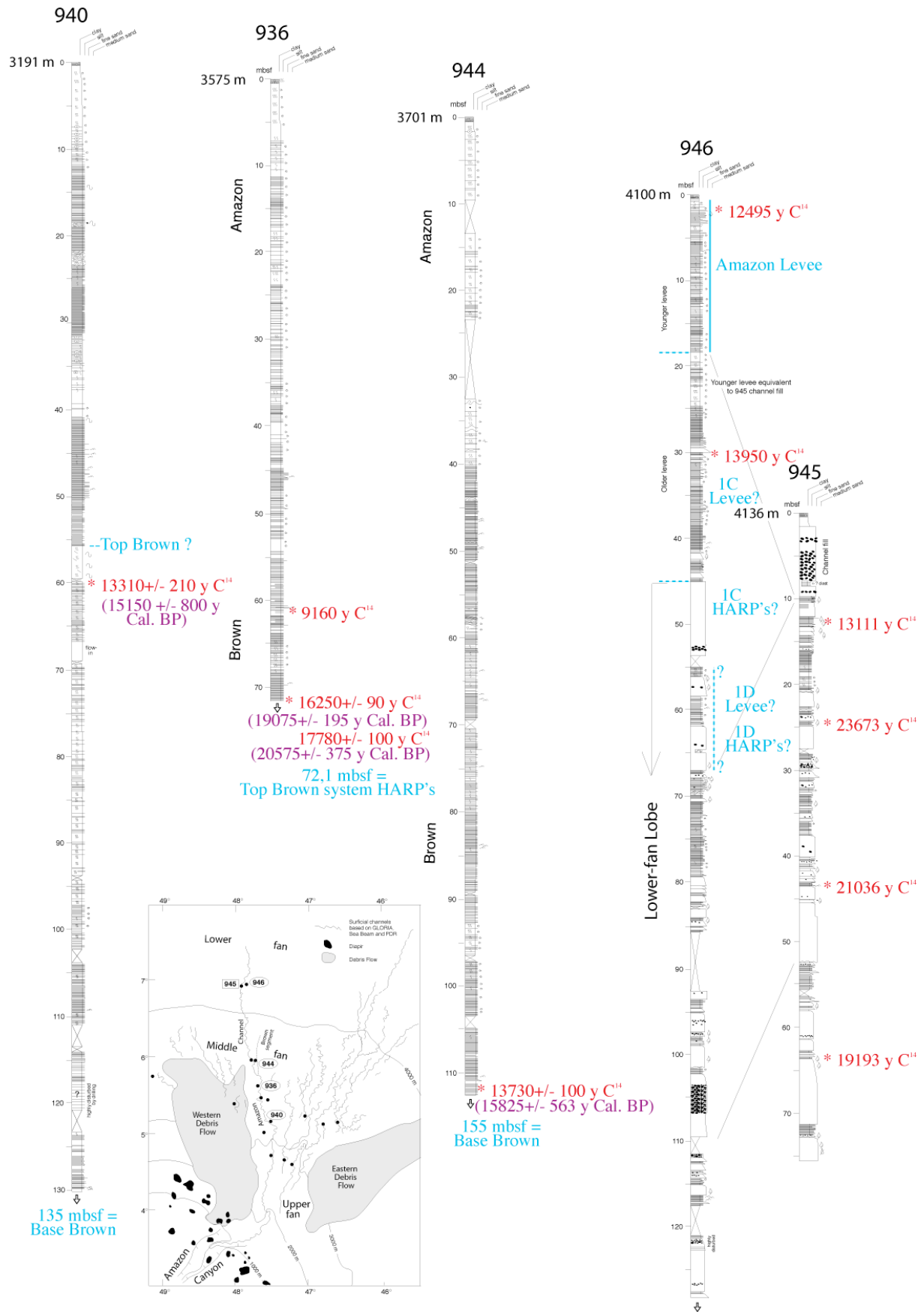


Fig. III.27- Résumés pour les sites 940, 936, 944 et 946, montrant de gauche à droite les unités basées sur les faciès sismiques, la stratigraphie acoustique, la colonne lithologique schématique, les unités lithologiques et l'interprétation des faciès sédimentaires (d'après Flood, Piper, Klaus et al., 1995).

Leg	Hole	Core	Section	Top of Interval	Bottom of Interval	ODP Sample ID	Latitude	Longitude	Depth (mbsf)	C-14 Age	del C-13	Calibrated Age	Comments	Reference
155 940 A	5H	5	5	70	72	155-940A-5H-5.70-72	5.142817	-47.528867	36.64	14 000	-28,05			Piper Comm. Pers.
155 940 A	8H	8	10	25	25	155-940A-8H-5.10-25	5.142817	-47.528867	59.90	133.10 +/- 2.10		15150 +/- 800		Maslin Comm. Pers.
155 940 A	12X	1	132	134	134	155-940A-12X-1.132-134	5.142817	-47.528867	95.62	15 550	-27,80			Piper Comm. Pers.
155 940 A	19X	2	47	49	49	155-940A-19X-2.47-49	5.142817	-47.528867	163.87	10 800	-27,83			Piper Comm. Pers.
155 940 A	27X	3	69	71	71	155-940A-27X-3.69-71	5.142817	-47.528867	242.69	14 300	-27,34			Piper Comm. Pers.
155 936 A	7H	6	140	143	143	155-936A-7H-6.140-143	5.632267	-47.735567	62.36	9 160	-27,72			Piper Comm. Pers.
155 936 A	8H	7	14	40	40	155-936A-8H-7.14-40	5.632267	-47.735567	72.64	16250 +/- 90		19075 +/- 195	Mollusk	Maslin <i>et al.</i> , 2006
155 936 A	8H	7	14	40	40	155-936A-8H-7.14-40	5.632267	-47.735567	72.64	17780 +/- 100		20575 +/- 375	Foram.	Maslin <i>et al.</i> , 2006
155 944 A	13X	2	0	28	28	155-944A-13X-2.0-28			112.22	13730 +/- 100		15825 +/- 563	Foram.	Maslin Comm. Pers.
155 945 A	2H	3	101	102	102	155-945A-2H-3.101-102	6.950317	-47.928867	13.01	13 111	-28,70		Wood	Piper Comm. Pers.
155 945 A	3H	5	5	7	7	155-945A-3H-5.5-7	6.950317	-47.928867	24.55	23 673	-30,00		Woody turbidite	Piper Comm. Pers.
155 945 A	5H	4	131	132	132	155-945A-5H-4.131-132	6.950317	-47.928867	43.31	21 036	-32,10		Wood	Piper Comm. Pers.
155 945 A	7H	5	140	143	143	155-945A-7H-5.140-143	6.950317	-47.928867	63.90	19 193	-29,00		organics	Piper Comm. Pers.
155 946 A	1H	2	112	114	114	155-946A-1H-2.112-114	6.952500	-47.927500	2.62	12 495	-29,40		Organic detritus	Piper Comm. Pers.
155 946 A	4H	4	17	19	19	155-946A-4H-4.17-19	6.952500	-47.927500	30.67	13 950	-28,20			Piper Comm. Pers.

Tabl. III.2- Tableau récapitulatif des âges C<sup>14</sup> issus des sites ODP 940, 936, 944, 946 et 945 (d'après Piper, Comm. Pers., Maslin *et al.*, 2006, Maslin Comm. Pers.). Les âges calibrés sont obtenus avec OxCal3.10.



Les âges  $C^{14}$  issus des données ODP (sites 940, 936, 944, 945 et 946, **Fig. III.28**) sont présentés dans le tableau **III. 2** (Piper, Comm. Pers. ; Maslin *et al.*, 2006, Maslin, Comm. Pers). La figure **III. 28** présente les logs synthétiques des sites ODP 940, 936, 944, 946 et 945 (Flood, Piper, Klaus and Peterson, 1997), les calages et corrélations stratigraphiques établies par Flood, Piper, Klaus *et al.* (1995) et Piper *et al.* (1997b) ainsi que les âges  $C^{14}$  (Maslin *et al.*, 2006, Maslin Comm. Pers., Piper, Comm. Pers.).

◀ *Fig. III.28- Logs synthétiques partiels des sites ODP 940, 936, 944, 946 et 945 (modifiés d'après Flood, Piper, Klaus and Peterson, 1997), où sont reportés : les corrélations stratigraphiques établies par calage avec les données sismiques (d'après Flood, Piper, Klaus et al., 1995, Piper et al., 1997b) ainsi que les âges  $C^{14}$  (d'après Maslin et al., 2006, Maslin Comm. Pers., Piper Comm. Pers.). La carte de l'éventail turbiditique de l'Amazone indique la localisation des sites ODP sélectionnés.*

---

## **III.2- MORPHOLOGIE ET ARCHITECTURE DES LOBES TERMINAUX DE L'ÉVENTAIL TURBIDITIQUE DE L'AMAZONE**

La majorité des travaux antérieurs sur l'éventail turbiditique de l'Amazone était concentrée sur les parties supérieure et médiane du système et la zone plus distale du système n'avait jamais été explorée, sauf par quelques lignes très espacées de sondeur de sédiment et quelques carottages. Les campagnes Damaz (2003) et Lobestory (2004), menées par l'Ifremer, ont permis la première exploration détaillée du complexe récent des lobes terminaux de l'éventail de l'Amazone, apportant une des pièces manquantes de l'histoire récente du système.

Les résultats de l'étude sur le complexe de lobes récent du système de l'Amazone ont fait l'objet d'une publication dans la revue *Marine Geology* (Jégou *et al.*, 2008). L'article intitulé « *Channel-mouth lobes of the recent Amazon Fan: The missing piece* » constitue la seconde partie de ce chapitre consacrée aux caractéristiques géométriques des lobes terminaux de l'Amazone.

### **III.2.1. Résumé des principaux résultats**

Les résultats présentés dans l'article « *Channel-mouth lobes of the recent Amazon Fan: The missing piece* » publié dans la revue *Marine Geology* concernent la construction des 8 derniers systèmes chenaux-levées et lobes associés (avec par ordre chronologique décroissant: Brown, 1F, 1E, 1D, 1C, 1B, 1A et Amazone) appartenant au Complexe de Levées Supérieur (ULC). Il est proposé un scénario de construction des systèmes chenaux-lobes (*channel-mouth lobe system*) pour la période allant du dernier maximum glaciaire (LGM) à la remontée du niveau marin qui a suivi. L'exploration du complexe de lobes récent de l'éventail de l'Amazone (*Amazon channel-mouth lobe complex : Br-Amazon channel-mouth lobe systems*) a permis, à partir de données bathymétriques (EM12D), d'imagerie acoustique (EM12D) et de sondeur de sédiments (3,5 kHz), (1) d'établir le cadre morpho-bathymétrique de la zone, (2) de définir la structure superficielle des lobes terminaux vue par l'imagerie et les données 3,5 kHz, (3) de dimensionner et définir un modèle de lobe du système Amazone.

### **III.2.2. Article « Channel-mouth lobes of the recent Amazon Fan: The missing piece »**





## Channel-mouth lobe complex of the recent Amazon Fan: The missing piece

I. Jegou<sup>a,b,\*</sup>, B. Savoye<sup>a</sup>, C. Pirmez<sup>c</sup>, L. Droz<sup>b</sup>

<sup>a</sup> IFREMER, Géosciences Marines, Laboratoire Environnements Sédimentaires, BP 70, 29280 Plouzané, France

<sup>b</sup> Université de Brest/CNRS, Institut Universitaire Européen de la Mer, Laboratoire Domaines Océaniques UMR6538, Place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané, France

<sup>c</sup> Shell International Exploration & Production, 3737 Bellaire Boulevard, Houston, Texas 77025, United States

### ARTICLE INFO

#### Article history:

Received 6 September 2007

Received in revised form 5 February 2008

Accepted 4 March 2008

#### Keywords:

Amazon Fan

lower fan

channel-mouth lobe system

channel-mouth lobe complex

channel

levee

EM12D bathymetry

backscatter

3.5 kHz sub-bottom profiler

### ABSTRACT

The Amazon Fan is one of the largest river-fed submarine fan systems in the world. It is located in the Western Equatorial Atlantic and extends 1100 km northward from the Amazon canyon head located at the shelf break off northern Brazil. Numerous previous investigations on the Amazon Fan mostly focused on the upper and middle parts of the fan. Two recent cruises have provided a new dataset based on bathymetric, acoustic imagery and 3.5 kHz sub-bottom profiler data. It is the first detailed exploration of the youngest Amazon channel-mouth lobe complex that remained the "missing piece" of one of the best studied modern deep-sea fans. The stratigraphic framework of the surveyed channel-mouth lobe complex of the Amazon Fan consists of eight channel-levee systems and their associated channel-mouth lobe systems (from Brown to Amazon). These depositional systems record a complex depositional history in a short time period between the Last Glacial Maximum (~20,000 cal yr BP) and the rise in sea-level until 10,100 cal yr BP, when sediment supply to the fan ceased. The main body of the lobes is characterised by a general low to average backscatter facies (from white to light grey) scattered with higher backscatter fingers (dark grey). Two types of lobes are distinguished based on the planform shape of their backscatter facies: (1) elongated and narrow lobes with branching patterns like the veins of a leaf and (2) radial lobes with crescent-shaped features opened in the downstream direction, that do not have a clear organisation within the lobe. The eight channel-levee systems and associated lobes were built in a time span of ~10 ka and with an average time between successive avulsions of 1250 years. The life span of lobes in the Amazon system is around 600 years which is very short compared to the life span of the fan as a whole. The observed wide range in channel lengths and lobe sizes suggests that each system had a variable time duration and/or sediment supply rate. The variability of the channel lengths could be controlled by internal and/or external forcings linked to processes occurring at different stages in the system in the Amazon drainage basin, on the Amazon shelf, at the canyon head or at the channels bifurcation point. Numerous channel-levee systems and lobes are concentrated in a relatively narrow area. Locally, the pre-existing morphology of the distal depositional area influences the shape and the location of lobes, providing an argument for strong topographical control where local gradient and degree of topographic confinement are key control parameters.

© 2008 Elsevier B.V. All rights reserved.

### 1. Introduction

In giant deep-sea fans, the channel-mouth lobes are typically located a several hundred kilometers off the coast. The architecture of these channel-mouth lobes is still poorly understood due to their distal position at very significant water depths (around 4800–5000 m) and to their minor thickness, at the limit of the resolution of classical geophysical tools. More analysis of the controls on their development is required for a better understanding of deep-sea fans deposits. In

addition, channel-mouth lobes are sand-prone bodies and can possess an important hydrocarbon reservoir potential and a clear understanding of their geometry, 3D architecture and facies is imperative for effective exploration and production.

The Amazon Fan, one of the largest deep-sea fans in the world, extends off the northern Brazilian margin between 3° N and 9° N in the Equatorial Atlantic Ocean. Previous work on the Amazon Fan (Damuth and Kumar, 1975; Damuth, 1977; Damuth et al., 1983, 1988; Manley and Flood, 1988; Flood et al., 1991; Pirmez, 1994; Flood and Piper, 1997) mostly concerned the upper and middle parts of this system. During Leg 155 of the Ocean Drilling Program (ODP), 17 sites were drilled on the Amazon Fan (Flood et al., 1995). It is the only modern fan with such good lithology and lithofacies control, furnishing essential data for the understanding of the deep-sea fan sedimentation patterns. In the past, limited data has been collected on the distal part of the system, beyond about 4100 m water depth.

\* Corresponding author. IFREMER, Géosciences Marines, Laboratoire Environnements Sédimentaires, BP 70, 29280 Plouzané, France. Tel.: +33 229008565; fax: +33 298224570.

E-mail address: [Isabelle.Jegou@ifremer.fr](mailto:Isabelle.Jegou@ifremer.fr) (I. Jegou).

Previous work (Damuth and Kumar, 1975; Damuth et al., 1983) showed channels that extend farther northward, but were only identified on sparse isolated seismic profiles. Two recent cruises conducted by IFREMER in 2003 and 2004 (DAMAZ and LOBESTORY) provide the first systematic mapping and sampling of the termination of the recent Amazon Fan channel-levee systems. This first detailed exploration of the Amazon channel-mouth lobe complex, therefore provides the “missing piece” to one of the best studied deep-sea fans and a better understanding of channel-mouth lobe environments in general.

The objectives of this paper are to investigate the channel-mouth lobe complex of the recent Amazon Fan in order to: (1) characterise the morphology and acoustic facies of the distal Amazon channel termination area, and (2) propose a model for the stratigraphic construction of the Amazon channel-mouth lobe systems for the period after the Last Glacial Maximum, between ~20 cal ka BP and ~10 cal ka BP (10.1 cal ka BP) (Showers and Bevis, 1988; Piper et al., 1997b). This study points out new insights for the understanding of the architecture of channel-mouth lobe systems and raises questions concerning the processes that control the shape and location of channel-mouth lobe systems, the timing of construction and the relationship between changes in relative sea-level and sediment supply.

In this study, the channel-mouth lobe system corresponds to the lobe (s) associated with one channel-levee system, for example the Brown channel-mouth lobe system. The eight channel-mouth lobe systems (from Brown to Amazon) are grouped into a larger depositional unit termed the channel-mouth lobe complex of the recent Amazon Fan.

## 2. Previous exploration of channel-mouth lobe systems

Since the 1990s, the farthest reaches of several modern fans have been surveyed and studied and have provided the first data to aid the understanding of the channel-mouth lobe environments (e.g. Twitchell et al., 1991, 1992; Hübscher et al., 1997).

In small and middle size turbidite systems, a few channel-mouth lobe systems have been described and interpreted (Kenyon and Millington, 1995; Piper et al., 1999; Droz et al., 1999; Zaragossi et al., 2000; Kenyon et al., 2002; Klaucke et al., 2004; Fildani and Normark, 2004; Gervais et al., 2006a,b; Bonnel, 2005). In small sand dominated or mixed turbidite systems, the lobe areas may represent one third to half of the whole fan area. They are located at a distance between a few tens of kilometers up to 100–300 km off the coast.

In giant fan systems, such as the Mississippi or the Zaire fans, channel-mouth lobe complexes are smaller as a proportion compared to the entire fan area. They are farther from the coast, at deeper water depths, and occur on relatively low gradients compared to small sand dominated fans. These characteristics induce difficulties to explore them. Historically, the first images of channel-mouth lobes in giant deep-sea fans came from the Mississippi Fan (GLORIA and SeaMarc data) and pointed out the complexity of the distal depositional area (Twitchell et al., 1991, 1992) with several (8) depositional lobes attached to the recent channel, each one being made of 5–40 km long features of high backscatter fed by <5 m deep channels.

A channel-mouth lobe system made of 5 lobes is also known in the Zaire Fan at 760 km from the Angola–Congo coast, at the extremity of a still active highly meandering channel (Savoie et al., 2000). The channel-mouth lobe system is 100 km long and 40 km wide, covers an area of around 300 km<sup>2</sup> and is organised in southward migrating and prograding lobate units (Savoie et al., 2000; Bonnel, 2005).

Channel-mouth lobes are the ultimate place where sediment-laden gravity currents deposit, after flowing for several hundreds of kilometres through a channel. In terms of sedimentary processes, the channel-mouth lobe system corresponds to the transition between confined to less confined environments, where strong disturbances in the behaviour of gravity flows are probably induced. Erosional features like scours and distributary channels are widely identified in channel-lobe transition zones (e.g. Kenyon et al., 1995; Wynn et al.,

2002; Fildani and Normark, 2004; Klaucke et al., 2004) and large blocks are known to occur (e.g. Klaucke et al., 2004).

In giant mud-rich turbidite systems, very long meandering channels have the ability to separate efficiently the low proportion of sand in the source flow mix from largely dominant clayey and silty particles. During sediment transport, silty-clayey particles are deposited by overflow on the channel levees predominantly formed by fine-grained turbidite sequences, while coarser sandy particles are transported inside the channel until the distal part of the system (Pirmez and Imran, 2003). Consequently, the flows are increasingly sand-rich along the channel axis and concentrate into the channel-mouth lobe systems as observed in the Zaire channel-mouth lobe system for example (Babonneau, 2002; Bonnel, 2005).

The understanding of channel-mouth lobe environments has improved progressively due to technical progress and to the multiplication of case studies focused on the termination of fans. Nevertheless, the channel-mouth lobes area of turbidite systems is complex and numerous questions remain unexplained. This is particularly true for the previously not investigated Amazon Fan channel-mouth lobe complex. Some of the main questions concern information about the internal architecture, the processes and timing of deposition or the controls on channel-mouth lobe systems construction.

## 3. Geological setting of the Amazon Fan

### 3.1. General Amazon Fan characteristics and morphology

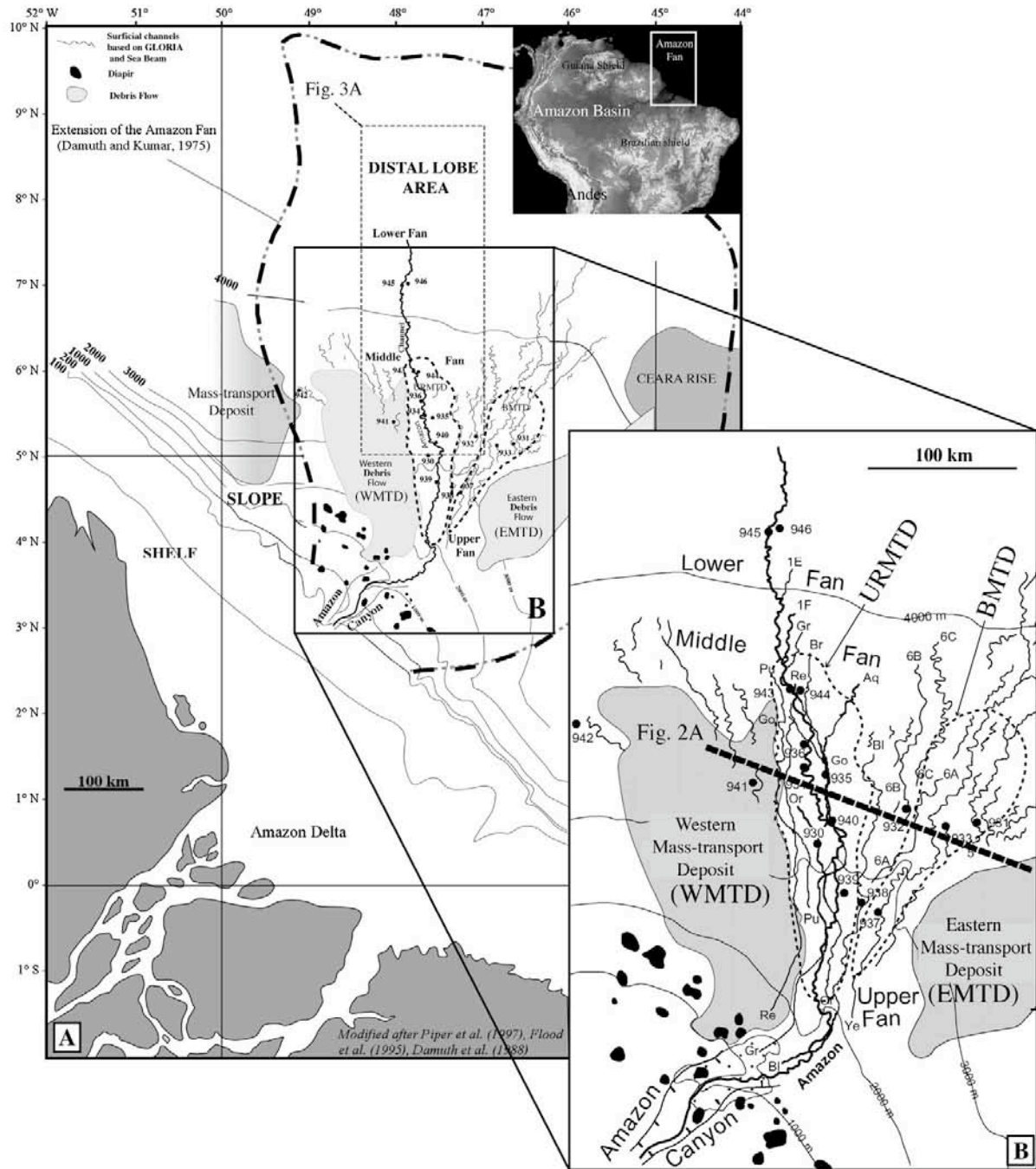
The Amazon Fan, located in the Western Equatorial Atlantic is one of the largest river-fed submarine fan systems in the world (Fig. 1). The Amazon River is 6770 km long and with its numerous tributaries drains a watershed of 7,050,000 km<sup>2</sup> (Franzini and Potter, 1983) including the Andes and the Guiana and Brazilian Precambrian Shields. It is the world's largest river basin with a present annual sediment discharge at the Amazon River mouth just under one gigaton per year (Milliman and Meade, 1983).

The Amazon turbidite system extends northward to a distance of 1100 km from the Amazon canyon head located at the shelf break off northeast Brazil. The fan area is about 330,000 km<sup>2</sup> (Damuth and Flood, 1985) and reaches 4800 m water depth. The Amazon Fan has a meandering distributary channel network at the surface and the sub-surface that has been mapped with GLORIA side-scan sonar and high-resolution seismic data (Damuth et al., 1983, 1988; Manley and Flood, 1988; Flood et al., 1991). SeaBeam swath bathymetry was collected only along part of the most recent Amazon channel in the central area of the fan.

The fan is composed of a distributary network of thick overlapping channel-levee systems (~100–200 m thick) that were formed by periodic channel avulsions (Fig. 2B). Previous studies have assigned color names and numbers to all the seismically recognized channel-levee systems (Damuth et al., 1983; Manley and Flood, 1988). The upper 500–800 m of the Amazon Fan consists of channel-levee systems that are grouped into four larger units termed “levee complexes”: the upper, middle, lower and bottom levee complexes (Fig. 2A) (Damuth et al., 1988; Manley and Flood, 1988). Key sedimentary components of the Amazon Fan complexes are: (1) a thin Holocene ooze (≤5 m thick on sites 945 and 946) that caps the entire fan and includes an iron-rich crust at its base, (2) glacial-aged channel-levee deposits, (3) mass-transport deposits (MTDs) and (4) relatively thin calcium carbonate rich interglacial deposits (≤10 m thick) (Flood et al., 1995; Flood and Piper, 1997; Maslin and Mikkelsen, 1997; Normark et al., 1997; Piper et al., 1997a,b).

### 3.2. On/off functioning of the Amazon Fan

One of the major characteristics of the Amazon Fan is its “on-off” depositional regime, which explains why the fan is so structured



**Fig. 1.** (A) Map of the Amazon Fan situated off the northeastern coast of Brazil (inset map) showing (B) the meandering channels on the fan surface imaged by long-range side-scan sonar (GLORIA) and multibeam bathymetry, and the distribution of the Mass-Transport Deposits: Superficial (WMTD, EMTD: Western and Eastern Superficial Mass-Transport Deposits respectively) and buried Mass-Transport Deposits (URMTD: Unit R Mass-Transport Deposits, BMTD: Buried Mass-Transport Deposits). Note the location of the ODP Leg 155 sites. Modified from Damuth and Kumar (1975), Damuth et al. (1988), Manley and Flood (1988), Flood et al. (1995) and Piper et al. (1997a,b).

(Mikkelsen and Maslin, 1997). There were two recurrent distinct phases of sediment supply to the Amazon Fan during the Quaternary period (Milliman et al., 1975). During Holocene and interglacial high sea-level periods, most of the terrigenous sediments transported by

the Amazon River were deposited near the river mouth and on the inner continental shelf (Gibbs, 1967; Milliman et al., 1975). During these interglacial high sea-level periods, the Amazon Fan was inactive, and only hemipelagic open-ocean sedimentation took place on the fan

(Damuth, 1977; Damuth et al., 1988; Flood et al., 1995; Flood and Piper, 1997). Sedimentation rates are approximately 0.05–0.1 m/ka during the interglacial periods (Mikkelsen and Maslin, 1997). In contrast, during glacial periods with low sea-level, most of the Amazon River sediments bypassed the continental shelf. They were channeled directly into the Amazon canyon head and fed the deep-sea fan, forming extensive glacial-stage deposits in the fan area. Glacial sedimentation rates range from 1 m/ka to more than 50 m/ka, about 10–50 times higher (Mikkelsen and Maslin, 1997).

At present due to high sea-level, the Amazon Fan is inactive. Sediments are trapped on the continental shelf and build a large subaqueous delta (Nittrouer et al., 1983, 1986). The North Brazil Coastal Current (NBCC), i.e. the littoral drift, exports fine-grained sediments to the French Guiana shelf and upper slope. The end of the turbidite activity on the Amazon Fan has been dated at 10,1 cal ka BP (Showers and Bevis, 1988; Piper et al., 1997b).

### 3.3. Stratigraphic framework of the channel-levee systems of the Upper Levee Complex (ULC)

Previous detailed mapping of the Upper Levee Complex (ULC) based on GLORIA and multibeam bathymetry has shown a complex pattern of submarine channels from the lower end of the submarine canyon to 4300 m water depth (Damuth et al., 1983). The relative channel stratigraphy for the Upper Levee Complex (Fig. 2B–C) is derived from seismic mapping by Damuth et al. (1983), Manley and Flood (1988), Pirmez (1994) and Pirmez and Flood (1995). The ULC includes fifteen channel-levee systems that were formed during oxygen isotope stages 2–4 and the beginning of stage 1 (Fig. 2C). Periodic avulsions ordered the ULC stratigraphy.

In this paper, we focus on the depositional history of the eight most recent channel-levee systems (Brown, 1F, 1E, 1D, 1C, 1B, 1A and Amazon in stratigraphic order), because these systems extend onto the surveyed Amazon lower fan area. The deposition of these channels corresponds to the Late Quaternary turbidite activity in the period from the Last Glacial Maximum to the following rise of sea-level, i.e. ~20 ka cal BP to ~10 ka cal BP (Showers and Bevis, 1988; Piper et al., 1997b).

## 4. Data and method

In previous papers, the Amazon channels paths were mapped down to 7°25' N and their point of termination was unknown. The new dataset extends the previous mapping 200 km farther northward and provides the first images of the Amazon Fan channel-mouth lobe complex.

The high-quality data available on the distal part of the Amazon Fan include multibeam bathymetric data, side-scan sonar data and 3.5 kHz sub-bottom profiles acquired during DAMAZ (2003) and LOBESTORY (2004) cruises conducted by IFREMER on board the *R/V L'Atalante*. High-resolution multichannel seismic data and piston cores were also acquired during LOBESTORY (2004) but these are not discussed here. During these cruises, ship navigation was based on GPS positioning system.

The bathymetric map and acoustic imagery of the channel-mouth lobe complex were acquired using the EM12 Dual multibeam swath mapping system with an angular opening reduced to 114° in order to increase the signal to noise ratio and the spatial resolution. The average frequency of the EM12D is 13 kHz. Due to the great water depths combined with low relief and the small size of the studied sedimentary objects, we reach the limit of the geophysical tools available to us. After accurate processing of the bathymetric data, a significant noise component still existed, which made it hard to detect small bathymetric variations on the flat and deep (4500 m) seabed, such as the Amazon channel-mouth lobe complex. In order to reduce noise discrepancies on EM12D receivers and to enhance our bathymetric data resolution, statistical linear affinity corrections and geostatistical filtering have been performed. The resulting resolution

is 0.25% of the water depth (10 m at 4000 m water depth), far better than the standard resolution of the tool (1% water depth, 40 m at 4000 m water depth).

The interpretation of 3.5 kHz sub-bottom profiles in distal depositional environments is difficult due to the low penetration of the signal in sand-rich environments. Depending on the nature of the sediments, the penetration varies between 80–100 m on muddy seafloor (levees) and 10–30 m on sandy deposits (lobes) with a vertical resolution of ~1 m. Therefore, the combined analysis of 3.5 kHz sub-bottom profiles with bathymetry and backscatter imagery is key to understand the subtle facies variations in the seismic profiles. The first step was to identify on our data set the channel-levee systems and their terminations and to relate them to previous work of Damuth et al. (1983), Manley and Flood (1988) and Pirmez (1994). Then, based on side-scan sonar data and 3.5 kHz sub-bottom profiles, we identified the limits of lobes and determined the genetic relationships between identified lobes and channels. Due to a compact and intermingled network of channels and lobes, it was essential to clarify the stratigraphic framework and to define the stratigraphic relationships between the numerous channel-levee systems and the associated lobes in order to propose a morpho-sedimentary and stratigraphic map (Fig. 3).

## 5. Results

### 5.1. Morphological description of the Amazon channel-mouth lobe complex

#### 5.1.1. Characteristics of the Amazon distal depositional area

LOBESTORY and DAMAZ data led to the discovery of a complex lobe area at the termination of the ULC channel-levee systems, i.e. at 680 km from the Brazilian coast. The channel-mouth lobe area is 230 km long, 110 km wide and covers about 25,000 km<sup>2</sup> in water depths between 4100 and 4700 m.

The area is very flat and shows subtle morphological variations except for local volcanic seamounts (Fig. 4A). The seamounts can form either isolated and circular relief, 2–10 km in diameter, with elevation varying from 90 m to 700 m above the surrounding seafloor, or elongated relief, 7 to 20 km long, 2 to 6 km wide and 260 to 850 m high. The distal area gradient measured on regional dip section along 25 km long segments presents values comprised between 0.11° and 0.18° and an average gradient of 0.13° (Fig. 4B).

#### 5.1.2. Evidence of a distal network of sinuous channels

The distal depositional area is characterised by a network of numerous sinuous channels feeding channel-mouth lobe systems (Fig. 4A, Table 1). The channels are more or less visible and show different sizes (Fig. 3A). Based on the channel stratigraphy established by Pirmez (1994) and Pirmez and Flood (1995), Brown, 1F, 1E, 1D, 1C, 1B, 1A and Amazon channels, from the oldest to the youngest, have been identified and extended northward until their termination. The channel located on the western part of the study area is an ancient channel that cannot be clearly identified using the previous work nomenclature. Its still prominent relief suggests that this channel extends farther northward.

The recent channels are highly meandering even in the lower fan area, more than 800 km from the Amazon canyon head. The sinuosity of the channel-levee systems measured from the avulsion points to the lobe entries ranges from 1.2 to 2.0 (Table 1) and is quite constant from the middle fan to the lower fan, unlike the Zaire channel where the sinuosity clearly decreases downfan (Babonneau, 2002). The channels are meandering along their entire course but a few segments are more rectilinear, like a segment of 1E channel or the Amazon channel at the entry of the lobe (Fig. 5).

The Amazon channel, the most recently active channel, presents 2 important characteristics: (1) around 8° N, it enters and occupies the old 1E channel, and (2) it shows locally a 20 km long segment of subdued morphology that suggests it is partially infilled (Figs. 4A and 5).

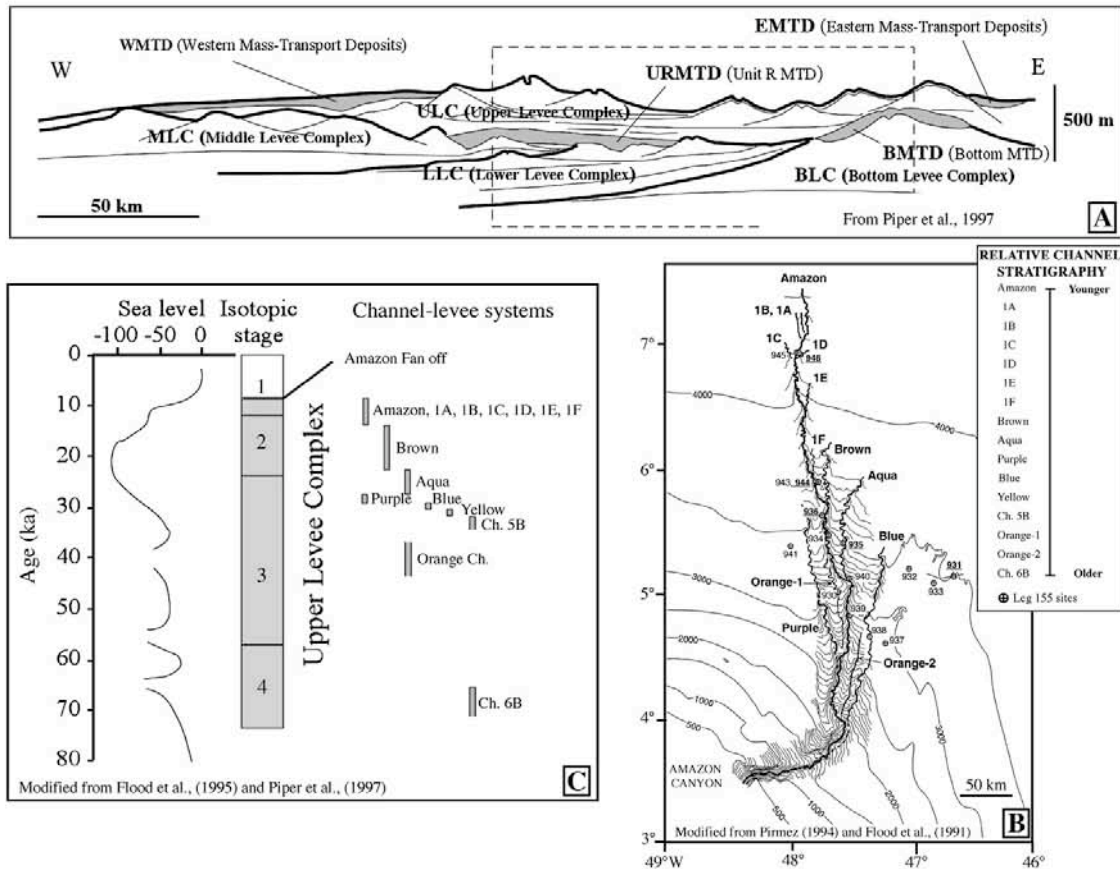


Fig. 2. Stratigraphic framework of the Upper Levee Complex of the Amazon Fan: (A) Schematic cross-section of the Amazon Fan showing the four major Levee Complexes (ULC, MLC, LLC, BLC: Upper, Middle, Lower and Basal Levee Complexes respectively), and the superficial and buried Mass-Transport Deposits (Piper et al., 1997a,b). (B) Bathymetric map of the Amazon Fan (SeaBeam data) showing the channel-levee systems linked to the Upper Levee Complex (the fifteen systems are not represented), their relative stratigraphy and the location of the ODP Leg 155 sites. Modified from Flood et al. (1991) and Pirmez (1994). (C) Sea level curve (Flood et al., 1995) showing Marine Isotopic Stages and the chronostratigraphic framework of the ULC channel-levee systems with the timing of the channel-levee systems succession. Modified from Flood et al. (1995) and Piper et al. (1997a,b).

The Amazon channel relief (i.e. the height from the channel floor to the levee crest) and width (i.e. the distance between the levee crests) decrease abruptly downstream. The reliefs evolve from 40 m on the middle fan to 20 m at the entry of the lobe area (Fig. 3B). A few kilometers upstream from the channel-mouth lobe systems, the channel dimensions measured on the Brown, 1F, 1E, 1D and 1C systems range from 7 to 30 m high and from 200 to 800 m wide (Fig. 3A).

5.2. Recent depositional pattern of the Amazon channel-mouth lobe complex

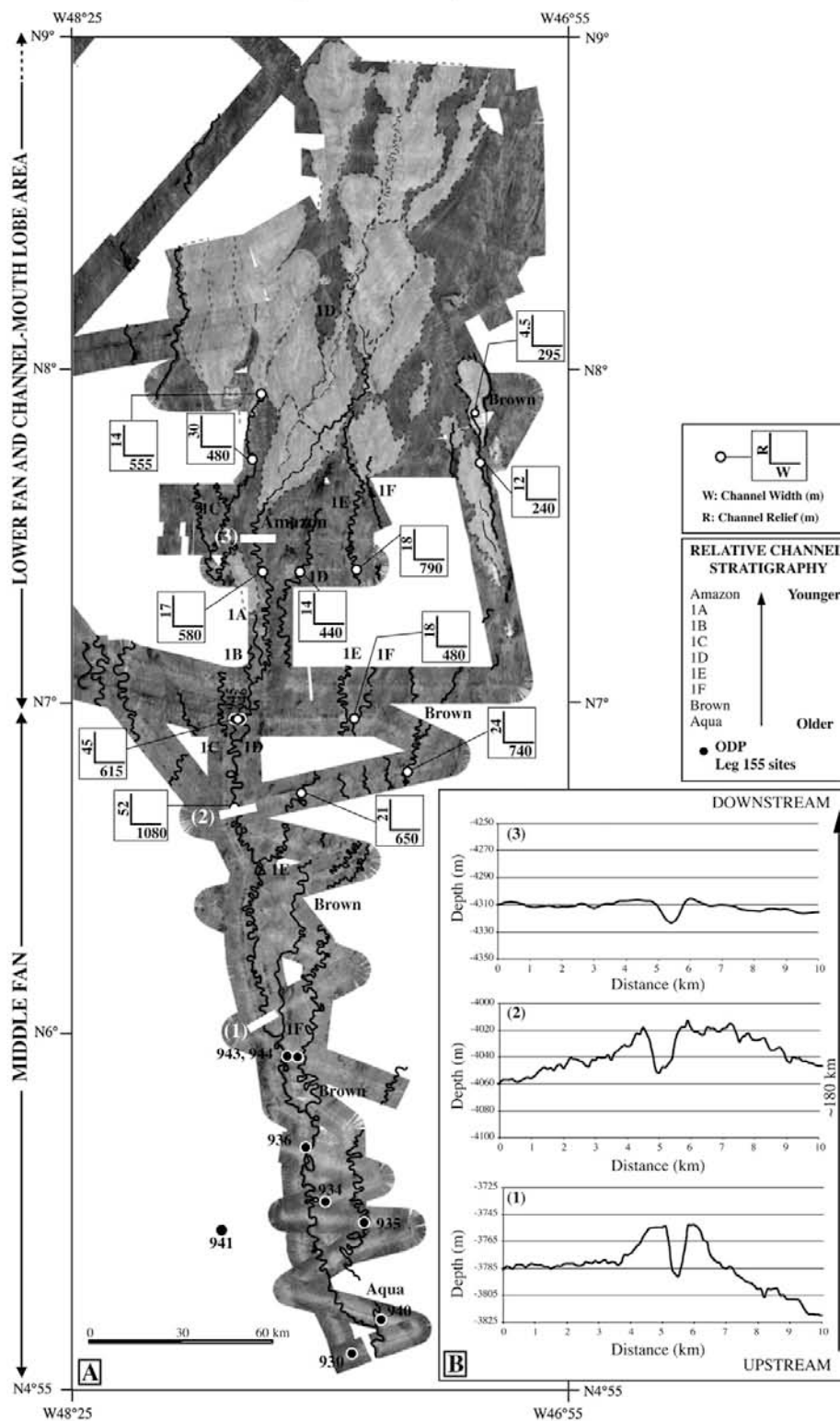
5.2.1. Surface observations from EM12D acoustic imagery

The EM12D backscatter imagery of the Amazon distal depositional area shows numerous and complex variations of backscatter (Fig. 6). The distribution of backscatter facies shows predominantly low backscatter facies areas (light tones) representing lobes at the mouth of the channels, in contrast with less extensive and less prevailing areas of high backscatter (dark tones) that principally image channels.

Each channel-levee system fed one to five channel-mouth lobe systems (Table 1, Fig. 6) where small (3–5 m deep) distributary channels are sometimes visible as observed in A1 lobe (Fig. 7B3). Two types of lobes are distinguished principally based on the planform shape of their backscatter facies: feather-shaped elongated bodies (Fig. 7B1–2) and radial lobes (Fig. 7B3). The appearance of the lobes on EM12D imagery is not uniform (Fig. 6), the main body of the lobes is characterised by a general low to average backscatter facies (from white to light grey), scattered with higher backscatter fingers (dark grey). The organisation of these fingers varies as a function of the lobe shape. In elongated lobes exemplified by the Brown, 1E, 1C, 1A and A2 lobes, high backscatter fingers appear well organised in branching patterns like the veins of a leaf within the inner part of the lobe (1C lobes, Fig. 7B1–2). In the radial lobes, exemplified by the 1F, 1D, A1 and A3 lobes, the high backscatter fingers are crescent-shaped opened in the downstream direction, and do not have a clear organisation within the lobe (Amazon lobes, Fig. 7B3).

The crescent-shaped fingers of radial lobes may correspond to ephemeral pathways of gravity flows that carve superficial channels or

Fig. 3. (A) EM12D backscatter image of the area surveyed during DAMAZ and LOBESTORY cruises (IFREMER) (middle and lower fans). The channel-levee systems (Aqua, Brown, 1E, 1E, 1D, 1C, 1B, 1A and Amazon) and channel-mouth lobe systems are shown and their local morphological characteristics are indicated (W: channel width and R: channel relief). (B) Bathymetric cross-sections of the Amazon channel-levee system showing downstream morphological changes. For location of the cross-sections, see thick white lines in (A). Note the relative channel stratigraphy of the channel-levee systems from Aqua (older) to Amazon (younger) systems (Flood et al., 1991; Pirmez, 1994).



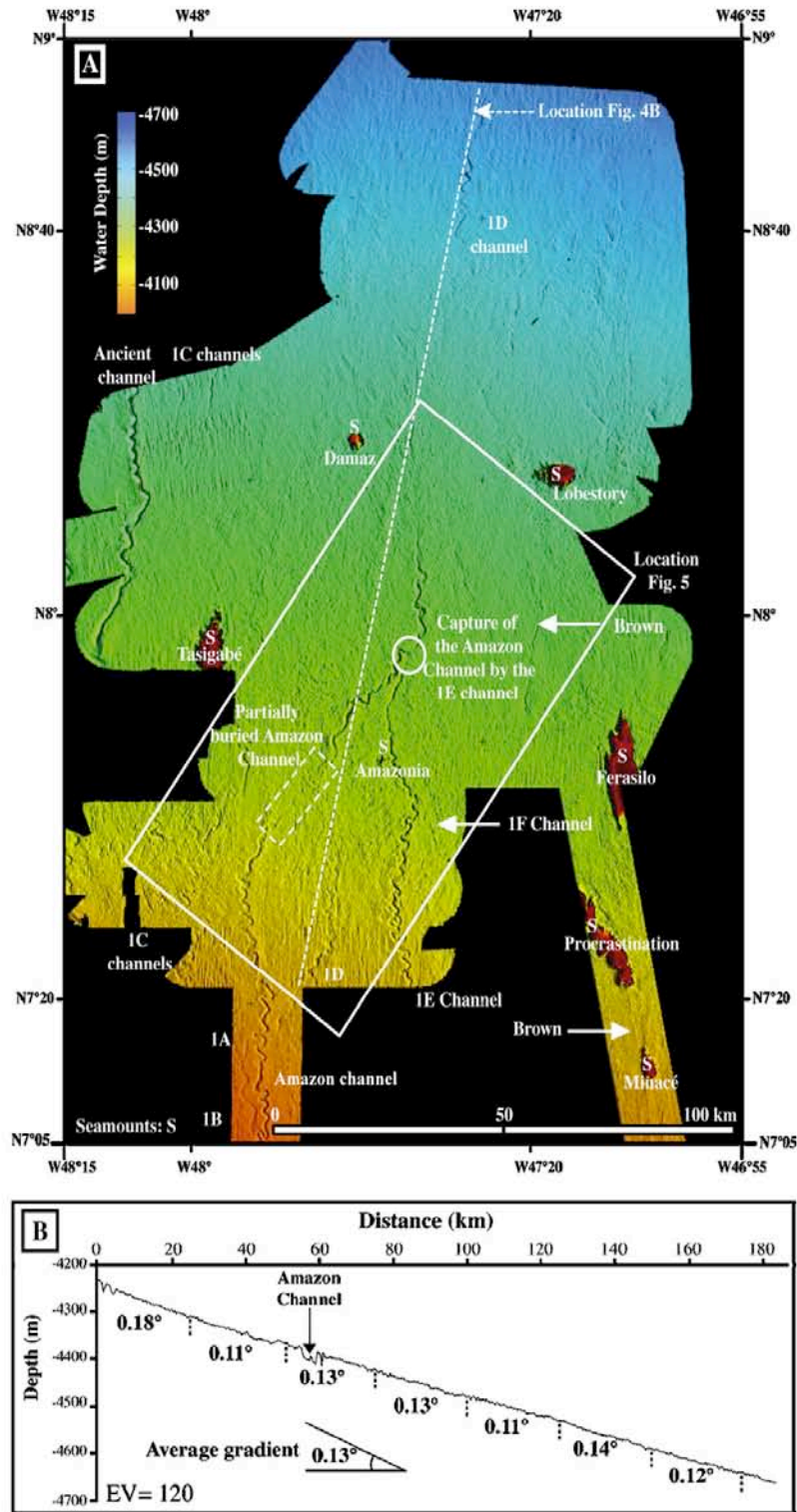


Fig. 4. (A) Shaded bathymetric map of the Amazon channel-mouth lobe complex compiled from EM12D bathymetric data acquired during DAMAZ and LOBESTORY cruises. S: Volcanic seamounts. (B) Regional lower fan depth profile and average gradients along 25 km long segments (location in A).

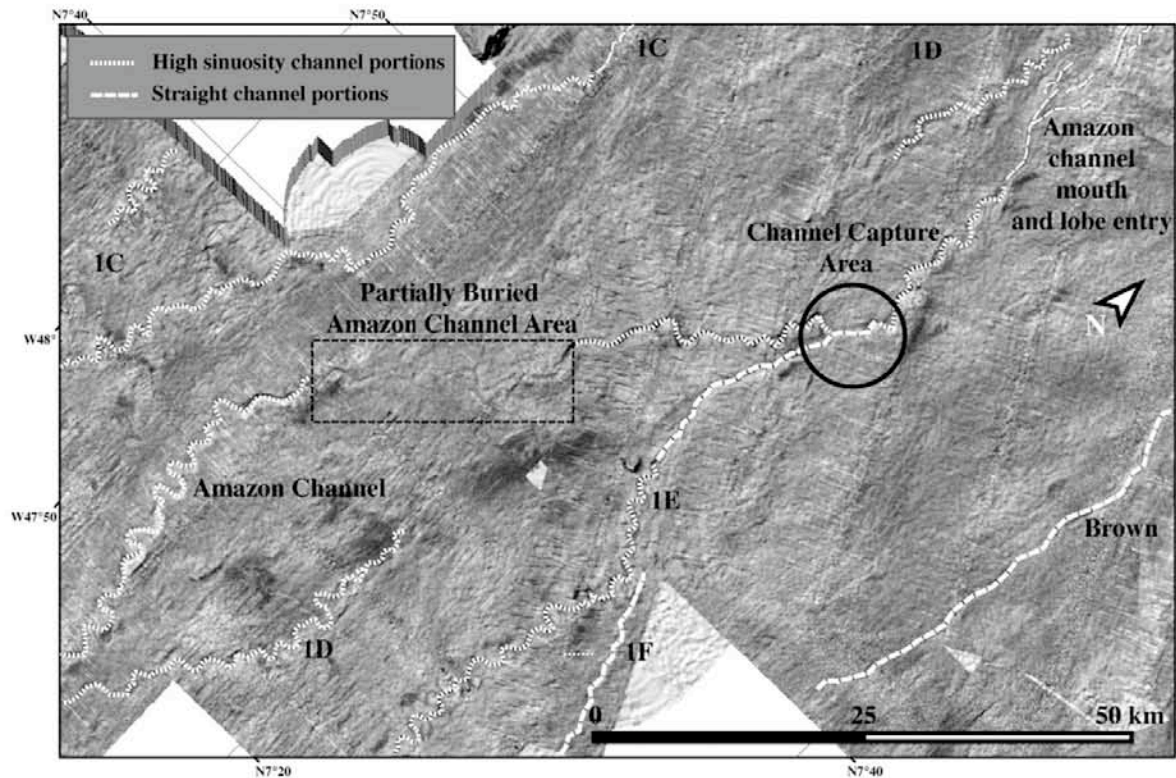
**Table 1**  
Summary of the main morphological parameters characterising the channel-lobe systems

Channel-lobe systems	Thalweg length (km)	Sinuosity	Average rate of channel progradation (km/100 yrs)	Lobe nomenclature in order of decreasing age	Maximum width W (km)	Maximum length L (km)	W/L	Type of lobe 1: elongated 2: radial	Thickness (m)	Area (km <sup>2</sup> )	Volume (km <sup>3</sup> )
Amazon	100	1.6	16.8	A3	22	40	0.55	2	25	440	~11
	210			A2	11	39	0.31	1	12–15	340	~5
	185			A1	17.5	48	0.36	2	18–20	590	~12
1A	30	1.2	2.4	unknown	6.5	21	0.3	1	–	110	–
1B	~45				–	–	–	–	–	–	–
1C	210				2.0	1C1	9	>70	<0.13	1	~10
1D	210	1.5	19.2	1C2	16	>80	<0.2	1	–	655	to ~7.5
	210			1C3	20	>83	0.24	1	–	750	–
	210			1C4	11	41	0.27	1	–	285	–
	240			1Cx	20	60.5	0.33	1	–	680	–
	290			1D Proximal lobes (1D <sub>P</sub> )	18	49	0.37	2	~10–20	515	from ~8
1E	380	1.9	35.2	1D distal lobes (1D <sub>D</sub> )	25	>65	<0.38	2	–	1000	to ~15
	440			1E	11	49	0.22	1	~10	485	~4.8
1F	345	1.5	27.6	–	19	29.5	0.64	2	~10	325	~3.25
Brown	580	1.7	49.6	Br Proximal (Br <sub>P</sub> )	8.5	45	0.18	1	~10	220	~2.2
	620			Br Distal (Br <sub>D</sub> )	12	36	0.33	1	~10	290	~2.9

Sinuosity, thalweg lengths (curvilinear distance) and the average rate of channel progradation are measured between the bifurcation point and the entry of the lobe. For the channel-lobe systems with several lobes, the average rates of progradation are estimated based on the maximum thalweg length measured and an estimated period of 1250 years. Dimensions of the channel-mouth lobes systems: width, length, W/L ratio, thickness (estimated from 3.5 kHz profiles), area (calculated through Amazon Geographical Information System), estimated volume and type of lobe.

to giant scours such as those classically observed at channel-lobe transition zones (e.g. Wynn et al., 2002; Bonnel et al., 2005), while the high backscatter fingers organised like veins of a leaf in the elongated lobes suggest more perennial pathways of gravity flows.

The pre-existing fan deposits have a quite uniform high backscatter signature facies from dark grey to black tones over the whole distal area except at the northeastern part where north–south trending high and low backscatter bands alternate. Generally, lobe limits are well defined



**Fig. 5.** Perspective bathymetric view with superimposed EM12D backscatter image showing the dominantly sinuous character of the channels with minor straight portions, the partially buried Amazon Channel and the channel capture area (vertical exaggeration: 50, view from the SE).



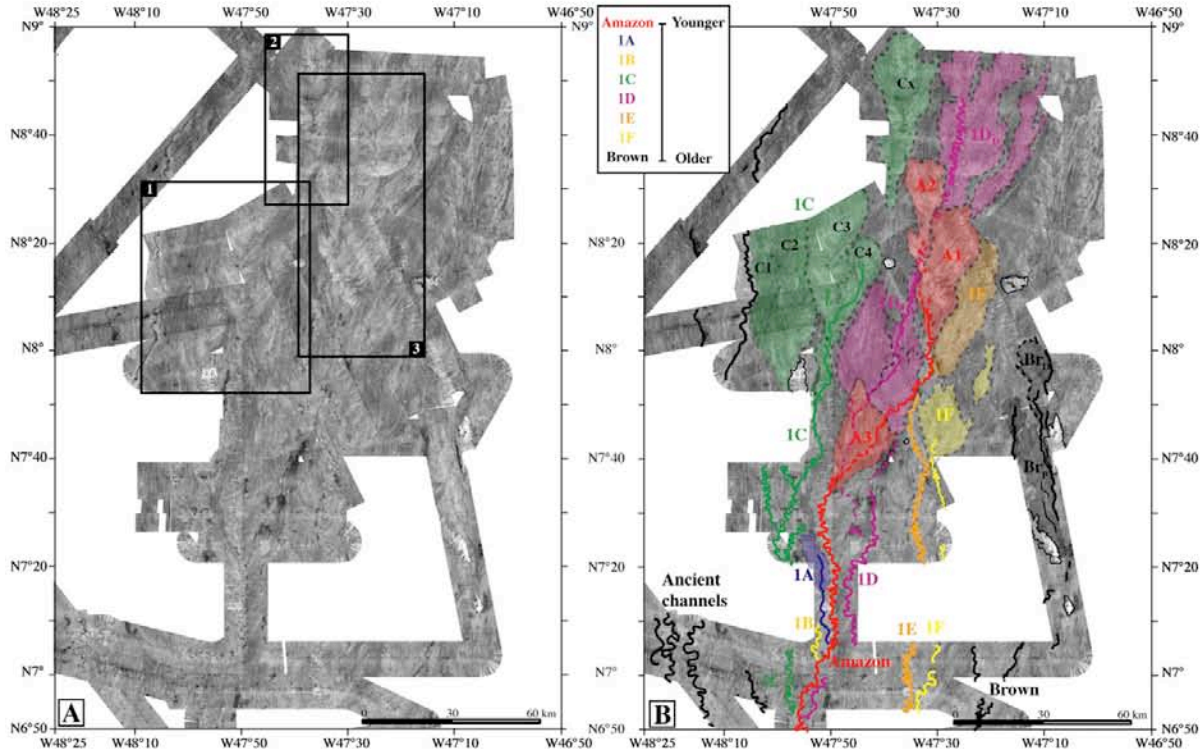


Fig. 6. (A) EM12D acoustic imagery of the Amazon channel-mouth lobe complex characterised by strong variations of backscatter (high backscatter: dark tones; low backscatter: light tones). Boxes show the location of the close-ups presented in the Fig. 7. (B) Interpretation of A showing the successive channel-mouth lobe systems of Brown, 1F, 1E, 1D, 1C, 1B, 1A and Amazon channels.

on the imagery due to contrast with the higher backscatter underlying facies. However, in some areas (between 7°40' N and 8°10' N), low backscatter areas associated with lobes overlie pre-existing low to moderate backscatter areas, making delineation of lobes more difficult.

Most of the channels, including the small feeder channels at the termination of the Amazon channel, are characterised by high backscatter facies, highlighting their meandering courses. Channel 1B, 1A and a segment of the Amazon channel are exceptions and are characterised by low backscatter facies (Fig. 6).

5.2.2. Superficial structure based on 3.5 kHz sub-bottom profiles

The analysis of 3.5 kHz sub-bottom profiler data provides an image of the superficial structure of the distal depositional area. Combined with the interpretation of the acoustic imagery, it provides information on the superficial depositional organisation and dimensions of lobes (length, width, thickness) (Fig. 8).

Seismic penetration varies from 90 ± 10 m to 20 ± 10 m and seismic echo-facies show high lateral variability, indicative of changes in the grain size of sediments. High amplitude reflection and rough echo-facies characterise the Amazon lobe deposits, as in many other fans (e.g. Damuth and Kumar, 1975; Damuth and Flood, 1985; Loncke et al., 2002; Bonnel et al., 2005; Gillet et al., 2006). The penetration in the lobe deposits does not exceed 10–30 m, masking echo-facies and geometries of underlying deposits. As a consequence, the basal limit of lobes is not easily determined. When observed, the basal surface of the lobe has a slope gradient of ~0.06° whereas its top is ~0.11° (Fig. 8, A1 lobe). At the apex of the A1 lobe, the Amazon channel subdivides into several small branches less than 10 m deep. Superficial feeder channels (as low as 3–5 m deep) are recognized at the surface of several lobes, and marked by small isolated hyperbola.

3.5 kHz sub-bottom profiler data demonstrate that the internal architecture of Amazon channel-mouth lobes is complex (Fig. 8). A longitudinal cross-section along the A1 Amazon lobe shows several wedges that subdivide the lobe into four subunits (the basal, lower, middle and upper subunits) organised in a backstepping pattern. This backstepping pattern is also observed in the A3 lobe. The lack of supplementary longitudinal cross-sections prevents any generalization of this pattern to older lobes. Droz (unpublished data) observed similar organisation in the Rhône channel-mouth lobes area.

5.2.3. Lobe size and thalweg length

The downstream lengths of the lobes vary from a minimum of 21 km (1A lobe) up to more than 83 km (1C3 lobe). Widths vary from 6 to 25 km (Fig. 7A, Table 1). The elongated lobes (type 1 in Table 1) show width to length ratio < 0.33 while radial lobes (type 2 in Table 1) have W/L ratio > 0.35. The thickness measured on 3.5 kHz sub-bottom profiles, the area measured on the Amazon GIS and the estimated volume of the different lobes are reported in Table 1.

The channels of the eight channel-levee systems have the same thalweg length when measured from the head of the canyon to the lobe entry. In contrast, the thalweg length measured from the genetically-related point of channel avulsion to the lobe entry is very variable (Table 1, Fig. 10). Although this variability does not strictly correlate with the chronological order, a general trend is observed with the oldest lobes occurring at greater distances from the avulsion points.

5.3. Stratigraphic relations and depositional history

Previous results from ODP Leg 155 demonstrated that the Last Glacial Maximum is represented by the middle part of the Brown

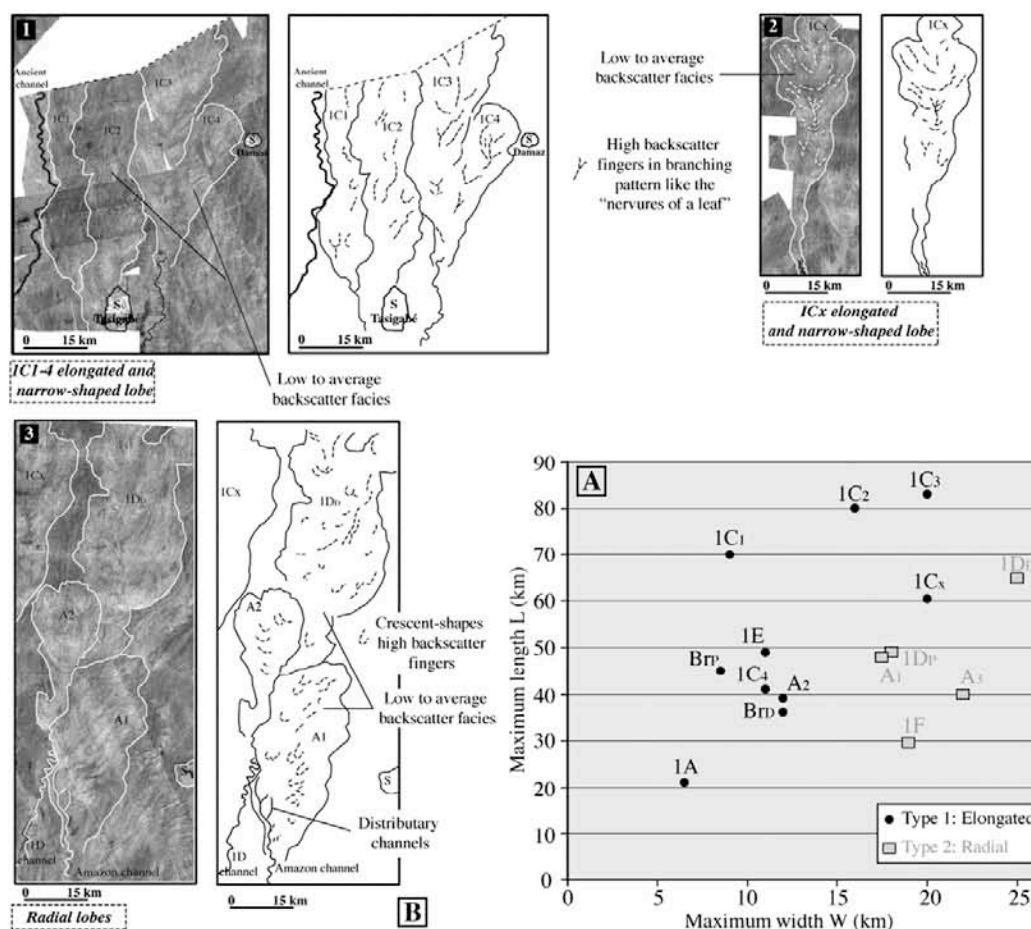


Fig. 7. (A) Graph illustrating the maximum lobe width ( $W$ ) as a function of the maximum lobe length ( $L$ ). Two types of lobes are distinguished: the elongated lobes (type 1) and the radial lobes (type 2). (B) Close-up of the EM12D backscatter image illustrating channel-mouth lobe systems. See locations on Fig. 6. The body of the lobes is characterised by low to average backscatter facies, and higher backscatter fingers are scattered within the lobe. (1–2) The five  $1C_{1-x}$  elongated and narrow lobes show high backscatter fingers forming branching like veins of a leaf in the  $1C$  channel-mouth lobe systems. (3) Details on the  $1D_0$  lobe and the  $A_1$  and  $A_2$  lobes showing high backscatter crescent-shaped fingers without clear organisation within the lobe.

channel-levee system (Piper et al., 1997b). Thus deposits of the last eight channel-levee systems record a complex depositional history between the Last Glacial Maximum and the subsequent rise in glacio-eustatic sea-level until  $\sim 10$  ka BP (Showers and Bevis, 1988; Piper et al., 1997b) when turbidity current activity ceased.

The narrow corridor where the last eight channel-levee systems of the Upper Levee Complex are concentrated is the result of lateral topographic confinement by older channel-levee systems (Aqua, Blue, Orange...) on the eastern side and by unnamed prominent older channels on the western side, probably related to the older Purple channel system (Figs. 1, 2A and 3). The concentration of the channel-mouth lobe systems on a relatively narrow area (230 km long and only 110 km wide) results in a complex stratigraphic framework of this distal depositional area. However, the new data permit the identification of the lobe(s) associated with each channel (Fig. 3A), the determination of the stratigraphic relations between the different channels and channel-mouth lobe systems and the development of a stratigraphic model (Fig. 6). Our results confirm the proposed relative chronology of channels by Pirmez (1994).

The channel-mouth lobe systems associated with the Brown, 1F and 1E systems evaluate in a relatively unconfined setting in the

eastern part of the surveyed area, except for the seamounts that locally confined the location of Brown lobes. 1D system termination is more complex with four lobes separated in two groups: one proximal and the second deposited farther off. The relative chronology between the two groups of lobes cannot be determined. Five lobes ( $1C_1$ – $1C_2$ – $1C_3$ – $1C_4$ – $1C_x$  in stratigraphic order) are linked to  $1C$  channel (Fig. 6). The deposition of these five lobes shows an eastward migration with juxtapositions and/or overlaps. Although we cannot firmly demonstrate it, we assume that the fifth ( $1C_x$ ) lobe is the youngest because it is the most eastern of the  $1C$  lobes. Channel-levee systems 1B and 1A are atypical in that they are very short. 1A terminates closer to the avulsion node with the smallest lobe of the area and 1B lobe is unknown but is probably close to the avulsion point and very small too.

The Amazon channel and its three lobes ( $A_1$ ,  $A_2$  and  $A_3$ ) built on older channels and lobes, mainly the 1D channel and lobes. Initially the system was confined by the eastern levee of the 1D channel (Fig. 9) and deposited  $A_1$ . Then, the system avoided  $A_1$  and deposited  $A_2$ , 30 km northwards. Finally, it retrograded by about 60 km with the deposition of the third lobe ( $A_3$ ), which partly infilled the Amazon Channel. The  $A_3$  Amazon lobe deposits are the youngest channel-mouth lobe

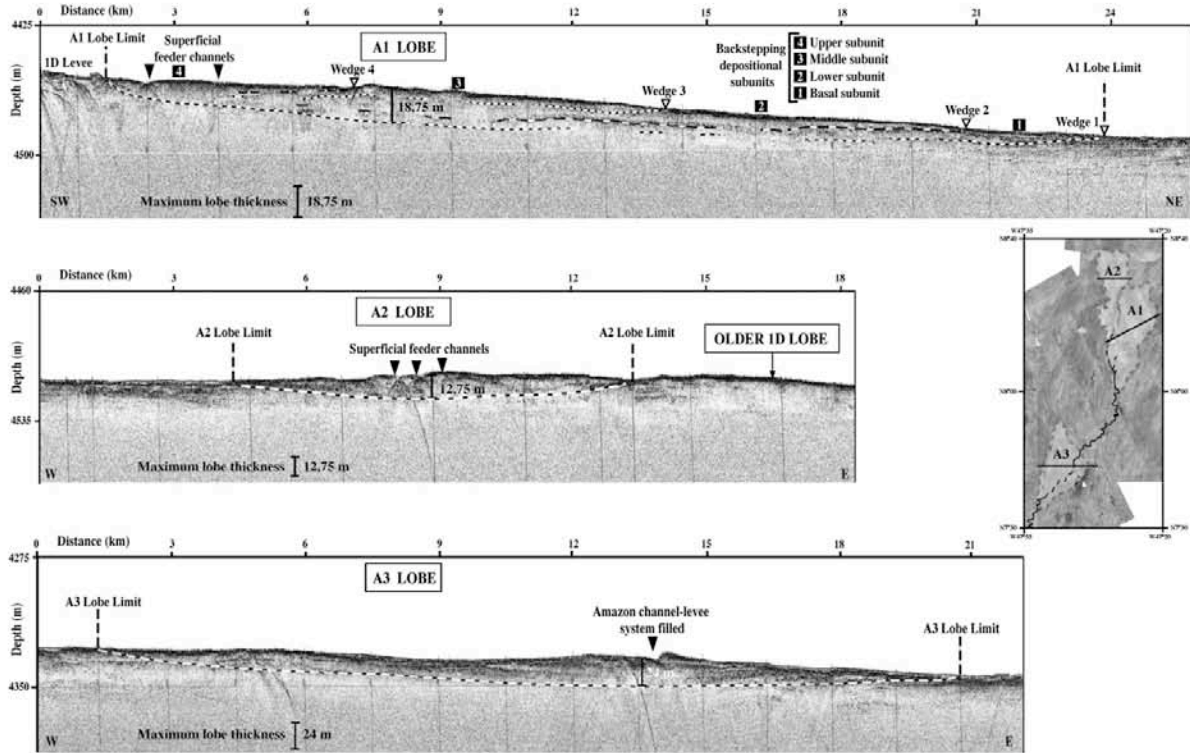


Fig. 8. Selected parts of 3.5 kHz sub-bottom profiles across A1, A2 and A3 lobes showing high amplitude and low penetrative echo-facies. Dashed lines indicate the supposed basal limit of lobes. The estimated maximum thickness of the lobes is comprised between 12 m and 25 m. Superficial feeder channels are identified and marked by small isolated hyperbola. Note the longitudinal 3.5 kHz section (upper section) illustrating the internal architecture of A1 channel-mouth lobe with backstepping depositional subunits.

deposits, as shown by the partial infilling of the Amazon channel. This retrogradational phase marks the last mappable depositional event at the distal Amazon system.

## 6. Discussion

Our results demonstrate the intricate Amazon channel-mouth lobe complex geometry and indicate a strong interaction between lobe formation and pre-existing morphology created by deposition of previous channel-levee systems and lobes and seamounts. In the following section, we discuss the timing of lobe construction, the processes that control the position of the channel-mouth lobe systems and the influence of the pre-existing morphology on lobe construction.

### 6.1. Timing and duration of lobe construction

Morphological and stratigraphic interpretations show evidence of a complicated history for the construction of the recent Amazon channel-mouth lobe complex. On the basis of stratigraphic correlations based on ODP Leg 155 data, Piper et al. (1997b) proposed that the middle part of the Brown channel-levee system was deposited during the Last Glacial Maximum. Given this time constrain, the sedimentary record of the last eight channel-levee systems and associated lobes represent a short time period between ~20 cal ka BP and ~10 cal ka BP (Showers and Bevis, 1988; Piper et al., 1997b) corresponding to the last sea-level rise.

From ODP data, Piper et al. (1997b) proposed durations of 5 ka for each channel-levee system of the recent Amazon Fan on the middle fan. However, given an approximate 10 ka time span for the formation of the eight channel-levee systems and associated lobes, the average time

between successive avulsions is 1250 years. Based on this average time between avulsions, the average rate of progradation of the Brown system can be estimated at approximately 50 km per 100 years (see Table 1). The highest estimated progradation rate has been obtained with the Brown channel-levee system, which is also the longest system, but it is not necessarily the system that has lasted the longest duration.

Moreover, if we take into account the total number of lobes (i.e. 17), a simple calculation yields an average lobe life span of about 600 years. Life span of lobes in the Amazon Fan is very short compared to the life span of the fan as a whole (~100 ka for each channel-levee complex from Piper et al., 1997b). This short duration is comparable to the estimation of 1450 years for the duration of a lobe in the recent Zaire lobe complex (Dennielou et al., 2003; Bonnel, 2005). The observed difference between the calculated duration of lobes in the Amazon and Zaire Fans can be explained by the continued turbidity current activity in the Zaire system during the Holocene (Babonneau et al., 2002, Dennielou et al., 2003; Droz et al., 2003). The Zaire lobes that have been dated are Holocene ones. The Zaire distal lobe area, which would be contemporaneous with the Amazon studied area between ~20 cal ka BP and ~10 cal ka BP, is located northward the present Zaire channel-mouth lobe system and remains unsampled. Note that the observed wide range in Amazon channel lengths and lobe sizes suggests that each system possibly have variable time duration and sediment supply rates. Therefore these estimations should be considered with caution.

### 6.2. Controls on channels and lobes construction

The variability in the number of lobes (from one up to five lobes per channel-levee system) and the lengths of channels (from just a few

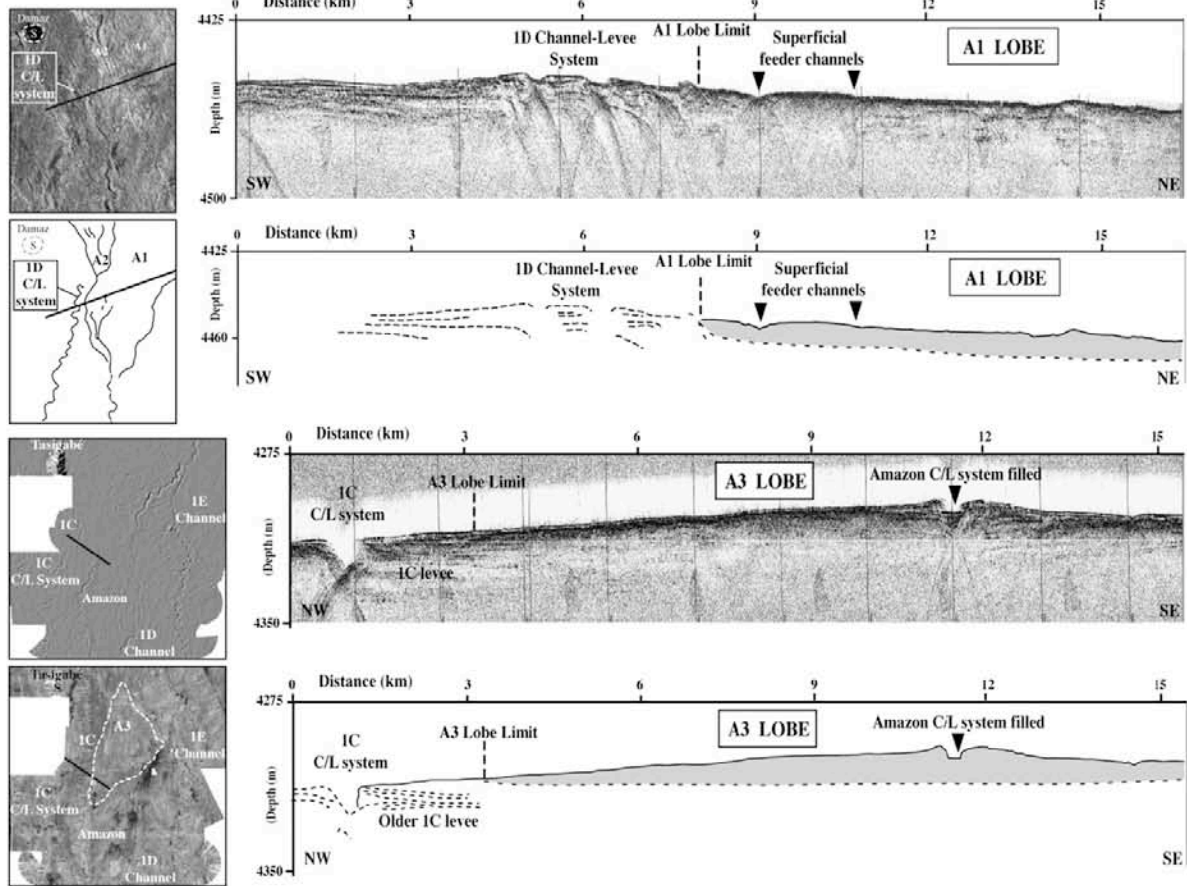


Fig. 9. Selected parts of 3.5 kHz sub-bottom profiles and interpretations illustrating the stratigraphic relationships and the strong interaction between older channel-levee systems and younger lobe deposits. Note that the A1 elongated lobe is confined on its western side by the eastern levee of the ancient 1D channel and the relation between the older 1C channel-levee system and the A3 lobe.

tens of kilometres to a few hundreds of kilometres) (Table 1, Fig. 10) leads to the question of the origin of this variability and the possible link either to the duration of a channel-levee system or to the controlling factors occurring at various loci in the system. We discuss here the possibility that the retreat or advance of lobe deposition could be controlled by internal and/or external forcing mechanisms linked to processes occurring in the Amazon drainage basin, on the Amazon shelf, at the canyon head or at the channel bifurcation points.

Climatic changes impacted the Amazon drainage basin during deglaciation. During the glacial period, palynological studies (Haberle, 1997; Hoorn, 1997; Piperno, 1997; Haberle and Maslin, 1999) demonstrated an expansion in Andean cold-adapted taxa downslope from the Andes and into the lowland basin (Haberle, 1997; Haberle and Maslin, 1999). This implies that the last glacial period was cooler and moderately dryer than at present and subject to more frequent grassland fires (Flood and Piper, 1997; Piperno, 1997). During deglaciation, the climate changed and studies support evidence for a significant Amazon River discharge event at the end of the Younger Dryas (Showers and Bevis, 1988; Maslin et al. and Mikkelsen, 1997; Maslin et al. 2000). During this discharge event, there was an increase in deposition on the Amazon Fan of sediment originating from the Andes, coeval with the first melting of the Andean Ice sheet (Thompson et al., 1995; Arz et al., 1998; Maslin et al., 2000) (Fig. 10). These climatic

events and the induced Amazon River discharge event coincide with the end of the Amazon channel-mouth lobe complex construction. The variation of the sediment discharge at the Amazon outlet during deglaciation might have had a strong influence on the volume and calibre of sediment delivery to the shelf, and therefore the density current flow properties down the canyon and onto the fan.

The channel-mouth lobe complex presented in this study built during a transitional period from the last glacial maximum to the ensuing sea-level rise with major environmental changes occurring during this period (Fig. 10). Global sea-level during deglaciation was marked by steps of increased rise (melt water pulses: mwp-1A, mwp-1B) or slowdown, or even stillstands (Fairbanks, 1989; Miller et al., 2005). The progressive shelf-flooding occurred by rising sea-level at irregular rates across the complex Amazon outer shelf. The shelf-flooding history off the Amazon River (Hübscher et al., 2002) is not as accurately documented as in the Gulf of Mexico (Anderson et al., 2004), the Gulf of Lions (Jouet et al., 2006; Berné et al., 2007) or in the East China Sea (Berné et al., 2002). The amount of sediment reaching the canyon head would be in relation with two different and opposite sedimentary scenarios: (1) a decrease in sediment supply due to a landward shift of the source in response to sea-level rise, as indicated by the migration of the delta from a shelf-edge delta during the maximum lowstand sea-level to an inner shelf-delta, or (2) an increase

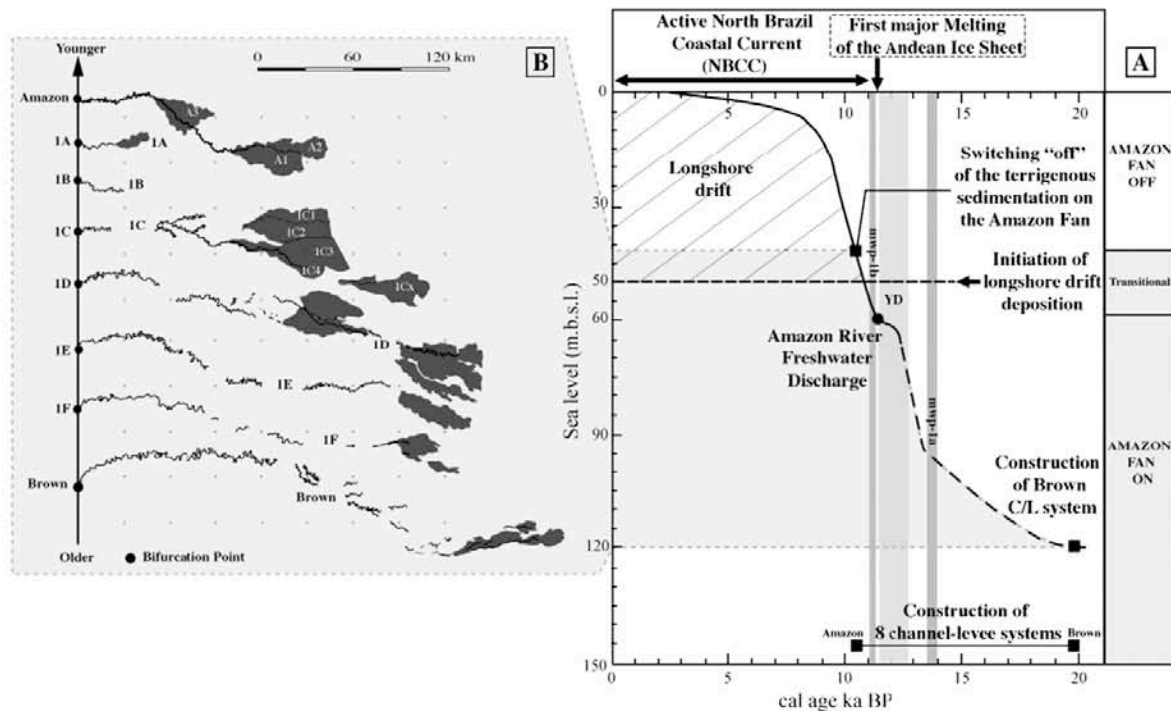


Fig. 10. (A) Evolution of the sea-level and main continental and marine environmental changes during the construction of the last eight channel-levee systems and lobes, from the Last Glacial Maximum and during the ensuing sea-level rise (Showers and Bevis, 1988; Piper et al., 1997b). The main environmental changes that controlled fan deposition are the progressive shelf-flooding, the initiation of the North Brazil Coastal Current (NBCC), the warming of the Andean Ice sheet and the first melting of the Andean Ice sheet (Thompson et al., 1995; Arz et al., 1998; Maslin et al., 2000) that induced the Amazon River discharge event at the end of the Younger Dryas (YD) (Showers and Bevis, 1988; Maslin and Mikkelsen, 1997; Maslin et al., 2000). The meltwater pulses 1A and 1B (mwp-1A and mwp-1B) correspond to rapid sea-level rises. The sea-level curve (in meters below the actual sea-level) is modified from Camoin et al. (2004). (B) Evolution of the channel lengths (from the avulsion points to the lobes entry) from 20 to 10 ka showing a general trend of retrogradation through time. The thalweg and lobes of the 8 channel-mouth lobe systems are ordered chronologically from the oldest to the youngest.

in sediment supply induced by seaward migration of river mouth in response to delta/prodelta progradation on the shelf. This second scenario mainly occurred during slowdowns in sea-level rise or stillstands. As result, in both cases, the distance between the Amazon River mouth and the canyon head controls the transport efficiency toward the deep basin.

On the other hand, cross-shelf transport of Amazon sediment toward the Amazon canyon was progressively disturbed by the initiation of the North Brazil Coastal Current (NBCC) in response to deglacial sea-level rise (Fig. 10). The NBCC is a surface water cross-equatorial current, exporting both salinity and heat to the North Atlantic (Metcalf and Stalcup, 1967; Richardson and Walsh, 1986). The longshore drift and sediment transport along the coast to the north is estimated to have initiated when the sea-level was about 50 m below the present one (Maslin et al., 2006). As suggested by Showers and Bevis (1988), the exact fraction of Amazon River water that was carried to the north in the coastal current or discharged over the Amazon Canyon during this shelf-flooding interval depends upon the paleo-topography of the Pleistocene Amazon shelf and the proportion of the paleo-shelf that was flooded. The amount of sediments that fed the Amazon Fan via the Amazon Canyon might have been irregular and progressively reduced during the last deglaciation. The reduction of sediment input lasted until the full onset of the cross-shelf transport by the mid-Holocene, when the Amazon River sediments have been advected by the NBCC northward on the shelf along the South American coast (Flood and Piper, 1997).

The avulsion of one initial channel to a new active channel is a fundamental process involved in the construction of a submarine fan. Channel avulsion induces the abandonment of the previous site of

lobe deposition and the lateral migration of the depocenter. The trigger mechanisms at the origin of channel avulsion are not well constrained between autocyclic or allocyclic phenomena. Flood and Piper (1997) concluded that avulsion in the Amazon Fan is principally an autocyclic mechanism, related to local sediment flux and levee failure. More recently, Kolla (2007) invoked autocyclic controls for the avulsions in several turbidite systems, whereas Marsset et al. (in press) proposed, for the longitudinal migrations of depocenters and avulsion points in the Zaire Fan, a possible link with climate changes.

In the Amazon case, external forcing such as the relative sea-level or the continental climates and its related impact on the Amazon outflow and thus the sediment supply to the fan have also to be considered as potential triggering mechanisms for the channel avulsions. A higher sediment input in the Amazon channel may be related to a more important sediment load in the Amazon River and may modify the volume and the energy of turbidity currents and favour avulsion processes. The variable distances from the lobe to the corresponding avulsion point lead to the hypothesis that the life span of these portions of channel is variable. This implies that the occurrence of avulsion processes might happen after variable time periods. The successive avulsions (1B, 1A and Amazon) might follow each other in quick successions and induce short channel lengths in comparison with the Brown channel-levee system.

As examined above, several external forcing factors have been identified and may have influenced the construction of the Amazon channel-mouth lobe complex. Most of these factors occurred on the upper parts of the depositional system (e.g. watershed, shelf, canyon head) and a possible time lag has to be considered for the impacts on the deep basin to be felt.

The available sediment supply feeding the Amazon Fan is linked to the distance between the source and the canyon head. It is first dependent upon the climatic conditions on the drainage basin and secondly dependent upon the sea-level variations and its related impact on delta migration and oceanic circulation (NBCC) on the shelf. Sediment flux pulses act like external forcing factors on the sedimentary processes that control the fan construction. A better constrain of the stratigraphic framework is needed to establish a more detailed correlation between the construction of the channel-levee systems, the last sea-level rise and the associated climatic events.

### 6.3. Influence of the pre-existing morphology on lobes construction

The external forcing mechanisms discussed previously have a strong influence on sediment delivery to the shelf and canyon, where sediment failure leads to the generation of turbidity currents that transport sediment to the fan. As such, variations in the frequency and size of failures and ensuing turbidity currents probably exert some control on the length of channels and the dimensions of associated lobe deposits. The other main controlling factor is the strong topographic control on channel-mouth lobe location.

At the scale of the entire Amazon recent distal depositional area, we observe a westward migration of lobe deposition on a distance of 100 km measured between the entries of Brown (Br<sub>10</sub>) and 1C<sub>1</sub> lobes. This migration was driven by accommodation and compensation (*sensu Mutti and Sonnino, 1981*) and this phenomenon has been already observed at the scale of the whole Amazon Fan between the main channel-levee complexes and intercalated mass-transport deposits (Fig. 2A). One interesting observation is that the lobe deposits from all of the eight youngest channel-levee systems appear to occur within a relatively constrained area. For instance, the most distal lobe of the Brown system starts at about the same distance from the canyon and in close proximity to the terminal lobes of its younger relatives. Thus the distance between avulsion point and the onset of lobe deposition is not only related to age or sediment flux, but also to the local gradient and degree of topographic confinement.

The last stages of lobe construction of ULC (Amazon lobes) developed on an area with a pre-existing channel-levee and lobe depositional history (Brown to 1A) (Fig. 6). Therefore, whatever the spatial scale (region- or basin-scale), accommodation has to be considered among the main parameters controlling deposition. Locally, the pre-existing morphology of the distal depositional area influences the shape and the location of lobes. The lobe area is characterised by low gradients around 0.12°–0.18°. However, old channel-levee systems and depositional lobes form relative bathymetric highs, tens of meters to few meters high respectively. These highs introduce obstacles of 10 to 15 m of minimum relief (Fig. 8), that are significant enough to modify the physical characteristics of the gravity current and control the changes in depocenter location. The bathymetric lows between surrounding levees or lobe relief are preferential sites for lobe deposition as shown by the position of the Amazon lobes: A1 lobe is confined on its western side by the older 1D channel-levee system that constrains its location (Fig. 9). After the deposition of A1 lobe, the relative bathymetric low was filled and there was no more available space for trapping sediments. The A1 lobe became a relative high that forced the subsequent gravity flows to divert and deposit the A2 lobe. This process of “lobe avoidance” is also observed on the present Zaire channel-mouth lobe system, which formed by the downstream progradation of recent lobes, each one migrating from the preceding one and infilling low areas (Savoye et al., 2000; Bonnel, 2005).

The shape and the internal structure of one single lobe also provide evidence for a topographical control by the morphology and the size of the relative depression at the distal end of channels. There is a strong lateral confinement of elongated lobes by former channel-levee systems and radial lobes are observed in area where lateral constrains by channel-levee are less evident.

So, even if the depositional area is far into the abyssal plain and in a relatively flat area, the Amazon distal depositional area evidences the major effect of relative confinement on depocenter location. At the distal end of the system, the small amplitude of the reliefs is enough to constrain lobe deposition. The location of avulsion-related deposits (HARPs or avulsion lobes) of older channel-levee systems on the Amazon Fan (Aqua and older systems) studied by Manley and Flood (1988), Flood et al. (1991) and Pirmez and Flood (1995) also shows that lobe formation occurs several tens of kilometers or more from the bifurcation point (Flood et al., 1991), where reduced gradients promote deposition (Pirmez and Flood, 1995).

Such a wide range of distances between points of avulsion and the lobe apex, (minimum of 30 km for the 1A channel and in excess of 500 km for the Brown channel), suggests that flows exiting the parent channel quickly became channelized and entrained more sediment. Furthermore, the channel must have prograded rapidly, until it encountered conditions that favoured accumulation of a lobe, presumably lower gradients and less lateral topographic confinement. We estimate average rates of channel progradation to about 50 km per 100 years, but instantaneous rates must be much higher, given that each channel and associated lobe is represented by a limited number of flow events (likely of the order of tens to hundreds of events from Pirmez and Imran, 2003). The exact mechanism of such apparently rapid channel progradation remains elusive to us, because our seismic records cannot resolve the fine-scale architecture at the bed scale. Nevertheless, experimental studies by Yu et al. (2006) and Cantelli et al. (2006) show that given relatively long duration turbidity currents under the right slope and sediment composition (mud-rich), channels initiate and prograde relatively quickly over previously unchannelized surfaces.

## 7. Conclusions

This new dataset provides the first detailed exploration of the youngest Amazon channel-mouth lobe complex that has been the “missing piece” of one of the best studied modern deep-sea fans. Based on bathymetric, acoustic imagery and 3.5 kHz seismic data, we established the morpho-sedimentary map of the Amazon channel-mouth lobe complex and a scenario of construction for the period starting from the Last Glacial Maximum, between ~20 cal ka and ~10 cal ka BP.

The appearance of the lobes on EM12D imagery is not uniform. The main body of the lobes is characterised by a general low to average backscatter facies (from white to light grey) scattered with higher backscatter fingers (dark grey). Two types of lobes are distinguished based on the shape of their backscatter facies: (1) elongated and narrow lobes with branching patterns like the veins of a leaf and width to length ratio less than 0.33 (e.g. Brown, 1E, 1C, 1A and A2 lobes) and (2) radial lobes with crescent-shaped features opened in the downstream direction, that do not have a clear organisation within the lobe and a W/L ratio over 0.35 (e.g. 1F, 1D, A1 and A3 lobes).

The eight channel-levee systems and associated lobes were built during a time span of ~10 ka and the average time between successive avulsions was 1250 years. High rates of channel-levee system progradation have been estimated around 50 km per 100 years and life span of lobes in the Amazon system is around 600 years, which is very short compared to the life span of the fan as a whole. This short duration of the lobes in the Amazon system is comparable to estimates of 1450 years for the duration of a lobe in the recent Zaire lobe complex. Nevertheless, the observed wide range in channel lengths and lobe sizes suggests that each system possibly has variable time duration and/or sediment supply rates, and the proposed estimations have to be considered with caution.

The interplay of several internal and/or external forcing mechanisms linked to processes operating at different locations in the system, either in the Amazon drainage basin, on the Amazon shelf, at the canyon head or at the channels bifurcation point may have influenced the

construction of the Amazon channel-mouth lobe complex. The shape and the internal structure of one single lobe also support the influence of a topographical control by the morphology and the size of the relative depressions at the distal end of channels. The strong influence of the pre-existing morphology on the shape and the location of lobes has been demonstrated and local gradient and degree of topographic confinement appears to be the main parameters controlling the site and shape of lobe deposition.

**Acknowledgements**

The authors acknowledge IFREMER and Shell for PhD financial support. We thank the Captain and crews of the *R/V L'Atalante*, the technician teams of Genavir for their assistance during the cruises DAMAZ and LOBESTORY. IFREMER staff is warmly thanked for the processing of data realised by Eliane Le Drezen (GIS, EM12D backscatter data), Estelle Thereau (seismic data) and Alain Normand (EM12D bathymetric data). We are indebted to David Piper for the critical comments and fruitful discussions that greatly improved the final version of the manuscript. Constructive comments and suggestions by David Hodgson and an anonymous reviewer helped in improving the manuscript. Contribution no. 1069 of the IUEM, European Institute for Marine Studies (Brest, France).

**References**

Anderson, J.B., Rodriguez, A., Abdulah, K.C., Fillon, R.H., Banfield, L.A., McKeown, H.A., Wellner, J.S., 2004. Late Quaternary Stratigraphic evolution of the northern Gulf of Mexico margin: a synthesis. In: Anderson, J.B., Fillon, R.H. (Eds.), *Late Quaternary Stratigraphic evolution of the northern Gulf of Mexico margin*, vol. 79. SEPM, Tulsa, pp. 1–23.

Arz, H.W., Pätzold, J., Wefer, G., 1998. Correlated millennial-scale changes in surface hydrography and terrigenous sediment yield inferred from last-glacial marine deposits off northeastern Brazil. *Quat. Res.* 50, 157–166.

Babonneau, N., 2002. Mode de fonctionnement d'un chenal turbiditique méandrique: Cas du système turbiditique actuel du Zaire. Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux I, Bordeaux. 308 pp.

Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., Klein, B., 2002. Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Mar. Pet. Geol.* 19 (4), 445–467.

Berné, S., Vagner, P., Guichard, F., Lericolais, G., Liu, Z., Trentesaux, A., Yin, P., Yi, H.I., 2002. Pleistocene forced regressions and tidal sand ridges in the East China Sea. *Mar. Geol.* 188, 293–315.

Berné, S., Jouet, G., Bassetti, M.A., Dennielou, B., Taviani, M., 2007. Late Glacial to Preboreal sea-level rise recorded by the Rhône deltaic system (NW Mediterranean). *Mar. Geol.* 245, 65–88.

Bonnel, C., 2005. Mise en place et fonctionnement des lobes distaux dans les systèmes turbiditiques actuels: Exemple de l'éventail du Var et du Zaire. Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux I, Bordeaux. 291 pp.

Bonnel, C., Dennielou, B., Droz, L., Mulder, T., Berné, S., 2005. Architecture and depositional pattern of the Rhone Neofan and recent gravity activity in the Gulf of Lions (Western Mediterranean). *Mar. Pet. Geol.* 22 (6–7), 827–843.

Camoin, G.F., Montagnoni, L.F., Braithwhite, C.J.R., 2004. Late to post glacial sea levels in the Western Indian Ocean. *Mar. Geol.* 206, 119–146.

Cantelli, A., Johnson, S., Pirmez, C., Parker, G., 2006. Experimental work on self-formed submarine channels. AAPG Annual Meeting, Houston, Texas. Abstracts volume, vol. 15, p. 18.

Damuth, J.E., Kumar, N., 1975. Amazon cone: morphology, sediments, age and growth pattern. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 86, 863–878.

Damuth, J.E., 1977. Late Quaternary sedimentation in the western equatorial Atlantic. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 88, 695–710.

Damuth, J.E., Flood, R.D., 1985. Amazon Fan, Atlantic Ocean. In: Bouma, A.H., Normark, W.R., Barnes, N.E. (Eds.), *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*. Springer-Verlag, New York, pp. 97–106.

Damuth, J.E., Kolla, V., Flood, R.D., Kowsmann, R.O., Monteiro, M.C., Gorini, M.A., Palma, J.J.C., Belderson, R.H., 1983. Distributary channel meandering and bifurcation patterns on the Amazon deep-sea fan as revealed by long-range side-scan sonar (GLORIA). *Geology* 11, 94–98.

Damuth, J.E., Flood, R.D., Kowsmann, R.O., Belderson, R.H., Gorini, M.A., 1988. Anatomy and growth pattern of Amazon deep-sea fan revealed by long-range side-scan sonar (GLORIA) and high-resolution seismic studies. *AAPG Bull.* 72 (8), 885–911.

Dennielou, B., Jouanneau, J.-M., Marsset, T., Savoye, B., 2003. Vitesses d'accumulation des sédiments, fréquence des dépôts, âge et durée de vie des corps sédimentaires sur l'éventail turbiditique profond du Zaire. 9<sup>ème</sup> Congrès des Sédimentologues Français, Bordeaux, pp. 162–163.

Droz, L., Auffret, G.A., Savoye, B., Bourillet, J.F., 1999. L'éventail profond de la marge Celtique: stratigraphie et évolution sédimentaire. *C. R. Acad. Sci.* 328, 173–180.

Droz, L., Marsset, T., Ondréas, H., Lopez, M., Savoye, B., Spy-Anderson, F.-L., 2003. Architecture of an active mud-rich turbidite system: the Zaire Fan (Congo–Angola margin, southeast Atlantic): results from ZaiAnGo 1 and 2 cruises. *AAPG Bull.* 87 (7), 1145–1168.

Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 342, 637–642.

Fiddani, A., Normark, W.R., 2004. Late Quaternary evolution of channel and lobe complexes of Monterey Fan. *Mar. Geol.* 206 (1–4), 199–223.

Flood, R.D., Piper, D.J.W., 1997. Amazon Fan sedimentation: the relationship to equatorial climate change, continental denudation, and sea-level fluctuations. In: Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A., Peterson, L.C. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, vol. 155, pp. 653–675.

Flood, R.D., Manley, P.L., Kowsmann, R.O., Appi, C.J., Pirmez, C., 1991. Seismic facies and late quaternary growth of Amazon submarine fan. In: Weimer, P., Link, M.L. (Eds.), *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. Springer-Verlag, New York, pp. 415–433.

Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A., et al., 1995. Introduction. In: Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A. (Eds.), *Proceedings of Ocean Drilling Program, Initial Reports*, vol. 155, pp. 5–16.

Franzini, E., Potter, P.E., 1983. Petrology, chemistry, and texture of modern river sands, Amazon River system. *J. Geol.* 91, 23–39.

Gervais, A., Mulder, T., Savoye, B., Gonthier, E., 2006a. Sediment distribution and evolution of sedimentary processes in a small sandy turbidite system (Golo system, Mediterranean Sea): implications for various geometries based on core framework. *Geo Mar. Lett.* 26, 373–395.

Gervais, A., Savoye, B., Mulder, T., Gonthier, E., 2006b. Sandy modern turbidite lobes: a new insight from high resolution seismic data. *Mar. Pet. Geol.* 23 (4), 485–502.

Gibbs, R.J., 1967. The geochemistry of the Amazon river system. Part I: The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 78, 1203–1232.

Gillet, H., Droz, L., Savoye, B., Bez, M., 2006. Morphostructure of the channel/levee complexes and correlative terminal lobes of the Petit-Rhône Fan (Western Mediterranean): Results from PROGRES cruise (EUROSTRATAFORM Project). EGU Meeting, Vienna, Austria.

Haberle, S., 1997. Upper Quaternary vegetation and climate history of the Amazon Basin: correlating marine and terrestrial pollen records. In: Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A., Peterson, L.C. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, vol. 155, pp. 381–396.

Haberle, S.G., Maslin, M.A., 1999. Late Quaternary vegetation and climate change in the Amazon Basin based on 50,000 year pollen record from the Amazon Fan. *ODP site 932. Quat. Res.* 51, 27–38.

Hoorn, C., 1997. Palynology of the Pleistocene glacial/interglacial cycles of the Amazon Fan (Holes 940A, 944A, and 946A). In: Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A., Peterson, L.C. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, vol. 155, pp. 397–410.

Hübscher, C., Spieß, V., Breitzke, M., Weber, M.E., 1997. The youngest channel-levee system of the Bengal Fan: results from digital sediment echosounder data. *Mar. Geol.* 141, 125–145.

Hübscher, C., Figueiredo, A.G., Kruse, L., Spieß, V., 2002. High-resolution analysis of the deposition pattern on the Amazon sub-aquatic delta and outer shelf. *Mar. Geophys. Res.* 23, 209–222.

Jouet, G., Berné, S., Rabineau, M., Bassetti, M.A., Bernier, P., Dennielou, B., Sierro, F.J., Flores, J.A., Taviani, M., 2006. Shoreface migrations at the shelf edge and sea-level changes around the Last Glacial Maximum (Gulf of Lions, NW Mediterranean). *Mar. Geol.* 234, 21–42.

Kenyon, N.H., Millington, J., 1995. Contrasting deep-sea depositional systems in the Bering Sea. In: Pickering, K.T., Hiscott, R.N., Kenyon, N.H., Ricci Lucchi, F.R., Smith, R.D.A. (Eds.), *Atlas of Deep Water Environments: Architectural style in turbidite systems*. Chapman and Hall, London, pp. 96–102.

Kenyon, N.H., Droz, L., Ivanov, M.K., Millington, J., 1995. Scour holes in a channel-lobe transition zone on the Rhône Cone. In: Pickering, K.T., Hiscott, R.N., Kenyon, N.H., Ricci Lucchi, F.R., Smith, R.D.A. (Eds.), *Atlas of Deep-water Environments: Architectural Styles in Turbidite Systems*. Chapman and Hall, London, pp. 212–215.

Kenyon, N.H., Klauke, I., Millington, J., Ivanov, M.K., 2002. Sandy submarine canyon-mouth lobes on the western margin of Corsica and Sardinia, Mediterranean Sea. *Mar. Geol.* 184, 69–84.

Klauke, I., Masson, D.G., Kenyon, N.H., Gardner, J.V., 2004. Sedimentary processes of the lower Monterey Fan channel and channel-mouth lobe. *Mar. Geol.* 206 (1–4), 181–198.

Kolla, V., 2007. A review of sinuous channel avulsion patterns in some major deep-sea fans and factors controlling them. *Mar. Pet. Geol.* 24 (6–9), 450–469.

Loncke, L., Gaullier, V., Bellaiche, G., Mascle, J., 2002. Recent depositional patterns of the Nile deep-sea fan from echo-character mapping. *AAPG Bull.* 86 (7), 1165–1186.

Manley, P.L., Flood, R.D., 1988. Cyclic sediment deposition within Amazon deep-sea fan. *AAPG Bull.* 72 (8), 912–925.

Marsset, T., Droz, L., Dennielou, B., Pichon, E. in press. Cycles in the architecture of the Quaternary Zaire turbidite system: a possible link with climate. *GSL-SEPM, Special Publication*.

Maslin, M.A., Mikkelsen, N., 1997. Amazon Fan mass transport deposits and underlying interglacial deposits: age estimates and fan dynamics. In: Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A., Peterson, L.C. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, vol. 155, pp. 353–365.

Maslin, M.A., Durham, E., Burns, S.J., Platzman, E., Grootes, P., Greig, S.E.J., Nadeau, M.-J., Schleicher, M., Pflaumann, U., Lomax, B., Rimington, N., 2000. Palaeoreconstruction of the Amazon River freshwater and sediment discharge using sediments recovered at Site 942 on the Amazon Fan. *J. Quat. Sci.* 15 (4), 419–434.

- Maslin, M.A., Knutz, P.C., Ramsay, T., 2006. Millennial-scale sea-level control on avulsion events on the Amazon Fan. *Quat. Sci. Rev.* 25 (23–24), 338–3345.
- Metcalfe, W.G., Stalcup, M.C., 1967. Origin of the Atlantic equatorial undercurrent. *Deep-Sea Res.* 72, 4959–4972.
- Mikkelsen, N., Maslin, M.A., 1997. Biostratigraphy and sedimentation rates of the Amazon Fan. In: Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A., Peterson, L.C. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 155, pp. 577–594.
- Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Moutain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N., Pekar, S.F., 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science* 310, 1293–1298.
- Milliman, J.D., Meade, R.H., 1983. World wide delivery of river sediment to the oceans. *J. Geol.* 91, 1–21.
- Milliman, J.D., Summerhayes, C.P., Barretto, H.T., 1975. Quaternary sedimentation on the Amazon continental margin: a model. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 86, 610–614.
- Mutti, E., Sonnino, M., 1981. Compensation cycles: a diagnostic feature of turbidite sandstone lobes. *International Association of Sedimentologists, 2nd European Meeting, Bologna*, pp. 120–123.
- Nittrouer, C.A., Sharara, M.T., DeMaster, D.J., 1983. Variations of sediment texture on the Amazon continental shelf. *J. Sediment. Petrol.* 53, 179–191.
- Nittrouer, C.A., Kuehl, S.A., DeMaster, D.J., Kowsmann, R.O., 1986. The deltaic nature of Amazon shelf sedimentation. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 97, 444–458.
- Normark, W.R., Damuth, J.E., Leg 155 Sedimentology Group, 1997. Sedimentary facies and associated depositional elements of the Amazon Fan. In: Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A., Peterson, L.C. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 155, pp. 611–652.
- Piper, D.J.W., Pirmez, C., Manley, P.L., Long, D., Flood, R.D., Normark, W.R., Showers, W., 1997a. Mass transport deposits of the Amazon Fan. In: Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A., Peterson, L.C. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 155, pp. 109–146.
- Piper, D.J.W., et al., 1997b. Synthesis of stratigraphic correlations of the Amazon Fan. In: Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A., Peterson, L.C. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 155, pp. 595–610.
- Piper, D.J.W., Hiscott, R.N., Normark, W.R., 1999. Outcrop-scale facies analysis and latest Quaternary development of Hueneme and Dume submarine fans, offshore California. *Sedimentology* 46, 47–78.
- Piperno, D., 1997. Phytoliths and microscopic charcoal from Leg 155: a vegetational and fire history of the Amazon Basin during the last 75 ky. In: Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A., Peterson, L.C. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 155, pp. 411–420.
- Pirmez, C., 1994. Growth of a submarine meandering channel-levee system on the Amazon Fan. New York. Thesis, Columbia University, 621 pp.
- Pirmez, C., Flood, R.D., 1995. Morphology and structure of Amazon Channel. In: Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A. (Eds.), *Proceedings of Ocean Drilling Program, Initial Reports*, vol. 155, pp. 23–45.
- Pirmez, C., Imran, J., 2003. Reconstruction of turbidity currents in Amazon Channel. *Mar. Pet. Geol.* 20, 823–849.
- Richardson, P.L., Walsh, D., 1986. Mapping climatological seasonal variations of surface currents in the tropical Atlantic using ship drifts. *J. Geophys. Res.* 91, 10537–10550.
- Savoie, B., Cochonat, P., Apprioual, R., Bain, O., Baltzer, A., Bellec, V., Beuzart, P., Bourillet, J.F., Cagna, R., Cremer, M., Crusson, A., Dennielou, B., Diebler, D., Droz, L., Ennes, J.C., Floch, G., Foucher, J.P., Guiomar, M., Harmegnies, F., Kerbrat, R., Klein, B., Khun, H., Landure, J.Y., Lasnier, C., Le Drezén, E., Le Formal, J.P., Lopez, M., Loubrieu, B., Marsset, T., Migeon, S., Normand, A., Nouze, H., Ondreas, H., Pelleau, P., Saget, P., Seranne, M., Sibuet, J.C., Tofani, R., Voisset, M., 2000. Structure and recent evolution of the Zaire deep-sea fan: preliminary results of the ZaïAngo 1 & 2 cruises (Angola-Congo margin). *C. R. Acad. Sci.* 331 (3), 211–220.
- Showers, W.J., Bevis, M., 1988. Amazon Cone isotopic stratigraphy: evidence for the source of the freshwater spike. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 64 (3–4), 189–199.
- Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Davis, M.E., Lin, P., Henderson, K.A., Cole-Dai, J., Bolzan, J.F., Liu, K.-B., 1995. Late glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru. *Science* 269, 46–50.
- Twitchell, D.C., Kenyon, N.H., Parsons, L.M., Mc Gregor, B.A., 1991. Depositional patterns of the Mississippi Fan surface: evidence from GLORIA II and high-resolution seismic profiles. In: Link, M.L. (Ed.), *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. Springer-Verlag, New-York, pp. 349–363.
- Twitchell, D.C., Schwab, W.C., Nelson, C.H., Lee, H.J., Kenyon, N.H., 1992. Characteristics of a sandy depositional lobe on the outer Mississippi Fan from SeaMARC IA sidescan sonar images. *Geology* 20, 689–692.
- Wynn, R.B., Kenyon, N.H., Masson, D.G., Stow, D.A.V., Weaver, P.P.E., 2002. Characterization and recognition of deep-water channel-lobe transition zones. *AAPG Bull.* 86, 1441–1462.
- Yu, B., Cantelli, A., Marr, J., Pirmez, C., O'Byrne, C., Parker, G., 2006. Experiments on self-channelized subaqueous fans emplaced by turbidity currents and dilute mudflows. *J. Sediment. Res.* 76, 889–902.
- Zaragossi, S., Auffret, G., Faugères, J.C., Garlan, T., Pujol, C., Cortijo, E., 2000. Physiography and recent sediment distribution of the Celtic Deep-Sea Fan, Bay of Biscay. *Mar. Geol.* 169, 207–237.



### **III.2.3. Résultats complémentaires : évolution des longueurs des chenaux**

Dans le but de préciser et de paramétrer l'évolution temporelle de l'architecture de la zone d'épandage distale du système turbiditique de l'Amazone, une analyse de l'évolution des longueurs des systèmes, seulement abordée dans l'article, a été réalisée de manière plus précise en mesurant la distance curviligne de plusieurs portions des chenaux : (1) de l'entrée des lobes au point d'avulsion du chenal correspondant (**Fig. III.29-B**), (2) de l'entrée des lobes à un point de référence situé sur la partie amont commune aux différents chenaux (point de bifurcation Aqua/Brown) (**Fig. III.29-C**), et (3) du point de référence aux différents points d'avulsion (**Fig. III.29-D**), par la différence entre les deux premières mesures.

En plan (**Fig. III.29-A**), on observe une progradation constante vers l'aval des points de bifurcation le long du futur chenal Amazone. Ceci se traduit sur le diagramme correspondant à la distance curviligne Point de référence - Point de bifurcation (**Fig. III.29-D**), par une augmentation systématique de la distance. Ce diagramme permet en outre de préciser que la progression vers l'aval des points de bifurcation est forte jusqu'à l'avulsion 1E/1D, et beaucoup plus faible pour les points de bifurcation suivants (1D/1C, 1C/1B, 1B/1A, 1A/Amazone), les longueurs ne variant plus que de quelques 10<sup>aines</sup> de kilomètres au maximum. La constance des valeurs maximales pourrait traduire un effet de seuil de longueur au-delà duquel les avulsions ne seraient plus possibles. Ce seuil pourrait être lié au tarissement des flux sédimentaires et à leur perte d'énergie dans cette partie de l'éventail très éloignée de la source.

La longueur totale des systèmes chenaux-levées depuis le point de référence jusqu'à l'entrée des lobes (**Fig. III.29-C**) montre des valeurs variant entre 460 et 670 km sans qu'une organisation claire ne se dégage. Représentant environ 20% de la longueur totale de l'éventail (depuis la tête du canyon de l'Amazone), cette variabilité est cependant significative. On notera que les longueurs maximales (lobes 1D, 1C et A2) varient peu (entre 650 et 690 km) et sont entourées de valeurs croissantes puis décroissantes semblant définir 3 ensembles successifs de lobes (lobes Brown, 1E, 1D/1C<sub>1-4</sub>, 1C<sub>x</sub>, 1B/1A, A1, A2, A3).

Enfin, les longueurs mesurées entre les points de bifurcation et l'entrée du (ou des) lobe(s) correspondant(s) (**Fig. III.29-B**), qui sont comprises entre 30 et 580 km (cf. Table 1 dans l'article), montrent une nette tendance générale à la décroissance avec l'âge décroissant des systèmes. Cette décroissance générale est cependant altérée par des distances très courtes associées aux lobes 1B et 1A. Elle l'est aussi par l'augmentation puis la diminution de

---

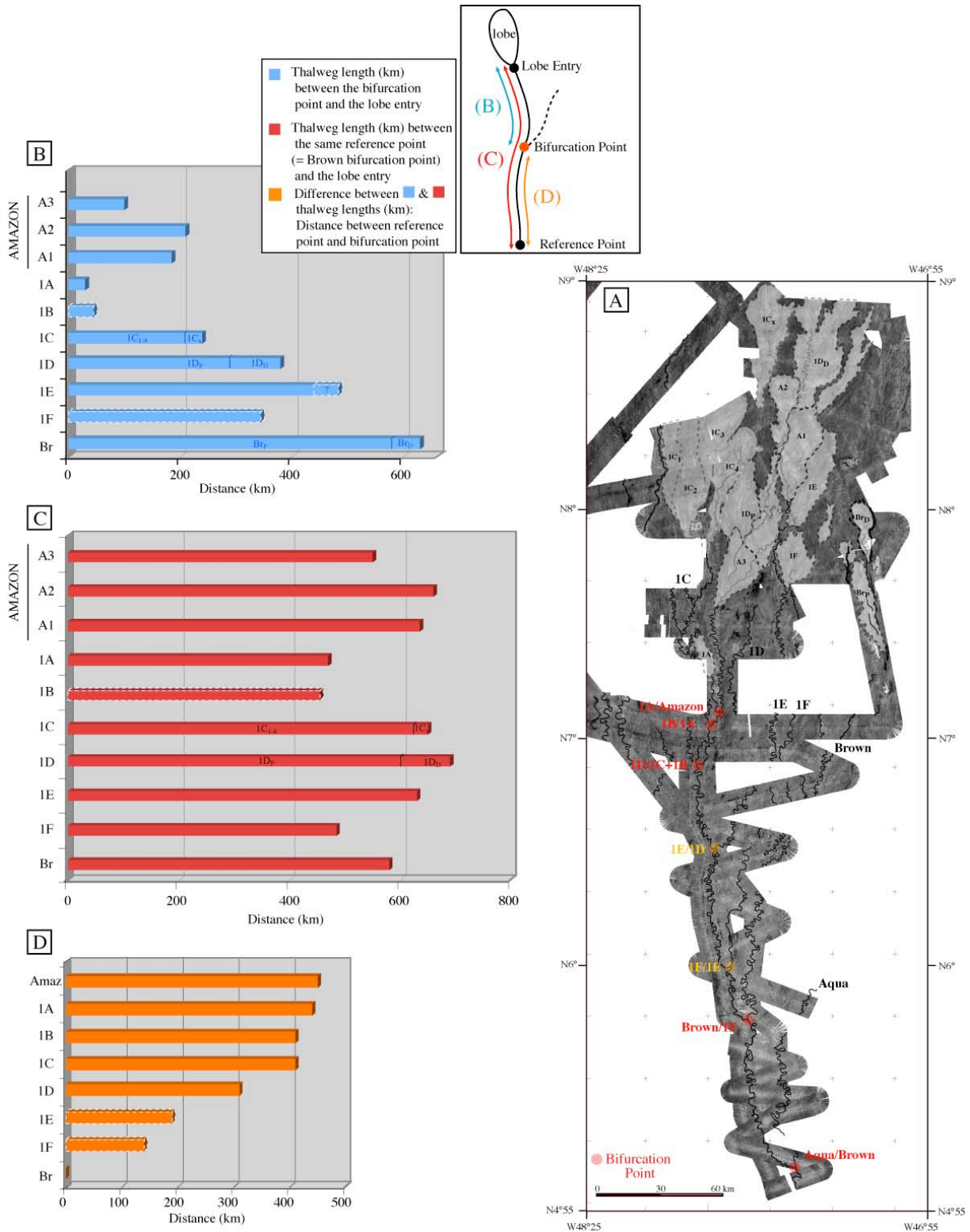
longueur lors de la mise en place des lobes du système Amazone (A1 à A3). Ces variations de longueur sont à relier à la progradation du système de A1 à A2, puis à sa rétrogradation lors de l'installation de A3. Il faut noter que la distance Point de bifurcation – Entrée du lobe pour les systèmes 1F et 1E est inexacte. En effet, des travaux en cours (thèse de S. Mansor) ont montré que la portion amont du chenal 1F, est en fait un chenal antérieur à Brown et qu'il n'est donc pas relié au lobe 1F. Le vrai point de bifurcation Brown/1F est probablement situé plus en aval, et le point de bifurcation 1F/1E est situé plus en amont par rapport aux positions proposées par Pirmez (1994) et Pirmez et Flood (1995) (**Fig.III.29-A**).

► *Fig. III.29- Evolution temporelle de la longueur des chenaux. (A) Carte d'imagerie acoustique EM12D où sont identifiés les systèmes chenaux-levées Aqua, Brown, 1F, 1E, 1D, 1C, 1B, 1A et Amazone ainsi que les lobes terminaux associés. Les points rouges correspondent aux points de bifurcation des chenaux. Diagrammes en barres représentant la longueur des systèmes chenaux-levées mesurée (distance curviligne) : (B) entre le point de bifurcation et l'entrée du lobe pour chaque système, (C) entre un même point référence (le point de bifurcation Aqua/Brown) et l'entrée du lobe, (D) entre un même point référence (le point de bifurcation Aqua/Brown) et le point de bifurcation ( $D=C-B$ ). Les valeurs utilisées sont présentées dans la table 1 de l'article (Jégou et al., 2008).*

*Rq 1: Les longueurs curvilignes de Brown, 1F, 1E et 1C sont approximées du fait de l'absence de données dans certaines portions ; la longueur des portions manquantes a été estimée en suivant une sinuosité similaire aux portions observées en amont et en aval.*

*Rq 2: La longueur du système 1B, représentée par des pointillés n'est qu'estimée car nous n'avons pas sa terminaison. Néanmoins, elle ne doit pas être très > 45 km car le système 1B a été bloqué à l'Ouest et au Nord par le relief formé par le système chenal-levée 1C.*

*Rq 3 : D'après les travaux de S. Mansor (thèse en cours), le vrai point de bifurcation Brown/1F est probablement situé plus en aval, et le point de bifurcation 1F/1E est situé plus en amont par rapport aux positions proposées par Pirmez (1994) et Pirmez et Flood (1995) et identifiés en (D). La distance Point de bifurcation – Entrée du lobe de 1F est donc un peu surestimée et celle de 1E sous-estimée.*



Les longueurs des chenaux à partir de leur point d'avulsion dépendent à la fois :

- de la durée d'activité des systèmes chenaux-levées
- de la vitesse de progradation des chenaux

---

- de la position des points d'avulsion et de la récurrence de l'avulsion dans l'histoire de l'éventail. Ces paramètres sont eux-mêmes dépendant des facteurs déclenchants de l'avulsion. Les mécanismes déclenchants de l'avulsion ne sont pas bien contraints et des contrôles autogéniques ou allogéniques sont invoqués par différents auteurs. Flood et Piper (1997) sont partisans d'un mécanisme autogénique, lié aux flux sédimentaires locaux et aux déstabilisations de levées. Kolla (2007) a également invoqué des contrôles autogéniques à partir de plusieurs cas (notamment l'Amazone et le Zaïre) alors que Marsset *et al.* (*in press*) ont proposé que la migration des dépo-centres et des points d'avulsion de l'éventail du Zaïre, puisse être en lien avec les changements climatiques.

La longueur des chenaux à partir de leur point d'avulsion peut aussi être partiellement contrôlée par les paramètres topographiques (diminution de la pente, dépression locale, ...) qui vont favoriser l'accumulation des dépôts terminaux au détriment de la progradation du système.

#### **III.2.4. Principales conclusions**

L'étude morphologique et architecturale a permis de dégager les caractéristiques suivantes :

1- La zone de mise en place des lobes récents de l'Amazone (levée lors des campagnes Damaz et Lobestory) s'étend sur 230 km de long et 110 km de large, soit sur une superficie de 25000 km<sup>2</sup> (équivalente de la superficie de la Bretagne), à des profondeurs d'eau comprises entre 4100 et 4700 m et à une distance de 680 km de la côte brésilienne. Cette portion distale de l'éventail de l'Amazone est une zone très plane, avec des pentes comprises entre 0,11° et 0,18° et où les variations de relief sont très peu marquées. Les seuls reliefs importants sont des monts sous-marins volcaniques isolés, de forme circulaire ou allongée et dont les hauteurs varient entre 90 et 850 m.

2- La zone de construction du complexe de lobes récent de l'Amazone est marquée par la présence d'un réseau de système chenaux-levées très sinueux ( $1,2 \leq S \leq 2$  mesurée entre le point d'avulsion et l'entrée du lobe), plus ou moins marqués dans la bathymétrie. Les systèmes chenaux-levées Brown, 1F, 1E, 1D, 1C, 1B, 1A et Amazone, déjà cartographiés par Pirmez (1994) et Pirmez et Flood (1995), ont été identifiés et prolongés jusqu'à leur terminaison. Quelques kilomètres en amont des lobes, le relief du chenal (hauteur entre le fond du chenal et la crête de la levée) pour les systèmes Brown, 1F, 1E, 1D et 1C est compris

entre 7 et 30 m de haut et entre 200 et 800 m de large. Le relief du système chenal-levées Amazone, qui est le dernier système actif, est de 50 m au niveau de l'éventail moyen et atteint moins de 15 m juste en amont du lobe.

3- L'imagerie acoustique EM12D de la zone terminale de l'éventail met en évidence un faciès acoustique de faible à moyenne réflectivité (tons allant du blanc au gris clair) qui caractérise le corps des lobes. Ce faciès est parsemé d'éléments (« fingers ») de plus forte réflectivité (gris foncé) en forme de croissant ou de nervures de feuille.

4- Sur les profils sondeur de sédiments 3,5 kHz, les dépôts de lobes sont caractérisés par un faciès sismique de forte amplitude et peu pénétrant (10-30 m) qui masque les faciès et la géométrie des dépôts sous-jacents. L'alimentation des lobes est réalisée par de petits chenaux visibles dans la zone amont et au niveau du corps des lobes. Plusieurs biseaux successifs observés en coupe longitudinale sur les lobes A1 et A3 permettent d'individualiser plusieurs sous-unités dont l'organisation spatiale définit une architecture rétrogradante. Cette organisation existe peut-être dans les autres lobes, mais elle n'a pas pu être observée, en raison de l'absence de données correctement positionnées.

5- Deux motifs de lobes ont été identifiés : (1) les lobes allongés et étroits et (2) les lobes plus étalés. La longueur des lobes allongés varie entre 21 km et >83 km et leur largeur est comprise entre 6 et 20 km. Les lobes plus étalés ont une longueur comprise entre 30 et 60 km et leur largeur varie entre 18 et 25 km. Les épaisseurs estimées des lobes sont comprises entre 10 et 25 m.

6- Au niveau de la terminaison du système récent de l'Amazone, les 8 derniers systèmes chenaux-levées actifs (de Brown à Amazone) sont associés à une histoire de dépôt complexe : chaque système compte entre 1 et 5 lobes et l'ensemble des lobes du système récent est confiné dans un étroit corridor (110 km de large), limité à l'Ouest par d'anciens systèmes chenaux-levées (potentiellement la prolongation des systèmes Blue, Orange ou Purple). À l'Est, la couverture EM12 est trop limitée pour mettre en évidence une telle contrainte morphologique par des systèmes anciens.

Les lobes des 8 derniers systèmes sont regroupés dans une zone relativement étroite (~100 km de large) et longue (150 km au minimum). Si l'on examine les lobes d'un même chenal, les migrations latérales impliquent de courtes distances (quelques km), alors que les

---

migrations dans le sens des apports concernent plusieurs dizaines de kilomètres (distances  $1D_p/1D_D$ ,  $1C_{1-4}/1C_X$  et  $A2/A3 = 70$  km, distance  $Br_p/Br_D = 80$  km).

7- Le système chenal-levées de l'Amazone (dernier système actif) compte 3 lobes (successivement construction d'A1, A2 puis A3). Comme les lobes précédents, ces lobes se mettent en place et sont contraints par des systèmes chenaux-levées et des lobes liés aux phases de construction antérieures.

La stratigraphie relative établie pour ces 3 lobes montre qu'à l'issue de la construction du lobe A1, le chenal a progradé tout en contournant A1 pour construire A2 plus en aval. Dans une troisième étape, le système a rétrogradé de 60 km et a construit le lobe A3 bien en retrait des deux lobes précédents. A3 s'est installé sur le chenal d'alimentation d'A2 qu'il a pratiquement bouché, comme en témoigne la forte atténuation de la morphologie du chenal à cet endroit. Cette phase de rétrogradation du système Amazone (dépôt du lobe A3), marque un recul du dépointe terminal et coïncide avec la fin d'activité du chenal Amazone et l'arrêt définitif de fonctionnement du système turbiditique dans son ensemble.

8- La construction des systèmes chenaux-levées-lobes depuis Brown jusqu'à Amazone est régie par un fort contrôle de la morphologie préexistante. Ce contrôle est particulièrement actif pour le système Amazone et ses 3 lobes associés. Dans ce type d'environnements, malgré les faibles pentes qui les caractérisent, la morphologie préexistante, les changements de pente et le degré de confinement sont des paramètres primordiaux qui ont un fort impact sur la forme et le lieu de mise en place des lobes.

### III.3- CARACTERISATION LITHOLOGIQUE ET SEDIMENTOLOGIQUE DES LOBES TERMINAUX DE L'EVENTAIL TURBIDITIQUE DE L'AMAZONE

Cette partie présente les résultats issus de l'analyse des carottages Kullenberg réalisés sur la zone du complexe de lobes récent de l'Amazone. Les carottes, qui échantillonnent la terminaison du système chenal-levées de l'Amazone ainsi que plusieurs lobes terminaux d'autres systèmes, permettent de caractériser le contenu lithologique des lobes et de tenter de contraindre les processus sédimentaires en jeu à la terminaison des systèmes chenaux-levées.

#### III.3.1. Distribution des sédiments superficiels

##### III.3.1.1. Localisation des carottes au niveau de la zone d'étude

Onze carottes, prélevées au moyen du carottier Kullenberg lors des missions Lobestory (carottes notées KLS) et Damaz (carottes notées KD) sont disponibles dans la zone des lobes terminaux de l'éventail turbiditique de l'Amazone. La position (**Fig. III.30**) ainsi que la longueur et la profondeur de ces carottes sont résumées dans le tableau **III.3**.

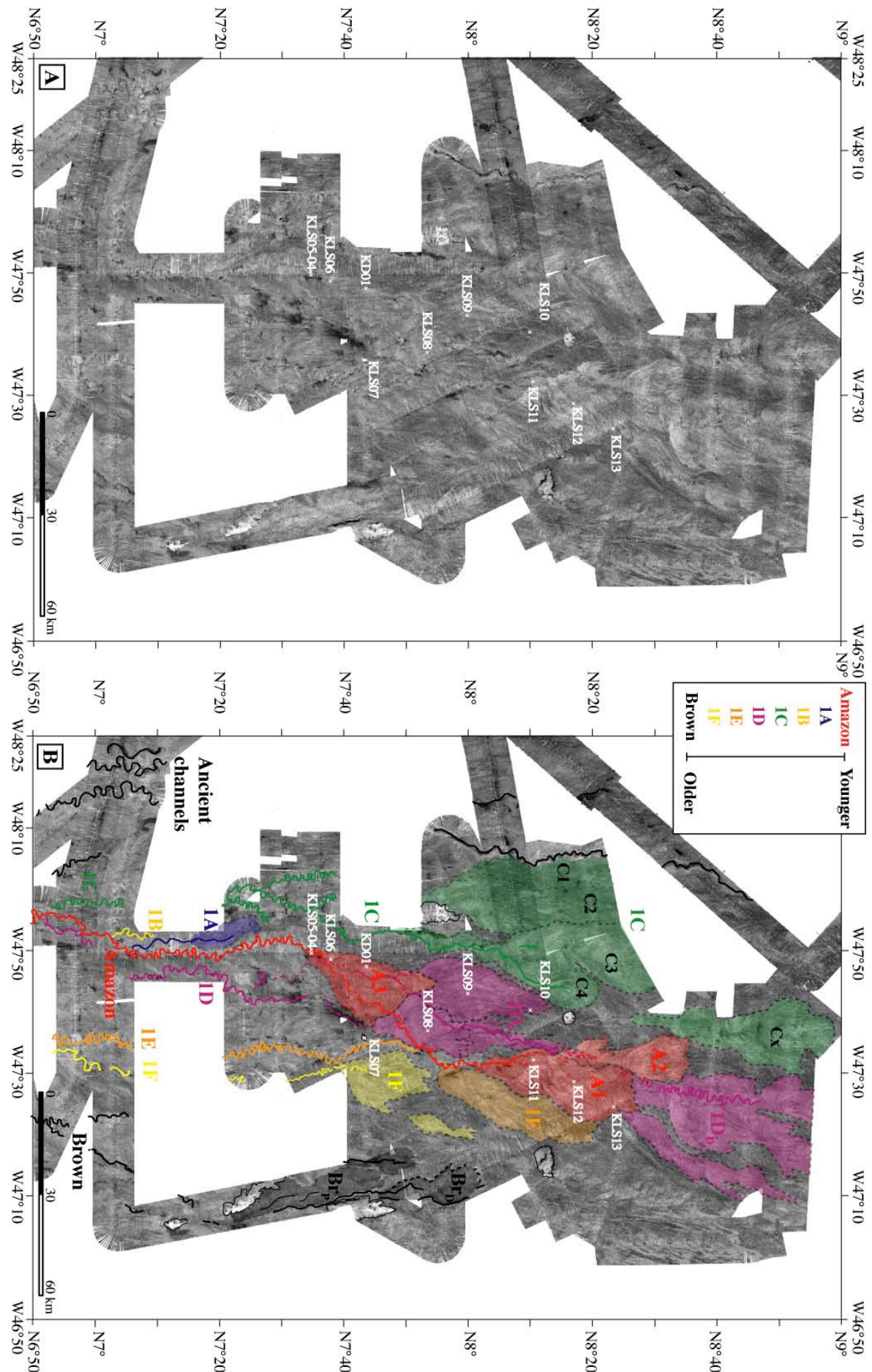
MISSION	N°	LATITUDE	LONGITUDE	LONGUEUR	PROFONDEUR	SYST. CHENAL/LEVÉES	LOCALISATION
LOBESTORY	KLS04	7N34.99	47W49.70	3.00 m	4295 m	Syst. C/L Amazone	Levée droite
	KLS05	7N34.95	47W50.24	2.83 m	4304 m	Syst. C/L Amazone	Fond chenal
	KLS06	7N38.09	47W48.70	2.66 m	4320 m	Syst. C/L Amazone	Entrée lobe A3
	KLS07	7N43.46	47W36.00	4.26 m	4280 m		Seamount Amazonia
	KLS08	7N53.60	47W37.20	2.86 m	4397 m	Syst. C/L ID	Lobe ID
	KLS09	7N59.997	47W43.203	2.42 m	4430 m	Syst. C/L ID	Lobe ID
	KLS10	8N10.00	47W40.50	1.00 m	4474 m	Syst. C/L ID	Lobe ID
	KLS11	8N10.501	47W32.499	0.57 m	4474 m	Syst. C/L Amazone	Entrée lobe A1
	KLS12	8N16.99	47W29.00	3.02 m	4506 m	Syst. C/L Amazone	Corps lobe A1
	KLS13	8N23.49	47W23.40	2.22 m	4541 m	Syst. C/L Amazone	Frange lobe A1
	DAMAZ	KD01	7N43.80	47W47.60	2.45 m	4346 m	Syst. C/L Amazone

Tabl. III.3- Tableau récapitulant la position (latitude et longitude), la longueur (en mètres) et la profondeur d'eau (en mètres) de chaque carotte ainsi que le système chenal-levées auquel sont associés les sédiments échantillonnés.

Ces 11 carottes ont échantillonné plusieurs cibles : (1) le sommet d'un mont sous-marin, (2) le fond du chenal de l'Amazone et sa levée, juste avant l'entrée d'un lobe et (3) le corps des lobes 1D, A1 et A3 (ces deux derniers sont les lobes les plus récents associés au système chenal-levées de l'Amazone).

Dans le détail, les carottes sont réparties en :

- Un transect amont-aval de 3 carottes KLS11-KLS12-KLS13 qui échantillonne le lobe A1 associé au système chenal-levées Amazone (dernier chenal actif). KLS11 est située à l'entrée du lobe, KLS12 dans le corps du lobe et KLS13 est localisée à la frange du lobe.





- Les carottes KLS04 et KLS05 qui échantillonnent respectivement la crête de la levée et le fond du chenal du système chenal-levées Amazone, juste à l'entrée du lobe A3 (dernier lobe mis en place avant l'arrêt de fonctionnement du système Amazone).

- Les carottes KLS06 et KD01 ont échantillonné le lobe A3, le plus récent de la zone d'étude, respectivement à l'entrée du lobe et au niveau du corps du lobe.

- Trois carottes supplémentaires (KLS08, KLS09 et KLS10) ont échantillonné les dépôts rattachés à l'activité du système chenal-levées 1D.

- La carotte KLS07 a été prélevée sur le mont Amazonia, petit mont volcanique sous-marin qui s'élève à 90 m au-dessus des fonds marins environnants, dans l'objectif de déterminer si, à cette hauteur, des dépôts turbiditiques sont présents.

### III.3.1.2. Lithologies observées

#### *Le sommet du mont sous-marin Amazonia : KLS07 (Annexe. III. 1-A)*

L'objectif de cette carotte prélevée au sommet du plus petit mont sous-marin de la zone (profondeur d'eau de 4280 m), qui s'élève à 90 m au-dessus des fonds environnants et des systèmes chenaux-levées, était de détecter la présence éventuelle de séquences turbiditiques. En effet, le mont sous-marin Amazonia est bordé à l'Est par le système chenal-levées 1E et à l'Ouest par le système chenal-levées 1D. La présence de faciès turbiditiques au sommet de ce mont sous-marin aurait permis de préciser si les débordements à partir des chenaux 1E ou 1D avaient atteint ce mont sous-marin et donc de contraindre l'épaisseur des écoulements qui ont transité via ces systèmes chenaux-levées.

La carotte KLS07 est constituée uniquement de faciès pélagiques, où alternent des boues et vases à nannoplanctons calcaires et foraminifères. Des variations de couleur sont observées le long de la carotte et traduisent des variations de l'abondance relative en carbonates. Aucun faciès turbiditique n'a été observé, indiquant que les courants de turbidité qui ont parcouru cette zone terminale des chenaux 1D et 1E avaient une épaisseur inférieure à 90 m.

◀ *Fig. III.30- Mosaïque d'imagerie EM12D sur laquelle sont localisées les 11 carottes Kullenberg effectuées au niveau du complexe de lobes récent de l'éventail turbiditique de l'Amazone.*

---

Le système chenal-levées de l'Amazonie : KLS04 – KLS05 (Annexe. III. 1-B et C)

Le dernier système chenal-levées actif nommé Amazone, a été échantillonné en 2 points : au fond du chenal (KLS05) et à la même latitude sur sa levée droite (KLS04). Le relief du chenal de l'Amazonie mesuré entre le fond du chenal et la crête de la levée est de 9 m. Ces deux carottes se situent juste au niveau de l'entrée du dernier lobe A3 construit avant l'arrêt de fonctionnement du système.

La carotte KLS04 (**Annexe. III. 1-B**) est constituée, sur 2,60 m à partir de la base, de séquences granoclassées, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, à dominante silteuse. Ces séquences sont coiffées à leur sommet de niveaux pluri-centimétriques d'argile silteuse. Les nombreuses lamines de silt et de sable très fin observées sont riches en débris végétaux. Par-dessus, un niveau de vase à nanoplanctons calcaires abondants, de 8 cm d'épaisseur, de couleur marron clair (5Y 5/1) est observé. Le sommet de la carotte présente sur 32 cm un niveau de boue à nanoplanctons calcaires et foraminifères de couleur beige (2.5Y 6/4).

La carotte KLS05 (**Annexe. III. 1-C**) est constituée majoritairement de niveaux d'argile silteuse décimétriques (81% de la carotte), de couleur sombre (noir) et tachetée (faciès « léopard ») liée à la présence abondante de micro débris végétaux et d'hydrotroïlite (sulfures de fer formés par diagenèse biochimique). Plusieurs lamines silteuses infra-millimétriques (teneur en silt sur l'ensemble de la carotte : 4%) ont été identifiées à la base de certains niveaux d'argile silteuse. Des niveaux argileux (teneur en argile sur l'ensemble de la carotte : 6%), d'épaisseur centimétrique au sommet de certains niveaux argilo-silteux sont également observés. La carotte est surmontée par 25 cm de boue à nanoplanctons calcaires et foraminifères (9% de la carotte) de couleur beige (2.5Y 6/4).

Les dépôts de lobes : KLS08-KLS09-KLS10/KLS11-KLS12-KLS13/KLS06-KD01 (Annexe. III. 1-D à K)

La carotte KLS08 est constituée de sables massifs très fins sur toute la longueur de la carotte. Le long du premier mètre basal, elle montre des débris végétaux sur les 25 premiers centimètres ainsi que des clastes argilo-silteux riches en débris végétaux entre les cotes 80 et 60 cm. Lors du carottage, le carottier s'est tordu, une partie des sédiments prélevés s'est vidée et le sable a flué le long du tube PVC. L'absence du niveau de boue à nanoplanctons calcaires et foraminifères de couleur beige observé sur toutes les autres carottes indique que le sommet de la carotte est manquant. Bien que la carotte soit pistonnée, elle renseigne sur la nature lithologique fortement sableuse du corps du lobe 1D (**Annexe III. 1-D**).

Le transect KLS09-KLS10 est situé le long de l'axe du deuxième lobe 1D<sub>p</sub> dans le corps du lobe et au niveau de sa frange.

- La carotte KLS09 (**Annexe. III. 1-E**) est constituée de sables massifs, très fins et homogènes (teneur en sable : 76% de la carotte). Elle comprend en surface (de 0 à 43 cm) un niveau de boue à nanoplanctons calcaires et foraminifères (18% de la carotte), de couleur beige (2.5Y 6/4) et très bioturbée qui est au-dessus d'un niveau de vase (6% de la carotte) à nanoplanctons calcaires et foraminifères de couleur marron clair (5Y 5/1) d'une dizaine de centimètres d'épaisseur.

- La carotte KLS10 (**Annexe. III. 1-F**) est constituée par l'alternance de niveaux centimétriques de sable très fin (teneur en sable de la carotte : 34%) et de niveaux centimétriques argilo-silteux (34% de la carotte). Les niveaux argilo-silteux sont fortement laminés (alternance de lamines noires et grises) et caractérisés par la présence d'hydrotroïlite et de micro débris végétaux abondants. L'ensemble est surmonté par 30 cm de boue à nanoplanctons calcaires et foraminifères de couleur beige (2.5Y 6/4).

Le transect KLS11-KLS12-KLS13 (**Annexe. III. 1-G à I** et **Fig. III.31**) est situé le long de l'axe du lobe A1.

- La carotte KLS11 (entrée du lobe A1, **Annexe. III. 1-G**) ne mesure que 57 cm de long et n'a échantillonné qu'un niveau centimétrique de vase à nanoplanctons calcaires et foraminifères de couleur grise-verte (5Y 5/1) surmonté par un niveau de boue à nanoplanctons calcaires et foraminifères de couleur beige (2.5Y 6/4) présentant de nombreuses traces de bioturbation.

- La carotte KLS12 (corps du lobe A1, **Annexe. III. 1-H**) montre l'alternance entre des niveaux décimétriques à métriques de sables massifs très fins et homogènes et des niveaux décimétriques d'argile silteuse riches en micro débris végétaux et hydrotroïlite. Entre les cotes 184 et 262 cm, un niveau sableux pluri-décimétrique, très riche en débris végétaux de taille pluri-millimétrique, contraste avec les autres niveaux sableux « propres » (sans débris ligneux). Le sommet de la carotte présente 23 cm de boue à nanoplanctons calcaires et foraminifères de couleur beige (2.5Y 6/4). La teneur en sable de la carotte est de 80% et compte 12% d'argile silteuse et 8% de boue carbonatée.

- La carotte KLS13 (frange du lobe A1, **Annexe. III. 1-I**) montre des alternances entre des niveaux centimétriques d'argile silteuse (9% de la carotte) et des niveaux pluri-décimétriques de sable très fin massif (teneur en sable de la carotte : 75%). Comme sur la carotte KLS12, certains niveaux sableux sont très riches en débris ligneux contrastant avec les

niveaux sableux « propres ». Les 36 premiers centimètres de la carotte sont constitués de boue carbonatée (riche en nannoplanctons calcaires et foraminifères) de couleur beige similaire au sommet des autres carottes de la zone.

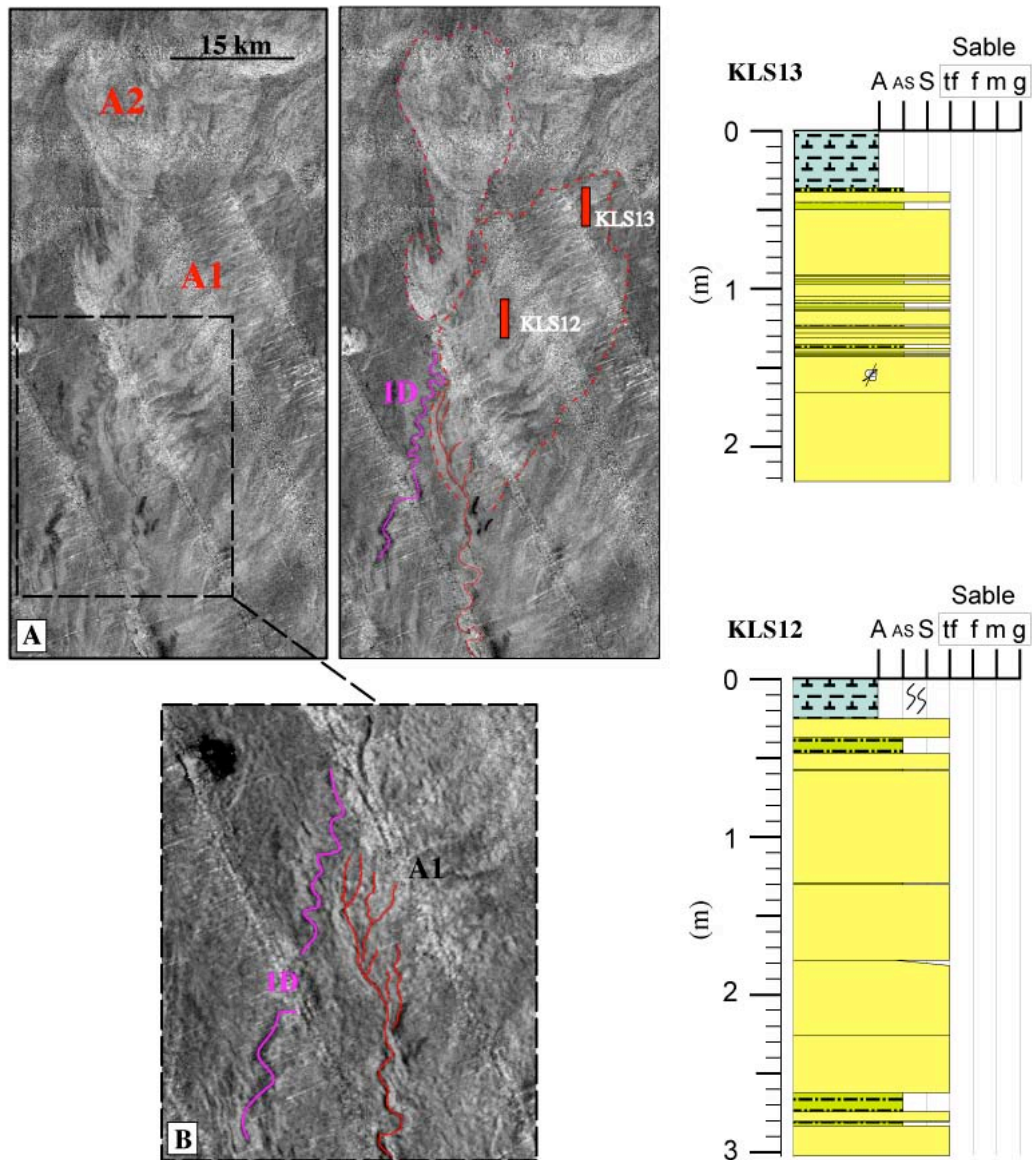


Fig. III.31- Zoom sur le lobe A1 et logs synthétiques des carottes KLS12 et KLS13 : (A) Imagerie EM12D montrant la localisation des carottes KLS12 et KLS13 le long d'un transect amont aval dans l'axe du lobe Amazone A1. (B) Vue bathymétrique en perspective avec en drapage l'imagerie EM12D mettant en évidence de petits chenaux distributaires à l'entrée du lobe.

Le transect KLS06-KD01 (Annexe. III. 1-J, K et Fig. III.32) est situé le long de l'axe du lobe A3.

- La carotte KLS06 (entrée du lobe A3, **Annexe. III. 1-J**) montre à partir de la base, 2 niveaux pluri-décimétriques de sables massifs, le premier constitué de sables massifs « propres » et le deuxième très riche en débris ligneux correspondant sur le profil 3,5 kHz au faciès acoustique de plus forte amplitude atteint par la carotte. Ces niveaux sableux sont surmontés entre les cotes 192 et 92 cm bsf, par l'alternance entre des niveaux centimétriques argilo-silteux et des niveaux de sable très fin d'épaisseur pluri-centimétrique à décimétrique contenant des lamines pluri-millimétriques riches en débris végétaux. Ces faciès de sable très fins à lamines riches en débris végétaux sont assez similaires à ceux observés sur la carotte KLS04 (**Annexe. III. 1-B**) prélevée au niveau de la crête de la levée droite du chenal de l'Amazone juste à l'entrée du lobe A3. Cette similitude de faciès s'explique par la position de la carotte KLS06 qui traverse les dépôts de levée du chenal d'alimentation du lobe A3 caractérisés par un faciès lité sur le profil sismique 3,5 kHz (**Fig. III.32**) avant de traverser les dépôts de lobe sous-jacents, caractérisés par un faciès acoustique de plus forte amplitude. Entre les cotes 92 et 55 cm bsf, la carotte est constituée par 2 niveaux argilo-silteux pluri-centimétriques à lamines silteuses à la base. L'ensemble est surmonté par 18 cm de vase à nanoplanctons calcaires et foraminifères et 36 cm de boue carbonatée au sommet de la carotte. Les faciès de boue et vase carbonatées représentent 21% de la carotte, pour une teneur en sable de 53% et de 26% de sédiments argilo-silteux.

- La carotte KD01 (corps du lobe A3, **Annexe. III. 1-K**) montre une alternance de niveaux décimétriques à pluri-décimétriques d'argile silteuse (31% de la carotte) et de niveaux de sables massifs très fins à fins d'épaisseur décimétrique à métrique. Entre 155 et 108 cm bsf, le niveau argilo-silteux est caractérisé par le faciès « léopard » sombre et tacheté, très riche en matière organique. Le sommet de la carotte est constitué de 40 cm de boue carbonatée (19% de la carotte) de couleur beige (2.5Y 5/4). La teneur en sable de la carotte atteint 51%.

### **III.3.2. Description des faciès et séquences**

À partir des observations visuelles de la nature des sédiments (argile, argile silteuse, silt, sable) et de leurs constituants (débris végétaux, hydrotroïlites...), 9 faciès ont été distingués. La figure **III.33** présente des photos de chaque faciès et les figures **III.34** à **III.42** illustrent les différents faciès dans les carottes.

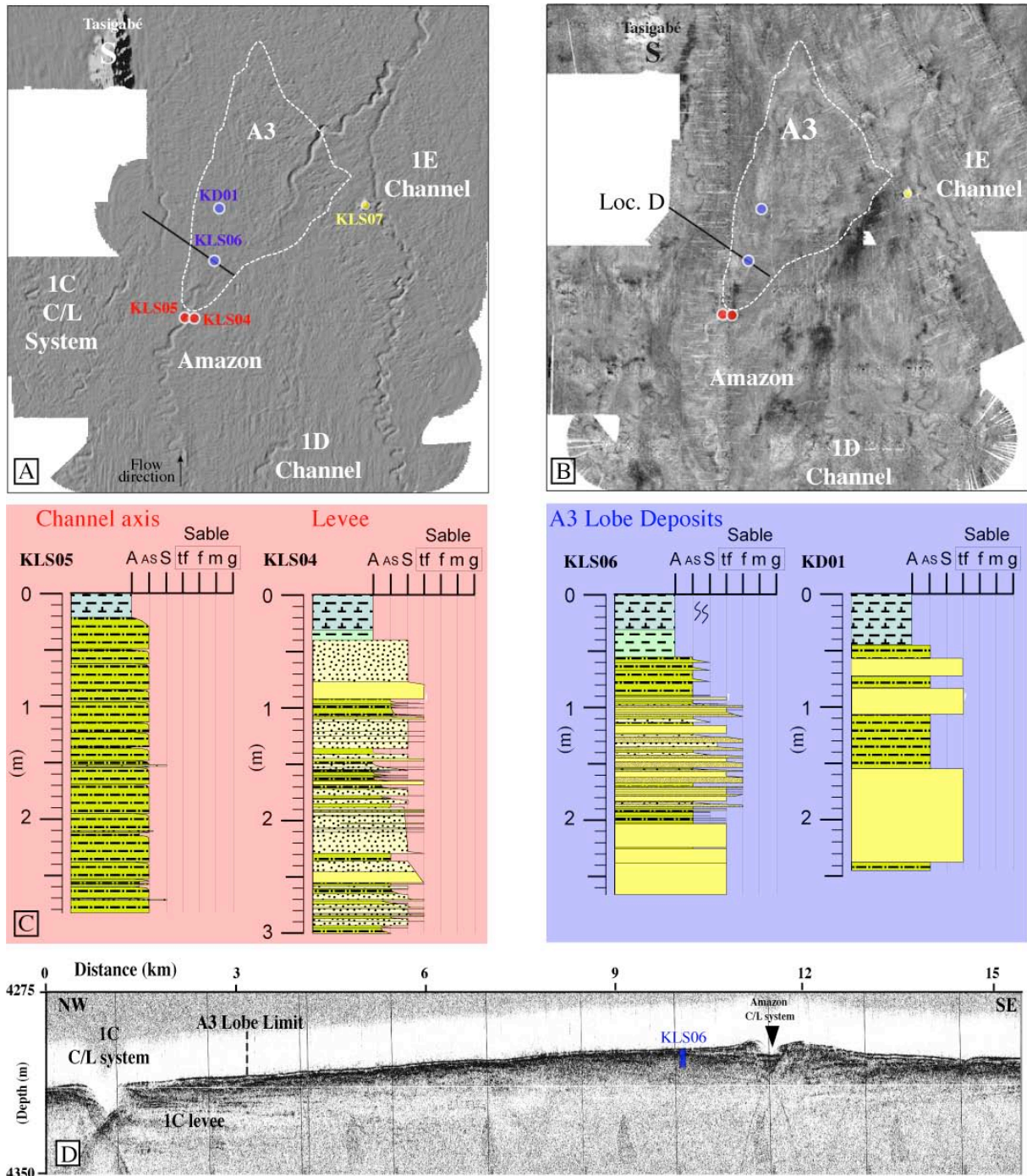


Fig. III.32- Zoom sur le lobe A3 : (A) Carte bathymétrique ombrée imageant la zone du lobe A3 et la localisation des carottes KLS05 (dans l'axe du chenal Amazone), KLS04 (sur la levée droite du chenal de l'Amazone), KLS06 (entrée du lobe, à proximité du chenal d'alimentation du lobe A3) et KD01 (corps du lobe A3). (B) Imagerie EM12D du lobe Amazone A3 et localisation du profil 3,5 kHz présenté en (D). (C) Logs synthétiques des carottes. (D) Profil sismique 3,5 kHz transverse au niveau de la zone amont du lobe A3 où est positionnée la carotte KLS06.

III.3.2.1. Faciès identifiés

**Faciès A : Boue beige homogène, sans structure et à croûte ferrugineuse à la base**

Toutes les carottes prélevées dans la zone d'étude (sauf KLS08, pour laquelle le sommet manque) présentent en surface le même faciès de boues carbonatées riches en nannoplanctons calcaires et foraminifères, de couleur beige, sur une épaisseur de 20 à 60 cm (**Figs. III.34 à III.42**). Ce faciès (« *foraminiferal ooze and iron-rich crust* », Flood, Piper and Klaus, 1995) a également été identifié au niveau du sommet des forages ODP ou sur les carottes prélevées antérieurement sur l'éventail de l'Amazone (McGeary and Damuth, 1973 ; Damuth and Kumar, 1975 ; Showers and Bevis, 1988 ; Pirmez, 1994). Exclusivement biogène, il correspond à la phase de sédimentation pélagique holocène qui recouvre l'ensemble de l'éventail suite à l'arrêt de l'activité turbiditique lié à la remontée du niveau marin.

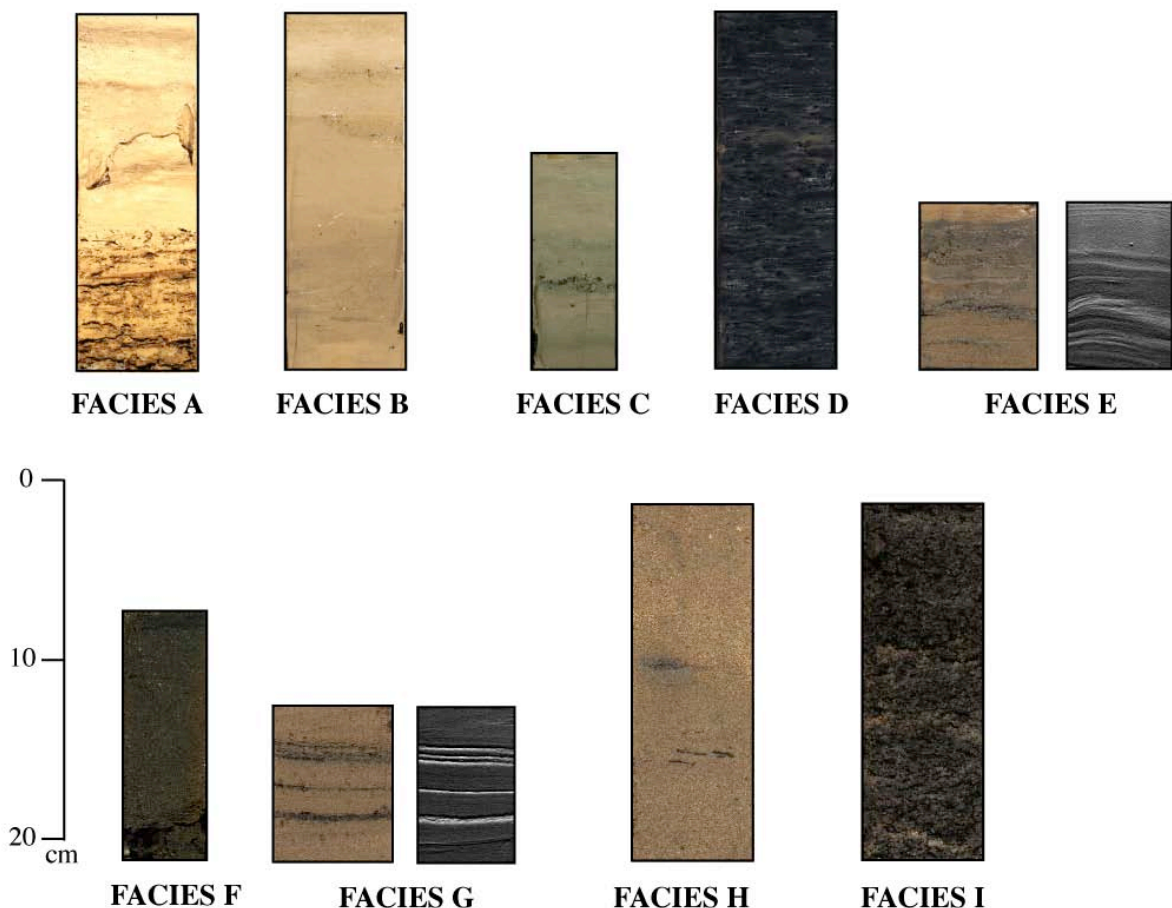


Fig. III.33- Photographies des différents faciès observés dans l'ensemble des carottes. Les images RX des faciès E et G ont été ajoutées.

---

La particularité de ce faciès est qu'il présente à la base un niveau induré de couleur orange de plusieurs centimètres d'épaisseur qui correspond à une croûte ferrugineuse. McGeary et Damuth (1973) ont interprété cette croûte ferrugineuse comme étant liée à la mobilisation du fer issu des sédiments glaciaires riches en matière organique, réduits suivant une réaction d'oxydo-réduction. Le fer mobilisé précipite sur forme d'une croûte à la base des sédiments pélagiques holocènes oxydés. La croûte ferrugineuse enregistre donc le changement de source des sédiments se déposant au niveau de l'éventail, c'est-à-dire la transition entre une sédimentation détritique dominante (riche en matière organique) vers une sédimentation uniquement biogène. L'âge de cette croûte n'est pas synchrone sur l'ensemble de l'éventail.

### **Faciès B : Vase grise, homogène**

Le faciès B, correspondant à des vases grises (5Y 5/1) et homogènes, est observé sur 5 carottes (KLS05 : **Fig. III.34**, KLS04 : **Fig. III.35**, KLS09 : **Fig. III.37**, KLS06 : **Fig. III.41** et KLS11 : **Annexe. III. 1-G**) juste en-dessous de la croûte ferrugineuse caractéristique de la base du faciès A. Ces vases présentent une composante biogène (elles sont très riches en nannoplanctons calcaires et foraminifères) mais également une composante détritique argileuse. Ce faciès contient très peu ou pas de monosulfures (hydrotroïlite). L'épaisseur de ces niveaux de vase est comprise entre 10 et 25 cm.

### **Faciès C : argile silteuse gris-olive**

Le faciès C correspond à des niveaux argilo-silteux centimétriques à décimétriques. Ces niveaux argilo-silteux sont de couleur gris-olive (5Y 4/2) et montrent quelques passées et points de couleur noire, signe de la présence de micro-débris végétaux et d'hydrotroïlite. La granularité de ces niveaux donne une médiane comprise entre 3,8 et 15  $\mu\text{m}$ .

### **Faciès D : argile silteuse au faciès « léopard »**

Le faciès D correspond à des niveaux argilo-silteux centimétriques à décimétriques. Ils sont de couleur très sombre (noir) et tachetés, c'est pourquoi ce faciès a été nommé « léopard ». Cette couleur très sombre est liée à la présence abondante d'hydrotroïlite et de micro-débris végétaux. Les mesures de la granularité de ces niveaux d'argile-silteuse au faciès « léopard » présentent des valeurs de la médiane comprises entre 5,8 et 10  $\mu\text{m}$ .



**Faciès E : argile silteuse à lamines**

Ce faciès E montre un niveau argilo-silteux décimétrique contenant de nombreuses lamines silteuses (médiane autour de 56  $\mu\text{m}$ ) infra-millimétriques et continues. Ces lamines infra-millimétriques sont très bien visibles sur l'image RX.

**Faciès F : Silt massif ou à lamines**

Ce faciès se présente sous la forme d'une succession de niveaux pluri-centimétriques. Ces niveaux de silt peuvent être massifs ou contenir des lamines. Ils peuvent être riches en micro-débris ligneux et en minéraux opaques. Les mesures de la granularité donnent des valeurs de la médiane autour de 40  $\mu\text{m}$ .

**Faciès G : Sable très fin à lamines**

Ces sables se présentent sous la forme de niveaux pluri-centimétriques contenant de nombreuses lamines noires, infra-millimétriques, continues et riches en débris végétaux.

**Faciès H : Sable très fin à fin massif (« sables propres »)**

Ces sables se présentent sous la forme de niveaux massifs et homogènes, de couleur brune à ocre et d'épaisseur décimétrique à métrique (**Fig. III.43**). Ils sont composés de quartz, de micas et de minéraux opaques et ne contiennent pas ou très peu de débris végétaux (« sables propres »). Les images RX ne révèlent pas de structures internes. Les mesures de la granularité des niveaux de sable massif, sur l'ensemble des carottes présentant ce faciès, montrent une fourchette de résultats comprise entre 67  $\mu\text{m}$  et 132  $\mu\text{m}$  (médiane). Entre la base et le sommet d'un niveau de sable massif, les valeurs de la taille des grains sont assez similaires et ne montrent pas d'évolution importante.

**Faciès I : Sable massif à très nombreux débris végétaux**

Ces sables se présentent sous la forme de niveaux décimétriques à pluri-décimétriques, de couleur noire du fait de la présence de très nombreux débris végétaux (**Fig. III.43**). Ces débris organiques se présentent sous la forme de fragments de bois ou de feuilles de taille millimétriques. Les mesures de la granularité de ces niveaux de sable présentent des valeurs autour de 318-386  $\mu\text{m}$ . Du fait de la présence de ces débris végétaux, la taille des grains est sans doute surévaluée.

---

Ainsi, les sédiments observés dans les 11 carottages Kullenberg du complexe de lobes récent de l'Amazone appartiennent à deux catégories : (1) des dépôts pélagiques, d'origine biogène, qui recouvrent l'éventail de l'Amazone suite à l'arrêt de son fonctionnement et (2) des dépôts détritiques (sous de multiples faciès) liés à l'activité turbiditique du système de l'Amazone.

### III.3.2.2. Séquences sédimentaires

Les faciès décrits au paragraphe précédent s'organisent en séquences sédimentaires. En effet, plusieurs motifs constitués par l'association de deux ou plusieurs faciès sont observés de façon récurrente le long d'une carotte ou sur plusieurs carottes. Les principales séquences identifiées sont :

#### **Séquence I**

La séquence I est représentée par un niveau argilo-silteux à lamines silteuses (faciès E), évoluant vers le haut en un niveau argilo-silteux au faciès « léopard » (faciès D, médiane 6,9  $\mu\text{m}$ ). Le faciès D est recouvert par un terme argileux faiblement silteux, de couleur plus claire et de granularité moindre (médiane 4,9  $\mu\text{m}$ ) (faciès C). La description visuelle ne met pas clairement en évidence cette succession de faciès, sauf par des changements subtils de couleur. Elle est par contre bien mise en évidence sur les images RX. Le contact inférieur est net et cette séquence présente un granoclassement normal. Il faut noter que cette séquence est souvent complète (faciès E-D-C) en base de carotte et lorsqu'elle est incomplète c'est le terme sommital (faciès C) qui manque. À l'inverse, c'est le terme basal (faciès E) qui est manqué fréquemment en sommet de carotte.

Cette séquence (complète ou partielle) se répète plusieurs fois dans la carotte KLS05 (**Fig. III.34**) qui a échantillonné l'axe du chenal de l'Amazone juste à l'entrée du lobe A3.

#### **Séquence II**

La séquence II a été définie à partir des faciès observés sur la carotte qui échantillonne la crête de la levée du chenal de l'Amazone (KLS04, **Fig. III.35**) et caractérise des dépôts de débordement.

La séquence II est constituée à la base d'un niveau à dominante silteuse (faciès F) ou sableuse (sable très fin du faciès G) centimétrique à pluri-centimétrique à lamines (équivalent

possible de Tb ou Tc de la séquence de Bouma). Il est surmonté par un terme médian argilo-silteux à lamines (Faciès E) puis par un terme sommital à dominante argileuse sans structure (Faciès C), respectivement assimilés aux termes Td et Te de la séquence de Bouma (Bouma, 1962). Le terme médian (Faciès E) est parfois manquant. Les termes médian (faciès E) et supérieur (faciès C) résultent typiquement du débordement de la partie sommitale d'un écoulement. La sédimentation du terme basal (Faciès F ou G) serait engendrée par un débordement de plus forte densité par rapport aux débordements qui ont généré les 2 termes supérieurs. Le terme supérieur (Faciès C) correspond à la décantation lente du débordement de la partie sommitale diluée de l'écoulement.

### **Séquence III**

La séquence III est représentée par des sables très fins à fins (« propres ») massifs (Faciès H) décimétriques à métriques qui passent par un contact net à un niveau d'argile silteuse (faciès C). Les contacts inférieurs et supérieurs de ces niveaux de sables massifs sont érosifs et nets.

Cette séquence III (H-C) peut se répéter plusieurs fois dans une même carotte et elle caractérise clairement les dépôts de lobes carottés (par exemple, KLS12 dans le corps du lobe A1, KD01, dans le corps du lobe A3, KLS06, à l'entrée du lobe A3, **Figs. III.39, 41, 42**).

KLS05

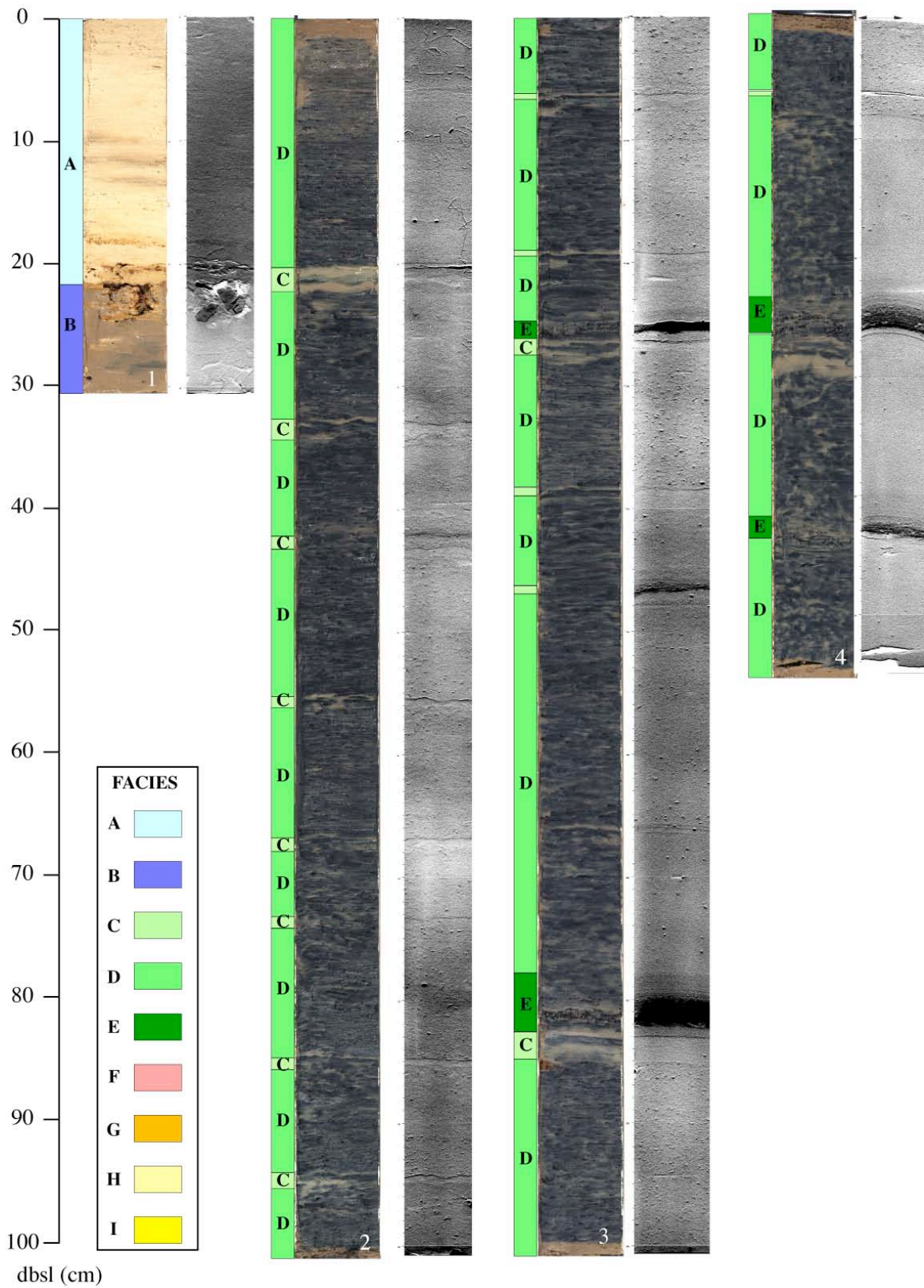


Fig. III.34- Planche présentant les photos et les images RX pour la carotte KLS05. Les différents faciès distingués sont reportés.

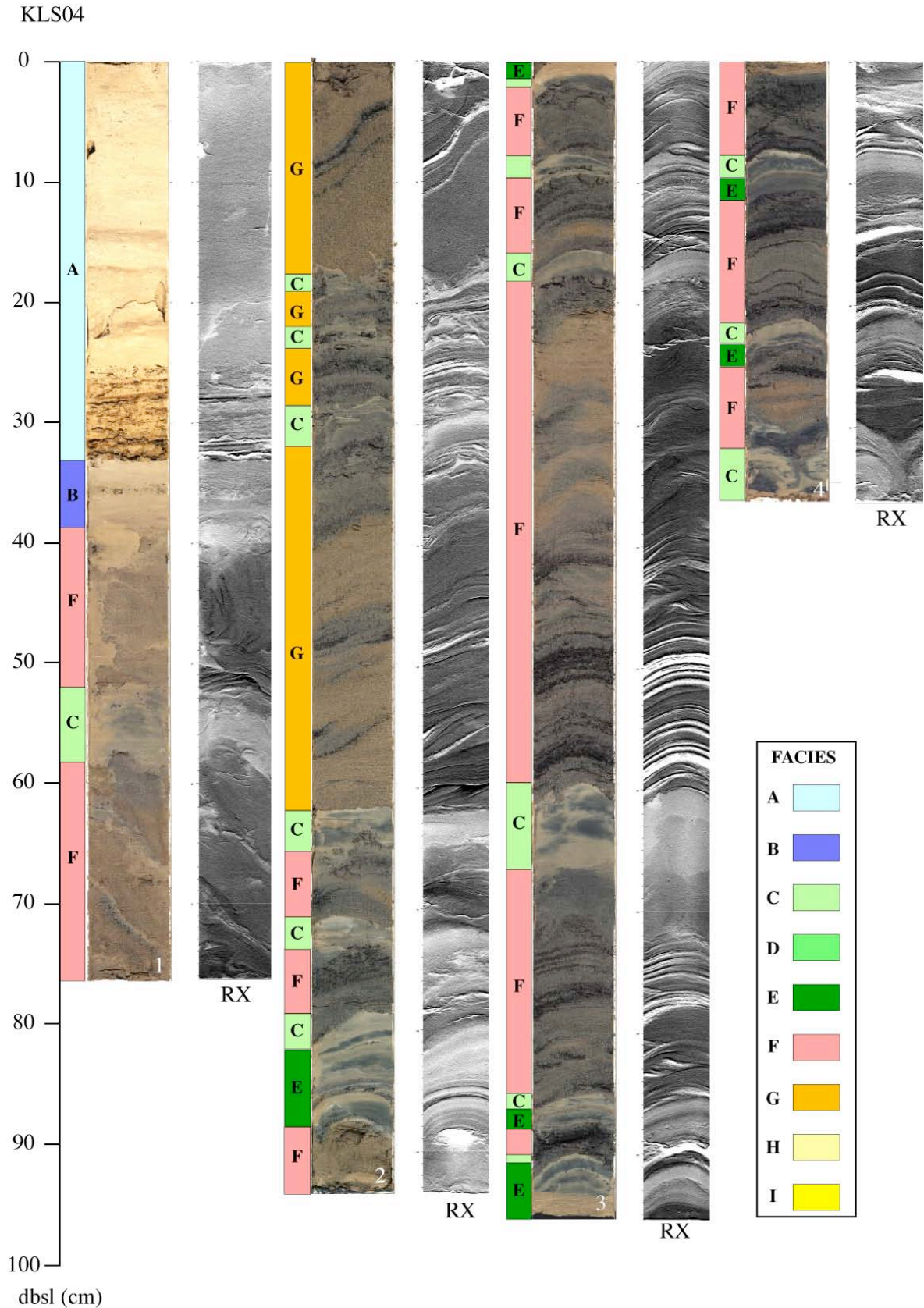


Fig. III.35- Planche présentant les photos et les images RX pour la carotte KLS04. Les différents faciès distingués sont reportés.

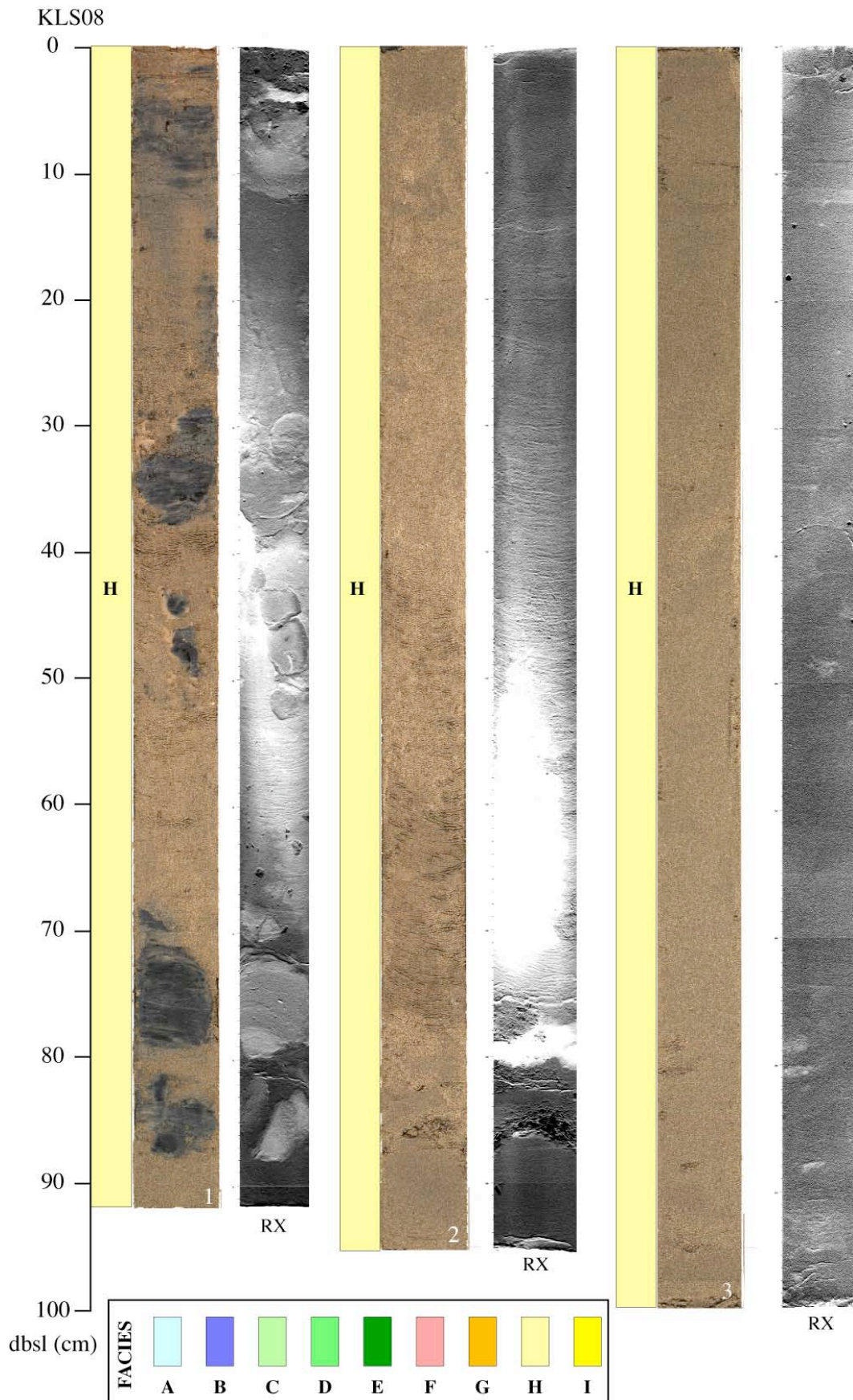


Fig. III.36- Planche présentant les photos et les images RX pour la carotte KLS08. Les différents faciès distingués sont reportés.

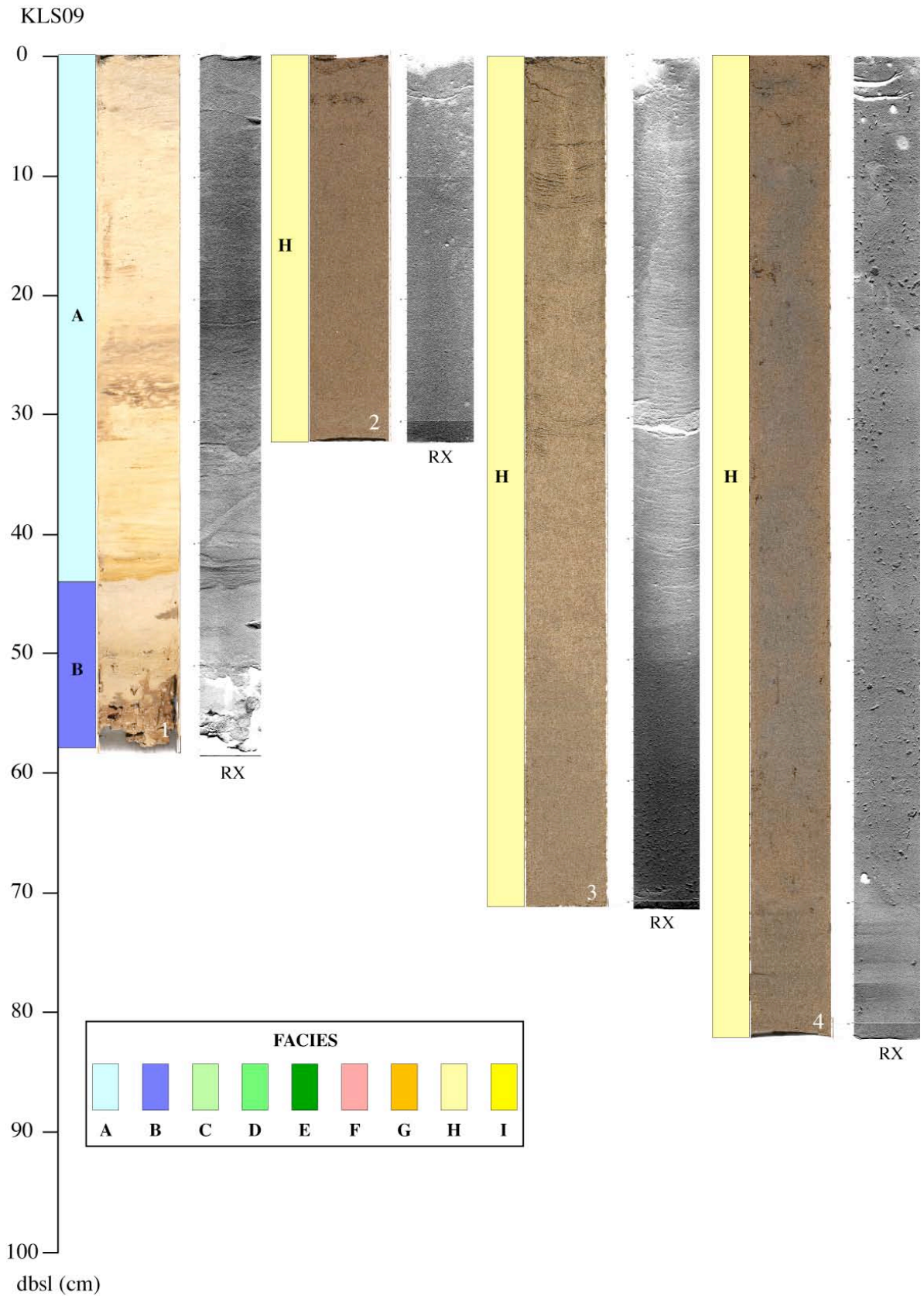


Fig. III.37- Planche présentant les photos et les images RX pour la carotte KLS09. Les différents faciès distingués sont reportés.

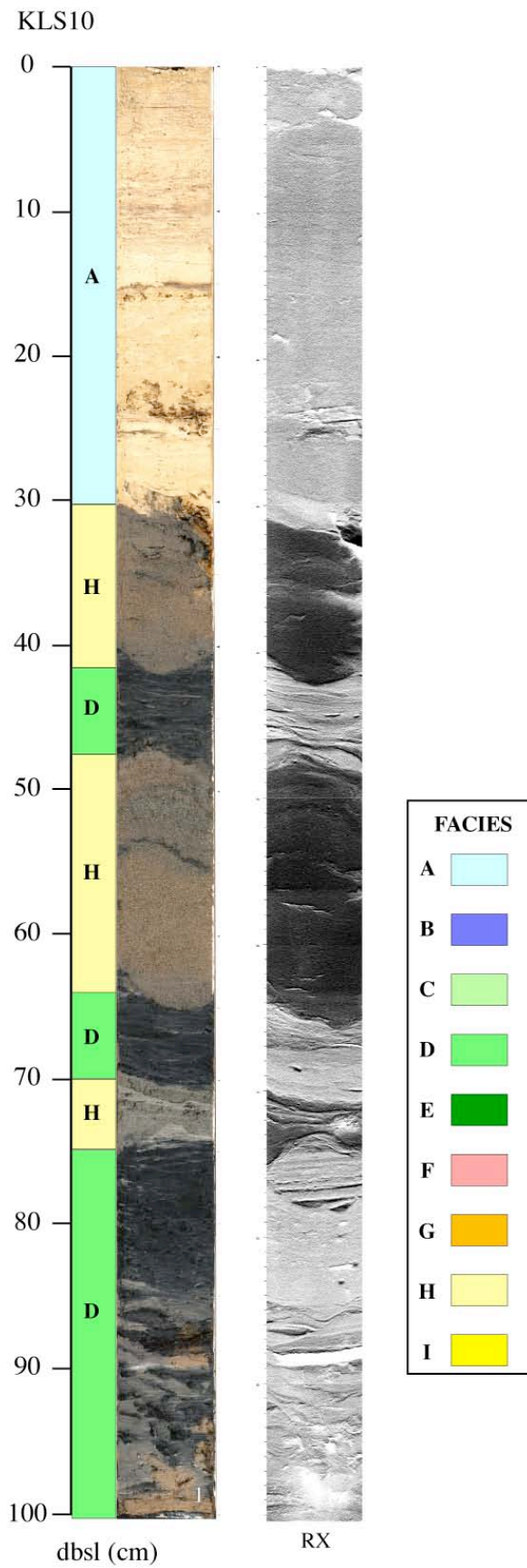


Fig. III.38- Planche présentant les photos et les images RX pour la carotte KLS10. Les différents faciès distingués sont reportés.



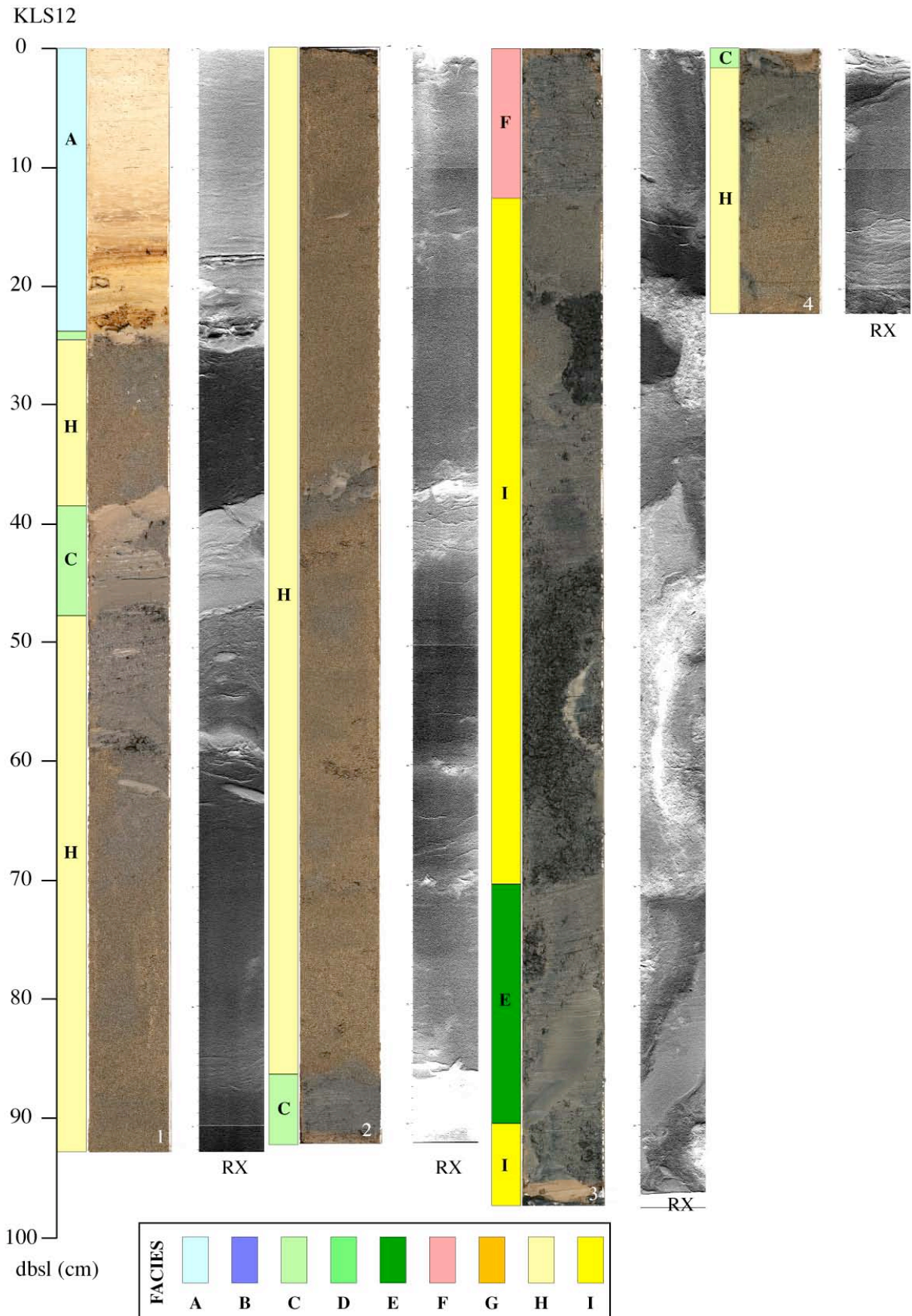
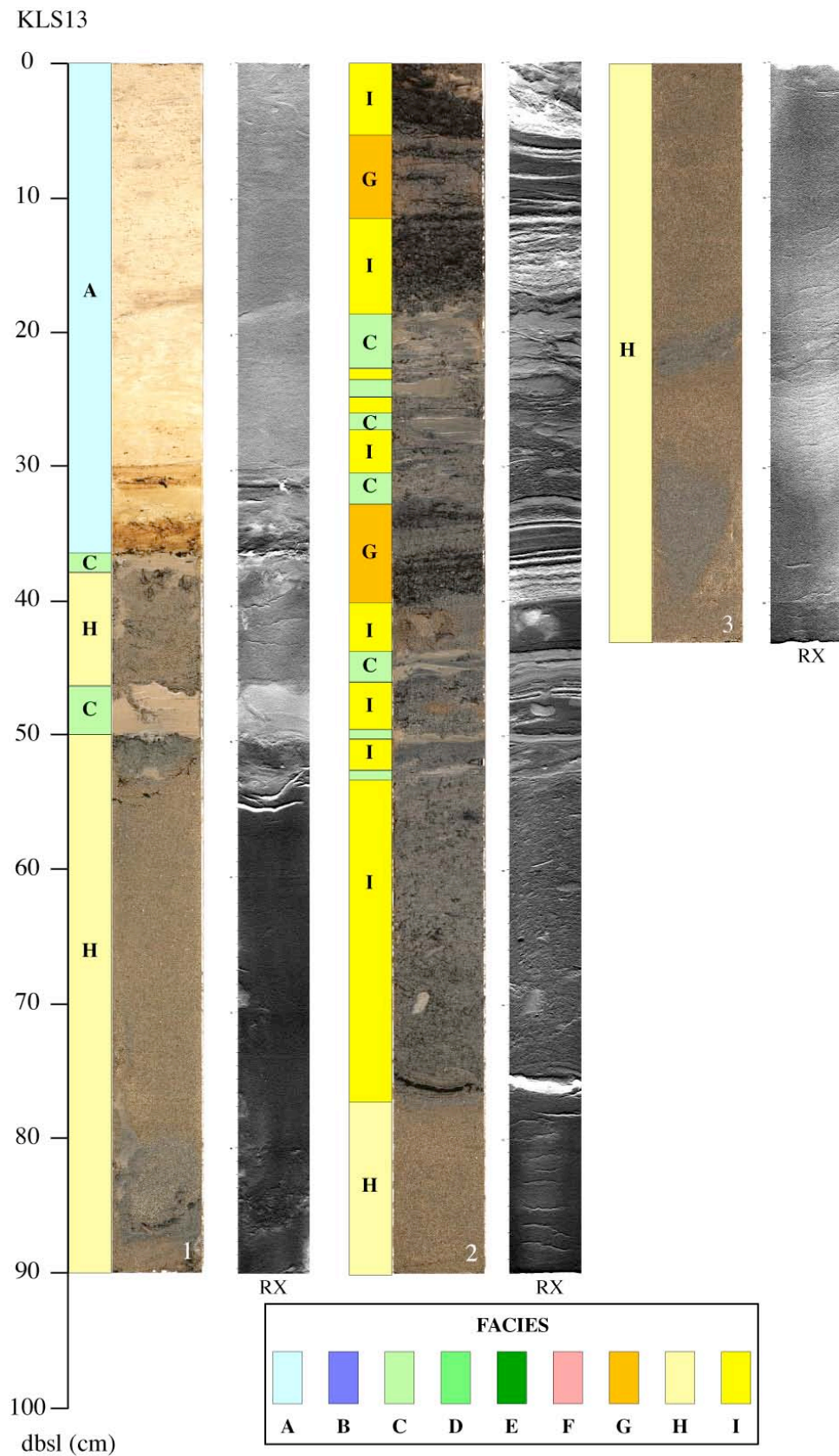


Fig. III.39- Planche présentant les photos et les images RX pour la carotte KLS12. Les différents faciès distingués sont reportés.



*Fig. III.40- Planche présentant les photos et les images RX pour la carotte KLS13. Les différents faciès distingués sont reportés.*

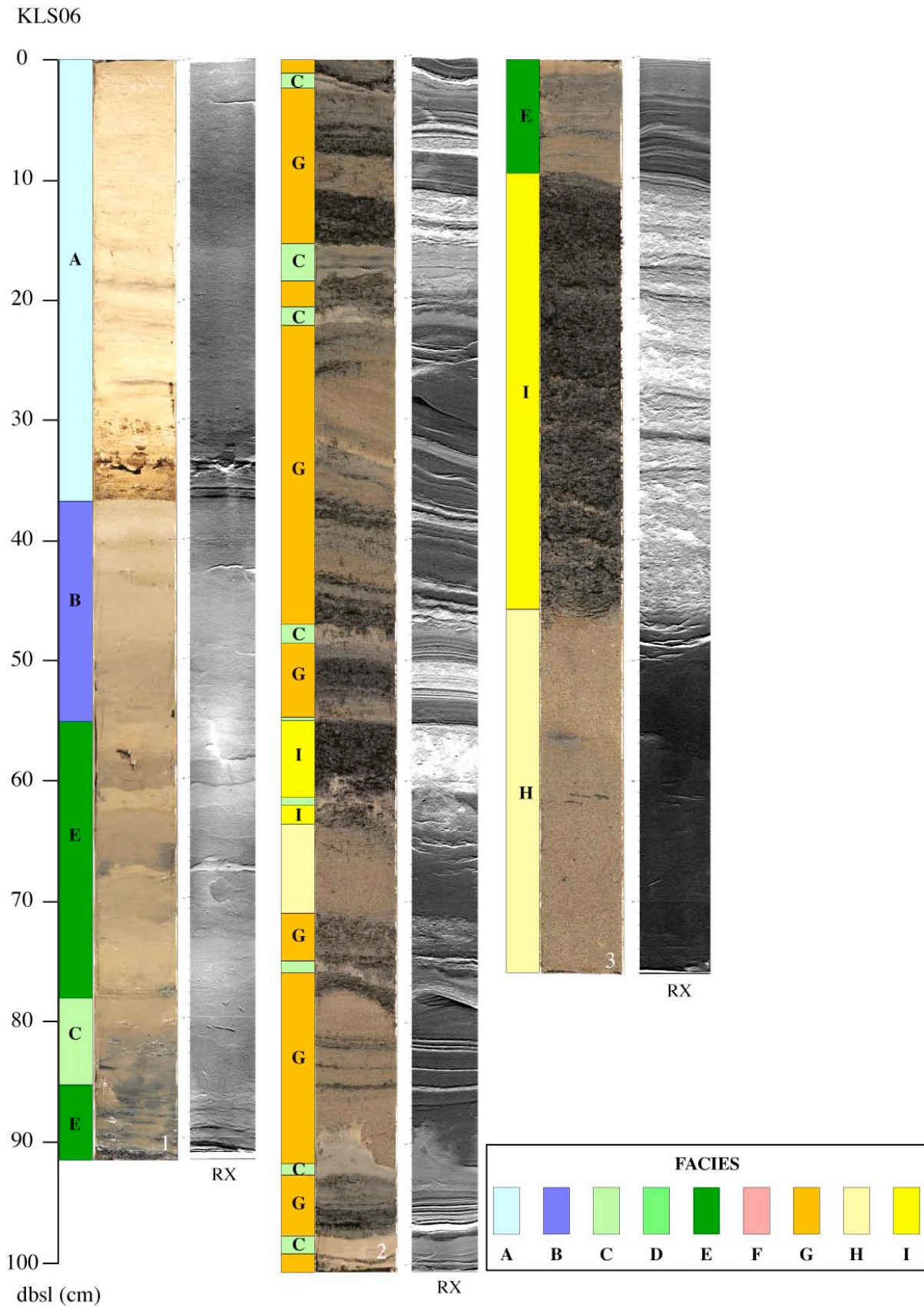
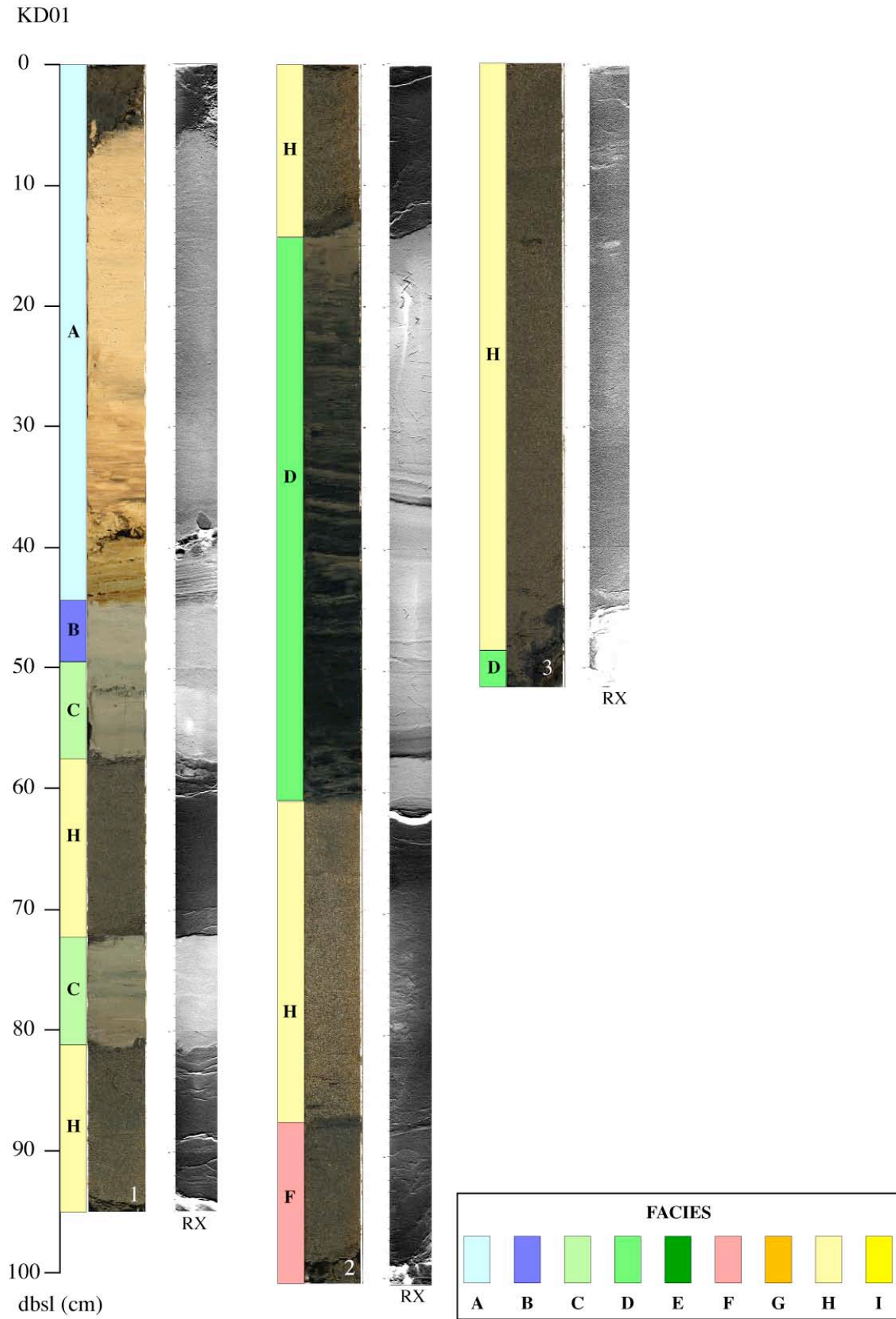


Fig. III.41- Planche présentant les photos et les images RX pour la carotte KLS06. Les différents faciès distingués sont reportés.



*Fig. III.42- Planche présentant les photos et les images RX pour la carotte KD01. Les différents faciès distingués sont reportés.*

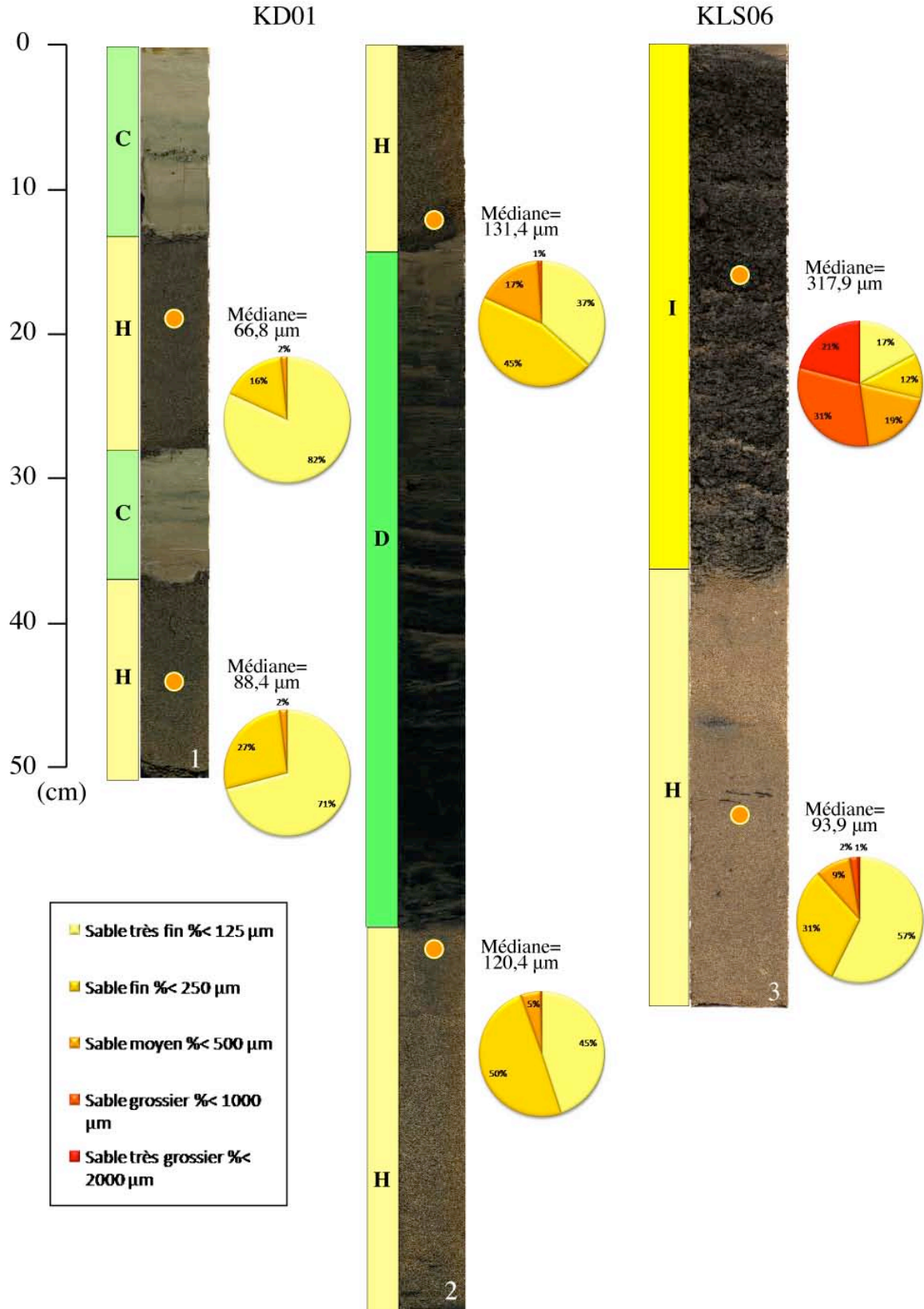


Fig. III.43- Exemples de niveaux de sables massifs (KDO1 tr-1&2 et KLS06 tr-3) caractéristiques des dépôts de lobes. Les mesures de la taille des grains (médiane) sont indiquées ainsi que les proportions par taille de grains.

---

### **III.3.3. Hypothèses sur la dynamique des écoulements gravitaires**

L'analyse des carottes, prélevées à l'axe du chenal de l'Amazone et sur la levée associée à l'entrée du dernier lobe actif A3 et dans le corps de plusieurs lobes, a permis de distinguer trois séquences principales qui permettent de proposer des hypothèses quant à la nature, le type et la dynamique des écoulements à l'origine de ces dépôts.

La séquence III (**Fig. III.36 à 42**) qui caractérise les dépôts de lobes carottés, est représentée par des sables très fins à fins (« propres » ou riches en débris végétaux) massifs (Faciès H et I) décimétriques à métriques, à contacts inférieur et supérieur nets et érosifs, surmontés par un niveau d'argile silteuse (faciès C). Ces critères permettent de proposer que les lobes résultent du dépôt d'écoulements très riches en sables, denses, peu épais et comportant une partie basale laminaire bien développée et une partie sommitale turbulente.

La séquence II (**Fig. III.35**), observée sur la carotte prélevée sur la crête de la levée du chenal de l'Amazone, est caractéristique des dépôts de débordement et résulte typiquement du débordement de la partie sommitale d'un écoulement (termes Td et Te de la séquence de Bouma : Bouma, 1962). L'observation dans la carotte de faciès typiques de débordement implique que, même à cet endroit du système situé à seulement 500 m de l'entrée du lobe, les sables à la base des écoulements restent canalisés par les 9 m du relief du chenal, et ne débordent pas (ou peu). Cette observation confirme donc la faible épaisseur des écoulements qui arrivent au lobe A3.

L'axe du chenal à l'entrée du lobe A3 a révélé des faciès turbiditiques très fins à dominante argilo-silteuse correspondant à la séquence I (empilement des faciès E-D-C). Cette séquence I (complète ou partielle) se répète plusieurs fois dans la carotte KLS05 (**Fig. III.34**). Le chenal qui n'est situé qu'à quelques kilomètres de la carotte KLS06 (lobe A3) est donc rempli par des sédiments beaucoup plus fins (pas de sable) que les sédiments très sableux du lobe. Ce paradoxe suggère que le remplissage fin du chenal traduit la persistance d'une activité dans le chenal alors que le lobe A3 n'était plus alimenté en sable.

Les dépôts fins observés dans le chenal semblent donc attester de la diminution de l'énergie des écoulements atteignant le lobe A3 pendant cette période. Les écoulements, s'ils étaient sableux, ont probablement déchargé leur contenu sableux plus en amont, et seuls les éléments les plus fins de l'écoulement parviennent à atteindre la terminaison du chenal de l'Amazone. Cette diminution de l'énergie des écoulements signe la fin de l'activité du lobe A3 et coïncide avec l'abandon définitif de l'activité turbiditique dans la zone. On peut supposer,

même si aucune donnée ne permet de le vérifier, que tous les lobes fonctionnent de la même manière, avec un abandon progressif lié à une telle diminution de l'énergie des écoulements.

À partir des caractéristiques morphologiques des chenaux et de la nature des sédiments qui s'y sont déposés, Pirmez et Imran (2003) proposent que les écoulements qui ont contribué à la construction de l'Eventail de l'Amazone soient caractérisés par (1) une charge sédimentaire mixte dominée par une large fraction silteuse (entre 90 et 95%) et (2) un état subcritique avec un faible taux d'incorporation d'eau, un faible taux d'enlèvement de la portion supérieure diluée pendant le débordement et un faible taux de perte de sédiments le long du chenal, favorisant ainsi à la fois le transport longue durée et longue distance des écoulements tout en maintenant un transport efficace des sables jusqu'à la terminaison des chenaux. Les hypothèses, sur la dynamique des écoulements au niveau du complexe de lobes récent, que nous proposons sont en accord avec le modèle proposé par Pirmez et Imran (2003).

### **III.3.4. Conclusions**

L'étude sédimentologique des 11 carottages effectués sur la zone du complexe de lobes récent de l'éventail de l'Amazone a permis d'identifier et de définir plusieurs faciès et séquences sédimentaires caractérisant les dépôts de plusieurs lobes ainsi que le système chenal-levées de l'Amazone (axe du chenal et levée associée).

Les lobes échantillonnés (1D : KLS08, KLS09, KLS10 – A1 : KLS12-KLS13 – A3 : KLS06, KD01) sont caractérisés par des teneurs en sable importantes (séquence III) (atteignant 50 à 80% des sédiments prélevés) sous la forme de séquences de sables massifs « propres » (faciès H), d'épaisseur moyenne de l'ordre d'1 m ou de sables massifs très riches en débris végétaux millimétriques (faciès I), d'épaisseur moyenne de l'ordre de 40 cm (**Fig. III.43**). La granularité de ces sables varie entre 67  $\mu\text{m}$  et 132  $\mu\text{m}$  (médiane) pour les sables massifs « propres » et entre 318  $\mu\text{m}$  et 386  $\mu\text{m}$  (médiane) pour les sables riches en débris végétaux.

Les levées à l'entrée du lobe A3 sont constituées par la succession de séquences granoclassées à dominante silteuse à nombreuses lamines silteuses à sableuses (sable très fin), riches en débris végétaux (séquence II).

---

L'axe du chenal à l'entrée du lobe A3 a échantillonné des faciès turbiditiques très fins à dominante argilo-silteuse. Les prélèvements effectués en contexte de levée ou d'axe de chenal sont peu nombreux et ne permettent donc pas de généraliser les faciès observés.

Les processus en jeu dans la construction des lobes terminaux de l'Amazone résultent probablement du dépôt d'écoulements très riches en sables, denses, peu épais avec une partie basale laminaire bien développée et une partie sommitale caractérisée par un comportement turbulent.

### **III.4- CHRONOLOGIE DE CONSTRUCTION**

Afin de contraindre le cadre temporel de mise en place des lobes terminaux de l'Amazone en vue de déterminer les périodes d'activité des différents systèmes chenaux-levées-lobes échantillonnés des datations ont été réalisées sur certains niveaux des carottes. Pour ces datations, la méthode au radiocarbone  $^{14}\text{C}$  a été utilisée car les âges attendus étaient en dessous de 60 000 ans (cf. Chapitre II). Dans cette partie, nous présenterons les résultats des datations  $\text{C}^{14}$  obtenus sur les carottes Damaz et Lobestory, complétés par les datations  $\text{C}^{14}$  issues des forages ODP (leg 155).

#### **IV.4.1. Synthèse des datations $\text{C}^{14}$**

##### **III.4.1.1. Carottages Kullenberg (missions Damaz et Lobestory)**

L'objectif principal, à partir des carottes disponibles sur le complexe de lobes récent de l'Amazone, était de tenter de dater la fin d'activité des différents lobes échantillonnés, c'est pourquoi la stratégie d'échantillonnage en vue de datations visait dans un premier temps à prélever dans des sédiments pélagiques à hémipélagiques contenant des foraminifères, juste au-dessus des sédiments détritiques. En complément, des échantillons ont été prélevés à différents niveaux dans des dépôts détritiques riches en débris végétaux d'origine terrestre ou dans des niveaux où la teneur en carbone organique du sédiment (TOC) était supposée supérieure à 1%. L'ensemble des niveaux échantillonnés, du matériel daté et des âges obtenus sont présentés en **annexe III.2**.



Les différents sites de carottages ayant été choisis en cours de campagne, en même temps que l'exploration de la zone des lobes terminaux était menée, la localisation et le scénario de construction des lobes (quel lobe appartient à quel système chenal-levées ?) n'étaient pas connus. De ce fait, les carottes ne sont, pour la plupart, pas adaptées pour contraindre entièrement l'âge des lobes présents dans la zone : seuls les lobes 1D<sub>p</sub>, A1 et A3 liés au système chenal-levées de l'Amazone ont été carottés ; les lobes des systèmes Brown, 1F, 1E, 1D distaux, 1C, 1B et 1A n'ont pas été échantillonnés, et l'âge des abandons successifs des systèmes chenaux-levées depuis Brown jusqu'à Amazone n'a pas pu être déterminé.

Par ailleurs, les mesures sur TOC ont fréquemment donné des inversions d'âges (cf. Chapitre II), en particulier pour les carottes KLS09 (lobe 1D) et KLS04 (levée du chenal Amazone). L'arrêt de fonctionnement du lobe 1D et les taux de sédimentation sur la levée n'ont donc pas pu être précisés. Des problèmes d'inversion d'âges liées aux mesures sur TOC ont également été identifiés pour les échantillons prélevés dans la carotte KLS 06 (corps du lobe A3) (voir ci-dessous).

Au total, sur les 20 datations réalisées, seules 10 permettent de préciser la chronologie de construction du complexe de lobes. La figure **III.44** présente les logs des carottes qui ont permis d'obtenir des contraintes d'âges, ainsi que la position des niveaux échantillonnés dans ces carottes et les âges obtenus pour les lobes A1 (KLS12), A3 (KD01 et KLS06) et dans le chenal Amazone (KLS05).

### **Lobe A1**

La carotte KLS12 prélevée dans le corps du lobe A1 (alimenté par Amazone : le système chenal-levée le plus récent, **Fig. III.31**) a permis d'obtenir 3 dates (**Fig. III.44**). À la base de la couverture pélagique (faciès A) entre les cotes 15,5 et 16,5 cm bsf (soit 10 cm au-dessus de la croûte ferrugineuse, zone pauvre en foraminifères) un âge de 9506 ans cal. BP ( $8880 \pm 50$  ans C<sup>14</sup>) a été calculé. Le taux de sédimentation calculé entre le sommet de la carotte et la cote 16,5 cm bsf est de 0,02 m/ka, similaire aux valeurs de taux de sédimentation holocène définies par Mikkelsen et Maslin (1997) à partir des forages ODP (leg 155). Par extrapolation, nous avons appliqué ce même taux de sédimentation supposé constant entre les cotes 16,5 et 24 cm (cote 24 cm : base de la croûte ferrugineuse) afin de déterminer l'âge de la transition entre la sédimentation pélagique et détritique. Un âge de 13256 ans cal. BP a été obtenu et correspondrait à l'âge de fin de fonctionnement du lobe A1.

---

Deux autres niveaux ont été datés, à partir de sédiments dont la teneur en carbone organique était importante. Il s'agit du niveau 42-43 cm bsf dans des sédiments argilo-silteux encadrés par des sables massifs d'épaisseur décimétrique et du niveau 205-206 cm bsf dans des sables massifs très riches en débris végétaux de taille millimétrique. Ces deux niveaux ont été datés respectivement à 15904 ans cal. BP ( $13390 \pm 80$  ans  $C^{14}$ ) et 16354 ans cal. BP ( $13730 \pm 70$  ans  $C^{14}$ ).

### **Lobe A3 et son chenal d'alimentation**

Le corps du lobe A3 (lobe le plus récent, **Fig. III.32**) a été échantillonné par les carottes KLS06 et KD01. Les 4 échantillons sélectionnés pour datations au  $C^{14}$  (**Fig. III.44**) dans la carotte KLS06 ont été prélevés sur des sédiments riches en carbone organique (cotes 65-66 cm bsf, 150-151 cm bsf et 218-219 cm bsf) et à partir d'une coquille de bivalve (cote 65 cm bsf : 14538 ans cal. BP). Malheureusement, les trois mesures réalisées sur TOC (d'origine terrestre) montrent des inversions d'âges (du sommet vers la base : 16709 ans cal. BP, 15447 ans cal. BP, 15420 ans cal. BP) qui empêchent de les exploiter.

Les deux dates obtenues sur la carotte KD01 (**Fig. III.44**), à partir de tests de foraminifères planctoniques, sont de 12928 ans cal. BP ( $11400 \pm 60$  ans  $C^{14}$ ) entre 75 et 80 cm bsf et 12890 ans cal. BP ( $11340 \pm 60$  ans  $C^{14}$ ) entre 45 et 47,5 cm bsf. Elles proviennent respectivement, depuis la base vers le sommet de la carotte, d'un niveau argilo-silteux (faciès C) surmontant un niveau de sables massifs et d'un niveau de vase (faciès B) situé quelques centimètres en-dessous de la croûte ferrugineuse. La date obtenue entre 45 et 47,5 cm bsf sur la carotte KD01 ne permet pas de déterminer avec précision l'âge de fin de fonctionnement du lobe A3 car il est difficile d'estimer quel est le taux de sédimentation de cet intervalle à double composante (faciès B : composantes biogène et détritique). La fin du fonctionnement du lobe A3 doit probablement être plus jeune que 12890 ans cal. BP.

La carotte KLS05 (**Fig. III.44**) prélevée à l'axe du chenal de l'Amazone, juste à l'entrée du lobe A3, a échantillonné des faciès turbiditiques très fins où 3 dates ont été obtenues à partir de sédiments dont  $TOC > 1\%$  aux cotes 280-281 cm bsf (13216 ans cal. BP soit  $11340 \pm 70$  ans  $C^{14}$ ), 180-181 cm bsf (13012 ans cal. BP soit  $11100 \pm 60$  ans  $C^{14}$ ) et 80-81 cm bsf (12967 ans cal. BP soit  $11040 \pm 60$  ans  $C^{14}$ ).

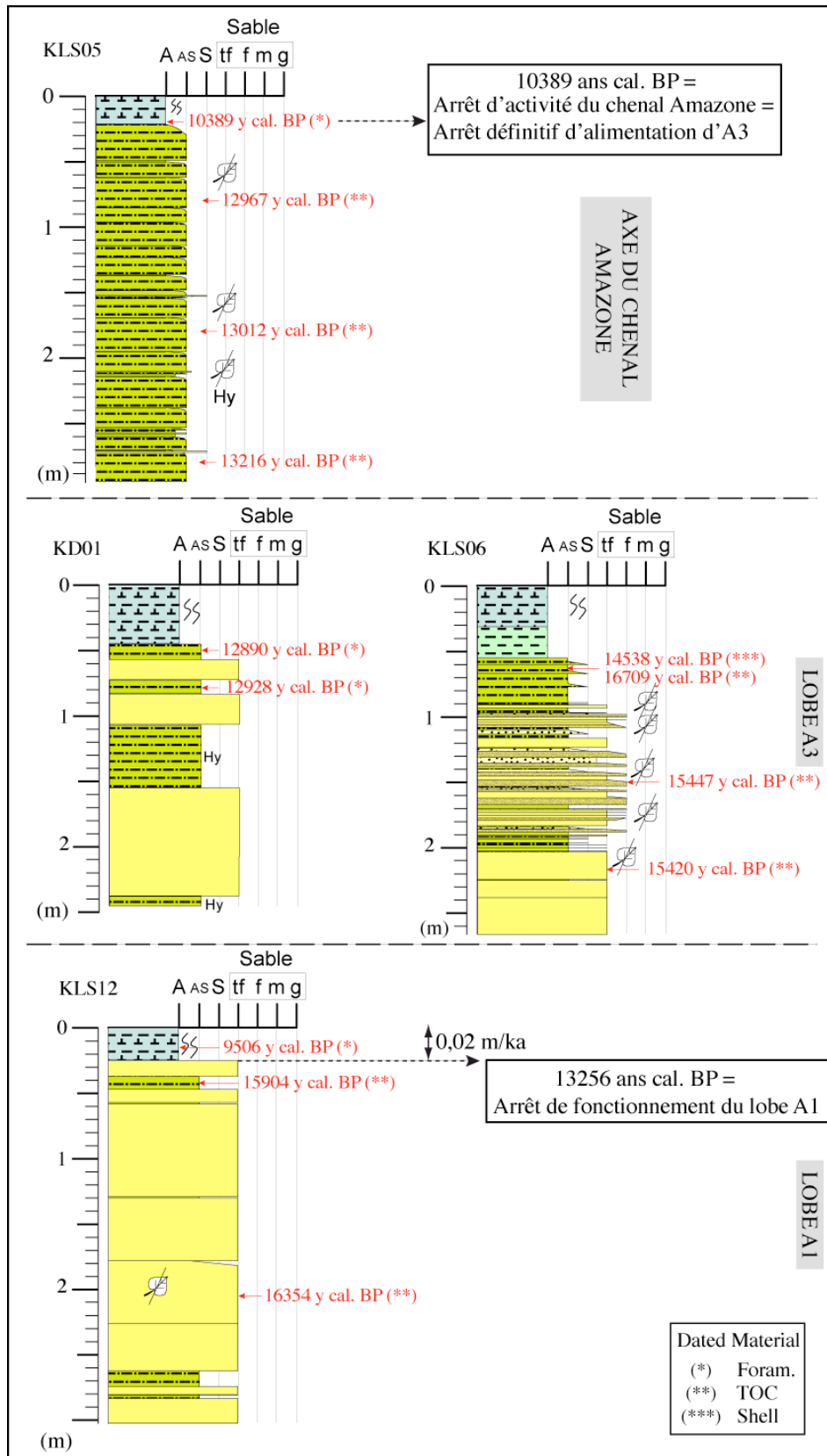


Fig. III.44- Logs synthétiques caractérisant les dépôts associés au système chenal-levées de l'Amazone (axe du chenal Amazone, lobes A1 et A3) où sont reportés les niveaux datés et les âges calendaires obtenus.

---

De plus, la transition entre la sédimentation terrigène turbiditique et la sédimentation pélagique qui signe l'arrêt d'alimentation en apports terrigènes turbiditiques dans le chenal et donc l'arrêt définitif d'alimentation du lobe A3, a pu être datée à 10389 ans cal. BP ( $9530 \pm 70$  ans  $C^{14}$ ) entre les cotes 18-20 cm bsf à partir de tests de foraminifères planctoniques.

#### III.4.1.2. Corrélations stratigraphiques et âges $C^{14}$ issus des données ODP

En plus des datations obtenues sur les carottes Damaz et Lobestory, notre étude chronostratigraphique s'est appuyée sur les corrélations stratigraphiques et les datations disponibles obtenues à partir des sites ODP (Flood, Piper, Klaus *et al.*, 1995, Piper *et al.* 1997b). Les âges  $C^{14}$  issus des données ODP (sites 940, 936, 944, 945 et 946, **Fig. III.45**) sont présentés dans le tableau **III.2** (cf. Paragraphe III.1.4.2.) (Piper, Comm. Pers. ; Maslin *et al.*, 2006, Maslin, Comm. Pers).

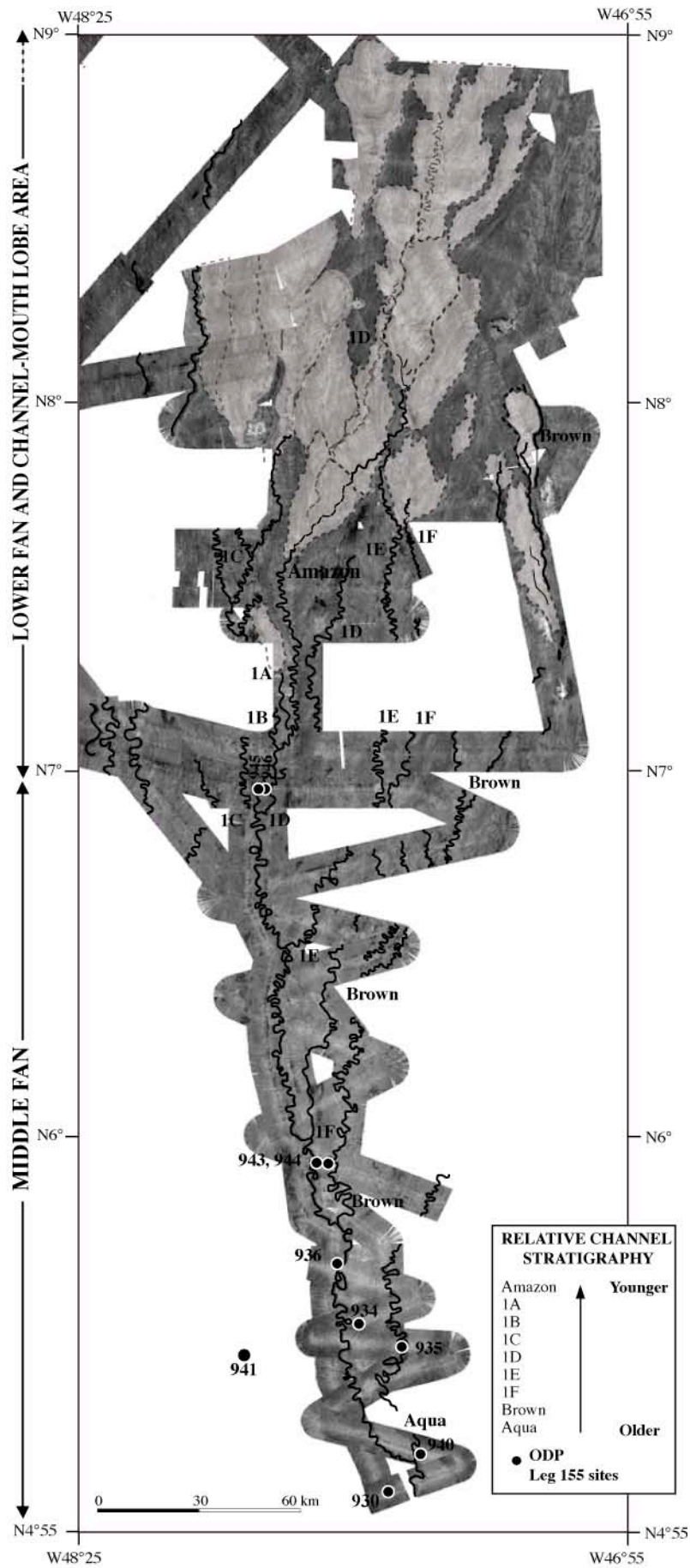


Fig. III.45- Localisation des sites ODP (Leg 155) sur la carte d'imagerie acoustique EM12D (missions Damaz et Lobestory).

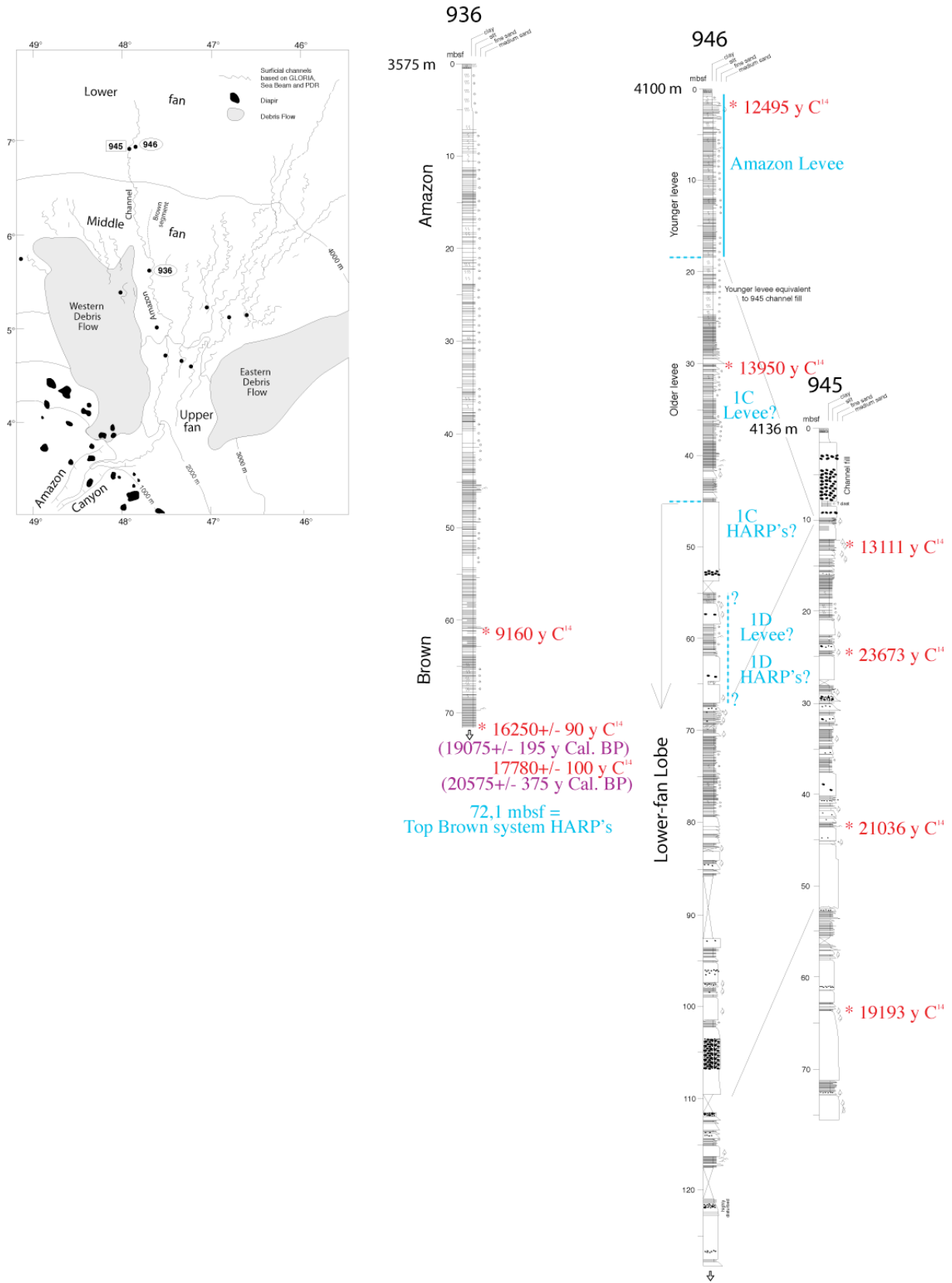
---

La figure **III.46** présente les logs synthétiques des sites ODP 936, 946 et 945 (Flood, Piper, Klaus and Peterson, 1997), les calages et corrélations stratigraphiques établies par Flood, Piper, Klaus *et al.* (1995) et Piper *et al.* (1997b) ainsi que les âges C<sup>14</sup> (Maslin *et al.*, 2006, Maslin Comm. Pers., Piper, Comm. Pers.).

Le **site 936** est situé sur la levée Ouest du chenal de l'Amazone. Ce site 936 nous intéresse car il a échantillonné un intervalle de HARP's associé à la base du système Brown et qui correspond à la sous-unité IIIA caractérisée par des sables moyens à grossiers entre 72,1 et 106,30 mbsf (Flood, Piper, Klaus *et al.*, 1995) (cf. paragraphe 1.4.2. ; **Fig. III.28**)

Au site 936 (**Fig. III.46**), deux datations réalisées à 72,64 mbsf (19075 ± 195 ans cal. BP soit 16250 ± 90 ans C<sup>14</sup> et 20575 ± 375 ans cal. BP soit 17780 ± 100 ans C<sup>14</sup> ; d'après Maslin *et al.*, 2006), correspondent au sommet de la sous-unité IIIA, c'est-à-dire au sommet des HARP's du système Brown. Bien que ce soit l'âge de la base des HARP's qui permette de définir précisément l'âge de l'avulsion Aqua/Brown et que la durée du dépôt des HARP's reste encore méconnue, Maslin *et al.* (2006) ont proposé de dater l'avulsion Aqua/Brown aux alentours de 19700 ans cal. BP.

► *Fig. III.46- Logs synthétiques partiels des sites ODP 936, 946 et 945 (modifiés d'après Flood, Piper, Klaus and Peterson, 1997), où sont reportés : les corrélations stratigraphiques établies par calage avec les données sismiques (d'après Flood, Piper, Klaus et al., 1995, Piper et al., 1997b) ainsi que les âges C<sup>14</sup> (d'après Maslin et al., 2006, Maslin Comm. Pers., Piper Comm. Pers.).*



---

### **III.4.2. Conclusions : modèle d'âge et durées de fonctionnement**

En synthétisant les informations basées sur les calages stratigraphiques déjà établies par Flood, Piper, Klaus *et al.* (1995) et Piper *et al.* (1997b) et les datations  $C^{14}$  sur les forages ODP et sur les carottes des missions Damaz et Lobestory, nous pouvons établir que l'histoire de construction du complexe de lobes récent étudié depuis le système Brown jusqu'au lobe A3 du système Amazone s'étend entre 19700 ans cal. BP (Maslin *et al.*, 2006) et 10389 ans cal. BP (sur KLS05) qui correspond à la fin de fonctionnement du chenal de l'Amazone, soit pendant une période d'environ 9300 ans. Nous ne disposons pas de contraintes d'âge pour dater plus précisément les périodes d'activité des systèmes chenaux-levées intermédiaires, à l'exception de la fin de fonctionnement du lobe A1 qui a pu être datée à 13256 ans cal. BP (KLS12). Cet âge donne une durée de fonctionnement d'environ 3000 ans pour l'activité des lobes A2 et A3.

Nous ne disposons pas de datations  $C^{14}$  pour tous les niveaux clés (par exemple la base des HARP's pour dater une avulsion ou le toit des levées pour dater la fin d'activité d'un système chenal-levées) qui nous permettraient d'étayer le cadre stratigraphique du complexe de lobes récent étudié. Le site 946 a néanmoins permis de repérer plusieurs niveaux qu'il serait intéressant à échantillonner en vue de datations (base des HARP's de 1C, 1D...), pour tenter de reconstituer les périodes d'activité des différents systèmes chenaux-levées depuis Brown jusqu'à Amazone.



### III.5- SYNTHÈSE ET DISCUSSION

#### III.5.1. Chronologie de construction, durée d'activité des lobes de l'Amazone et implications sur la récurrence des migrations de dépo-centres

Le scénario de construction du complexe de lobes récent proposé met en évidence une histoire de dépôt complexe. Les contraintes stratigraphiques obtenues ont permis d'établir que la construction des 8 systèmes chenaux-levées-lobes étudiés (depuis Brown jusqu'à Amazone) s'est réalisée durant la période qui s'étend du dernier maximum glaciaire à la remontée holocène du niveau marin et confirment les hypothèse de Piper *et al.* (1997b). Les 8 systèmes se sont construits sur une période de 9300 ans, entre 19700 ans cal. BP (âge de l'avulsion Aqua/Brown d'après Maslin *et al.*, 2006) et 10389 ans cal. BP (fin de l'alimentation du lobe A3).

Un calcul simple, basé sur l'hypothèse que les 8 systèmes chenaux-levées ont eu une durée d'activité identique, permet d'estimer très grossièrement la durée de fonctionnement d'un système à 1200 ans (9300 ans/8) (Jégou *et al.*, 2008). Cependant, les datations obtenues sur l'éventail (cf. III.4) donnent une durée de fonctionnement minimale de 3000 ans pour le dernier système (lobes A2 et A3 du système Amazone) et montrent donc qu'un calcul simpliste de ce type s'écarte trop de la réalité pour être retenu, et que les systèmes n'ont pas une durée d'activité semblable.

Dans le cas des lobes A2 et A3, si l'on considère les volumes de sédiments déposés (5 km<sup>3</sup> pour A2 et 11 km<sup>3</sup> pour A3, Jégou *et al.*, 2008), A3 représente le double du volume d'A2. En faisant l'hypothèse d'un taux de sédimentation similaire, 1000 ans seraient nécessaires pour déposer les 5 km<sup>3</sup> d'A2 et 2000 ans pour déposer les 11 km<sup>3</sup> d'A3. Ces durées sont courtes par rapport à la durée d'activité d'un complexe de systèmes chenaux-levées (~100 ka d'après Piper *et al.*, 1997b). Elles sont cependant en accord avec la durée d'activité de 1000 ans calculée pour le dernier lobe du système actuel de l'Eventail du Zaïre (Bonnell, 2005).

En se basant sur ces durées de fonctionnement, la vitesse de progradation du système chenal-levées alimentant le lobe A2 (portion du chenal Amazone postérieure à l'abandon d'A1 et qui l'a contourné pour déposer A2 en aval) peut être évaluée à 3 km/100 ans (30 km parcourus pendant les 1000 ans de sédimentation de A2) (**Fig.III.47, 48**).

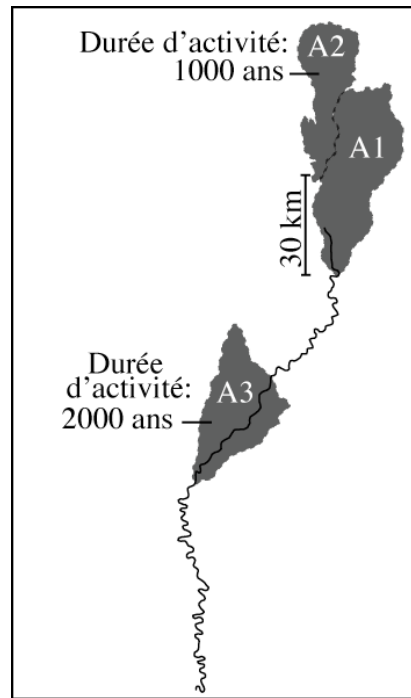


Fig. III.47- Schéma illustrant la durée de fonctionnement des lobes de l'Amazonie et la progradation du chenal Amazonie sur 30 km pour construire A2.

Notons que cette valeur n'est probablement pas représentative des taux de progradation de tous les systèmes chenaux-levées du complexe de lobes récent. Elle est en effet calculée sur une portion très courte de chenal, dans la zone de dépôt des lobes, et pour le chenal du lobe A2 qui appartient au système Amazone, probablement très particulier au sein de l'éventail de l'Amazonie : sa durée totale est estimée à 3000-5000 ans, ce qui laisse entre 6300 et 4300 ans pour construire les 7 systèmes précédents.

Du fait que les durées de fonctionnement des chenaux sont différentes, la récurrence des avulsions se produit probablement à intervalles de temps également très variables. La diminution systématique des longueurs entrée de lobe/point d'avulsion observée pour les systèmes Brown à 1A (**Fig.III.29**) suggère que la récurrence des avulsions correspondantes diminue également progressivement. Le système Amazone apparaît en désaccord avec cette hypothèse puisqu'il montre la durée de fonctionnement la plus longue. Cependant, nous verrons que d'autres facteurs (forçages externes) peuvent expliquer cette "anomalie".

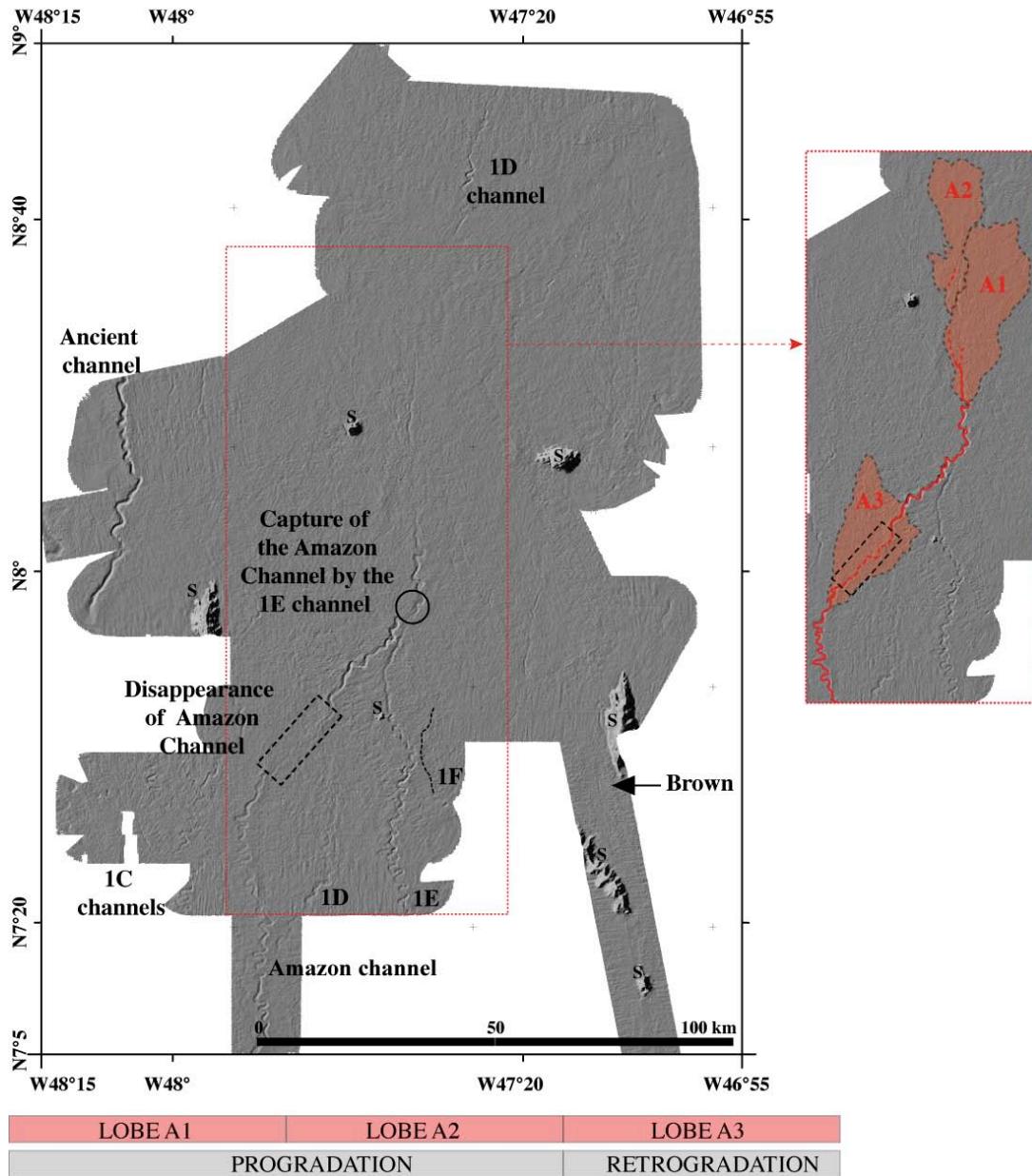


Fig. III.48- Scénario de construction des lobes A1, A2 et A3 liés au système chenal-levées de l'Amazone reporté sur la carte bathymétrique ombrée de la zone.

**III.5.2. Vitesse de construction d'un système chenal-levées-lobe.**

Le chenal doit prograder jusqu'à ce qu'il rencontre des conditions favorables à l'accumulation d'un lobe, c'est-à-dire probablement des pentes moindres ainsi qu'un confinement topographique latéral moins important.

Nous avons estimé un taux moyen de progradation du chenal du lobe A2 du système Amazone à 3 km/100 ans. Ce taux de progradation est très approximatif puisque basé sur de nombreuses hypothèses (basé sur une durée d'activité du lobe A2 calculée à flux sédimentaire

---

et à vitesse d'accumulation constants durant la mise en place de A2 et A3, cf. III.5.1) et n'est probablement pas représentatif des taux qui ont prévalu lors de la progradation des chenaux plus anciens (puisque calculé en partie très distale). Par ailleurs, il est aussi probablement très inférieur à la valeur des taux de progradation instantanés. En effet, selon Pirmez et Imran (2003), chaque chenal et lobe associé correspond à un nombre limité d'événements (plusieurs dizaines à centaines d'écoulements).

Le mécanisme qui permet une progradation très rapide des chenaux reste encore mal compris car, dans les systèmes modernes, les données sismiques ne permettent pas d'accéder à un degré de résolution assez fin (échelle d'un lit) nécessaire pour l'appréhender. Dans les systèmes anciens à l'affleurement, où ce degré de résolution est atteint, ce sont les paramètres morphologiques qui sont souvent insuffisamment connus. Cependant, les expérimentations menées par Yu *et al.* (2006) et Cantelli *et al.* (2006) apportent quelques informations sur l'initiation et la progradation des chenaux. Yu *et al.* (2006) ont montré qu'à partir de courants de turbidité de relativement longue durée (50 heures), soumis à une certaine pente ( $0,0175^\circ$ ) et riches en particules fines (*mud rich*), l'initiation des chenaux (relief du chenal formé : 5 m, largeur du chenal formé : 200 m) et leur progradation s'opèrent rapidement sur des surfaces préalablement non-chenalisées.

### **III.5.3. Contrôles sur la construction des systèmes chenaux-levées et des lobes**

La variabilité du nombre de lobes (entre 1 et 5 lobes par système chenal-levées) et de la longueur des chenaux (de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de kilomètres) incite à s'interroger sur les causes de cette variabilité et sur leur lien avec les facteurs de contrôle agissant à différents niveaux dans le système. La construction des systèmes chenaux-levées et des lobes (retrait ou avancée de la zone de dépôt des lobes) est en effet contrôlée par des forçages internes et/ou externes en lien avec des processus qui se produisent à tout niveau du système sédimentaire, du bassin versant aux zones de dépôts les plus distales.

#### **III.5.3.1. Contrôles externes**

D'après nos résultats stratigraphiques (cf. III.4), le complexe de lobes présenté dans cette étude s'est construit durant une période de transition entre le Dernier Maximum Glaciaire et la remontée du niveau marin qui a suivi, associée aux changements environnementaux majeurs qui accompagnent cette période (**Fig. III.49**).

De manière générale, le niveau marin global, lors de la dernière déglaciation, est marqué par des variations de vitesse de remontée avec des périodes de remontée lente (~20 à ~14 ka Cal. BP) et même de stagnation (Younger Dryas, entre ~12,8 et 11,5 ka cal. BP) et des épisodes de remontée rapide (melt water pulses : mwp-1A à ~14,6 ka cal. BP d'après Weaver *et al.*, 2003 et mwp-1B à ~11,3 ka cal. BP d'après Camoin *et al.*, 2004) (Fairbanks, 1989 ; Miller *et al.*, 2005). Ces variations de vitesse de remontée du niveau marin se traduisent, sur les plateformes par une variation de la distance entre le débouché des fleuves et les têtes de canyons et contrôle donc les flux sédimentaires arrivant au bassin profond :

- Durant les périodes de remontée, la migration des sources (embouchures des fleuves et deltas/prodeltas) vers la côte en réponse à la remontée du niveau marin, depuis une position externe (bordure des plateformes) durant le bas niveau marin maximum, vers une position interne (plateformes internes) durant le haut niveau marin holocène, sera responsable d'une diminution des apports sédimentaires aux bassins.

- Durant les périodes de remontée lente ou de stagnation du niveau marin, la migration des débouchés des fleuves vers le large en réponse à une progradation des deltas/prodeltas sur les plateformes sera responsable d'une augmentation des apports sédimentaires aux bassins. On peut penser, cependant, que cette augmentation sera d'ampleur limitée en comparaison de celle des périodes de bas niveau marin.

L'histoire de l'ennoiement de la plateforme au débouché du fleuve de l'Amazone (Hübscher *et al.*, 2002) n'est pas aussi bien documentée et contrainte qu'au niveau du Golfe du Mexique (Anderson *et al.*, 2004) ou du Golfe du Lion (Jouet *et al.*, 2006 ; Berné *et al.*, 2007). Cependant, il a probablement suivi ce même type d'évolution, avec un ennoiement progressif et irrégulier au rythme des variations de vitesses de la remontée du niveau marin.

Certaines particularités propres à la marge de l'Amazone sont par ailleurs connues pour avoir contribué également à modifier les flux sédimentaires arrivant au bassin.

- Les études palynologiques ont montré que le climat pendant la dernière période glaciaire était plus froid, et modérément plus aride impliquant un degré d'altération (par les agents atmosphériques) plus modéré qu'actuellement (Haberle, 1997 ; Hoorn, 1997 ; Piperno, 1997 ; Haberle and Maslin, 1999).

- Lors de la déglaciation, les études basées sur l'enregistrement des isotopes stables ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) ont mis en évidence un événement de décharge significative du fleuve Amazone coïncidant avec la fin du Younger Dryas (Showers and Bevis, 1988 ; Maslin *et al.*, 1997 ; Maslin and Mikkelsen, 1997 ; Maslin *et al.*, 2000) et contemporain du premier épisode de

---

fonte des glaciers andins (Thompson *et al.*, 1995 ; Arz *et al.*, 1998 ; Maslin *et al.*, 2000). Lors de cet événement de forte décharge fluviale, une augmentation des dépôts d'origine andine a été enregistrée dans l'éventail de l'Amazone au site 942 des forages ODP (middle fan) (Maslin *et al.*, 2000). Ces événements climatiques et l'événement de décharge du fleuve Amazone induit correspondent à la fin de la période de construction du complexe de lobes récent de l'Amazone.

- Enfin, à partir d'environ 11 ka cal. BP, le transport des sédiments à travers la plateforme et en direction du canyon de l'Amazone a été progressivement perturbé par l'initiation du Courant Côtier Nord Brésilien (NBCC : North Brazil Coastal Current) créant une dérive littorale vers le Nord lorsque le niveau marin a atteint un niveau situé 50 m en-dessous du niveau marin actuel (Maslin *et al.*, 2006) (**Fig. III.49**). Comme l'ont suggéré Showers et Bevis (1988), la proportion de matériel débouchant du fleuve Amazone et qui a été captée par le courant côtier ou déchargée dans le canyon de l'Amazone pendant la période d'enneigement de la plateforme est fonction de la paléo-topographie pléistocène de la plateforme ainsi que de la proportion de la paléo-plateforme qui était inondée.

La quantité de sédiments qui a alimenté l'éventail turbiditique de l'Amazone via le canyon de l'Amazone a donc été irrégulière, subissant une réduction progressive à partir de la dernière déglaciation, altérée lors d'épisodes courts d'augmentation du flux sédimentaire lors de décharges massives du fleuve liées aux particularités climatiques. Ce fonctionnement a duré jusqu'à l'interruption, au début de l'Holocène (~10 400 ans cal. BP, cf III.4), du transport à travers la plateforme (*cross-shelf transport*), lorsque les sédiments provenant du fleuve ont été définitivement déviés vers le Nord par le NBCC (Flood and Piper, 1997).

Les répercussions de ces variations de flux sédimentaires arrivant au bassin sont enregistrées dans l'évolution de la construction de l'éventail par :

(1) La mise en place des systèmes Brown à 1A durant la période de remontée régulière qui suit le dernier maximum glaciaire. Durant cette période, la déconnexion progressive de l'embouchure du fleuve et de la tête du canyon induit probablement une réduction des flux sédimentaires arrivant au bassin. C'est aussi durant cette période qu'on observe une diminution progressive des longueurs des chenaux à partir des points d'avulsion (**Fig. III.29**) qui pourrait donc avoir été au moins en partie contrôlée par l'évolution du niveau marin à travers son contrôle du flux sédimentaire. Néanmoins, nous verrons que la longueur des chenaux est probablement aussi partiellement contrôlée par des facteurs autogéniques.

(2) La mise en place du système Amazone et de ses lobes se produit durant une période de remontée irrégulière du niveau marin, marquée par un premier épisode de remontée rapide mwp-1A suivi d'une phase de stagnation pendant le Younger Dryas, puis de remontée rapide lors du mwp-1B (construction d'A2 et A3 entre 13256 et 10389 ans cal. BP et hypothèse d'une durée d'activité de 2000 ans pour A1 ans, soit entre 15256 et 13256 ans cal. BP, en considérant le volume d'A1 équivalent à celui d'A3). Parallèlement à ces événements eustatiques (stagnation et remontées rapides), un événement majeur de décharge du fleuve Amazone, s'est produit à la fin du Younger Dryas, en réponse à la fonte des glaciers andins (**Fig. III.49**). La construction des lobes A2 et A3 est donc contemporaine d'une période où les flux sédimentaires étaient accrus grâce à la forte décharge fluviale, néanmoins il est paradoxal d'observer une rétrogradation du lobe A3 suivi d'une régression de l'activité turbiditique. Deux hypothèses peuvent être proposées : a) la répercussion de cet événement de décharge n'a pas été enregistrée jusqu'à la terminaison de l'éventail (lower fan) mais seulement en amont (upper fan) ; ou b) l'impact des flux sédimentaires accrus qui potentiellement arrivent jusqu'au bassin a pu être compensé par une augmentation rapide du niveau marin au mwp-1B.

(3) L'abandon du lobe A3 et l'arrêt définitif de l'activité turbiditique, peu de temps après la mise en place de la circulation océanique actuelle (NBCC) déconnectant définitivement le fleuve Amazone de son exutoire profond.

Les forçages externes exercent donc un contrôle sur l'évolution de l'architecture de l'éventail récent. Cette architecture étant régie essentiellement par les processus d'avulsion qui déplacent les dépocentres, ces forçages ont nécessairement, également un impact sur l'avulsion, probablement par les modifications des volumes et de l'énergie des écoulements gravitaires qu'ils induisent.

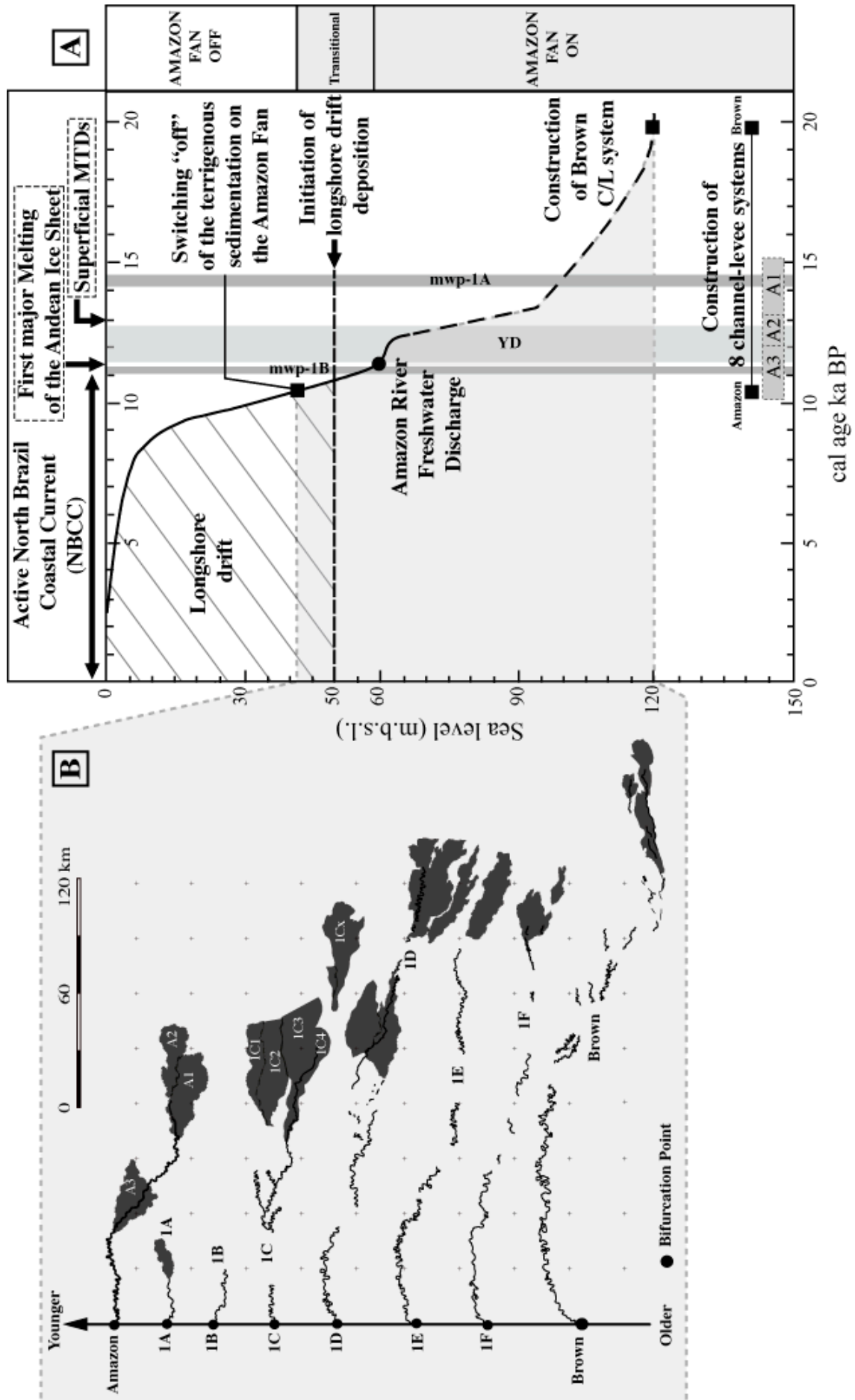
En résumé, les forçages externes (événements climatiques et variations eustatiques) ont influencé la construction du complexe de lobes récent de l'Amazone (**Fig. III.50**). Les apports sédimentaires disponibles, alimentant l'éventail turbiditique de l'Amazone, sont liés à la distance entre la source et la tête du canyon. Cette distance, qui varie dans le temps, est dépendante des variations du niveau marin relatif et de son impact sur la migration du delta et la circulation océanique (NBCC) sur la plateforme. Les pulsations des flux sédimentaires, qui agissent comme des facteurs externes sur les processus sédimentaires contrôlant la construction de l'éventail turbiditique, sont, elles, dépendantes de cette distance mais aussi des conditions climatiques dans le bassin versant.

---

Ces deux forçages primordiaux impliquent les zones amont du système de dépôt (c'est-à-dire le bassin versant, la plateforme, la tête de canyon) et il est donc nécessaire de prendre en compte un temps de latence avant d'observer un impact dans bassin profond. La durée de ce retard de réponse est inconnue et nos travaux ne permettent pas d'apporter de contraintes stratigraphiques assez précises pour en donner un ordre de grandeur.

► *Fig. III.49- (A) Evolution du niveau marin et des principaux changements environnementaux continentaux et marins lors de la construction des derniers systèmes chenaux-levées et lobes associés, entre le Dernier Maximum Glaciaire et la remontée du niveau marin qui a suivi. Les principaux changements environnementaux qui ont contrôlé la sédimentation au niveau de l'éventail turbiditique de l'Amazone sont l'enneigement progressif de la plateforme, l'initiation du Courant Côtier Nord Brésilien (NBCC), le réchauffement climatique et la fonte des glaciers andins (Thompson et al., 1995 ; Arz et al., 1998 ; Maslin et al., 2000) qui induisent un événement de décharge majeur du fleuve Amazone à la fin du Younger Dryas (YD) (Showers and Bevis, 1988 ; Maslin and Mikkelsen, 1997 ; Maslin et al., 2000). Les meltwater pulses 1A et 1B correspondent à des élévations rapides du niveau marin. La courbe du niveau marin (en mètres sous le niveau marin actuel) a été modifiée d'après Camoin et al. (2004). (B) Evolution de la longueur des chenaux depuis le point de bifurcation. Les systèmes chenaux-levées et lobes associés sont classés par ordre chronologique du plus ancien au plus récent.*





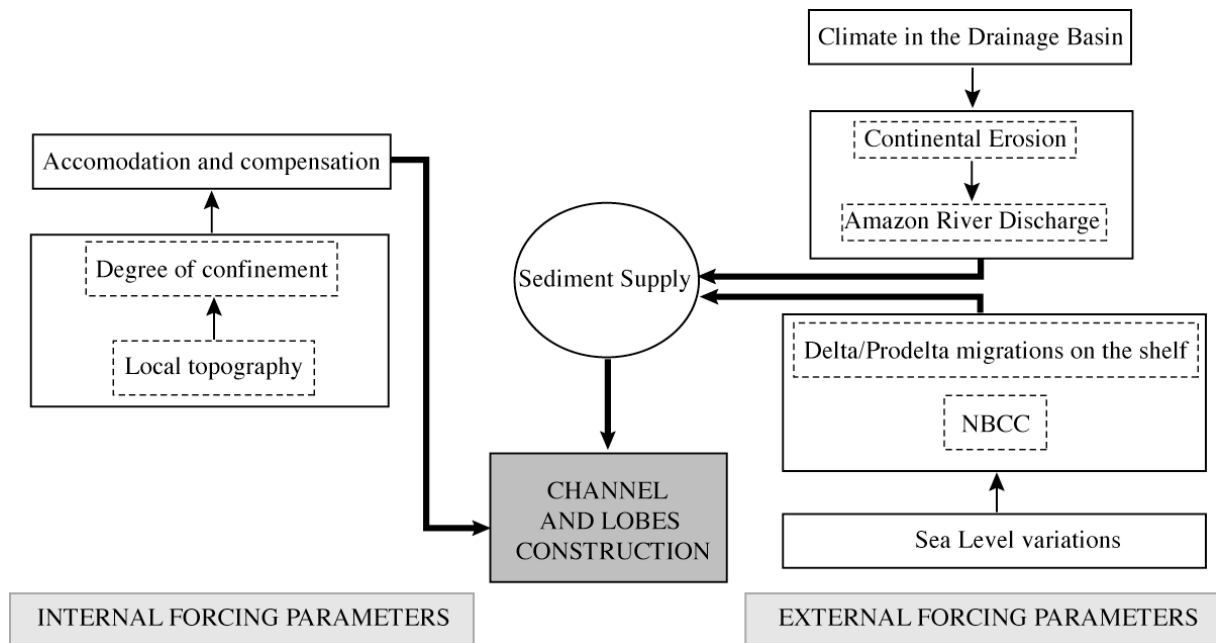


Fig. III.50- Diagramme schématisant les principaux forçages internes et externes en jeu lors de la construction des systèmes chenaux-levées et lobes associés.

### III.5.3.2. Contrôles internes : influence de la morphologie préexistante sur la construction des lobes

Plusieurs facteurs autogéniques, comme la pente ou le degré de confinement, sont également à prendre en considération dans le contrôle de la construction des systèmes turbiditiques, et en particulier des lobes terminaux.

Nous avons montré, ainsi, que le contrôle topographique constitue un facteur déterminant qui influe sur la localisation et la migration des lobes.

- À l'échelle de la zone de dépôt distale et récente de l'Amazone, une migration vers l'Ouest de la zone de dépôt des lobes, sur une distance de 100 km, a été mise en évidence entre les lobes Brown et 1C<sub>1</sub>. Cette migration est régie par le principe d'accommodation et de compensation (sensu Mutti and Sonnino, 1981).

Les lobes associés aux 8 derniers systèmes chenaux-levées actifs sont regroupés dans une zone relativement étroite (~100 km de large) et longue (150 km au minimum, ce qui représente 20% de la longueur totale de l'éventail) en raison des contraintes topographiques imposées par les dépôts antérieurs. Lors de la période de construction des 8 derniers systèmes (Brown-Amazone), la distance parcourue par les courants semble avoir été assez constante suggérant, pour ces courants, une capacité de transport similaire depuis au moins 19 ka cal BP

(âge de l'avulsion qui a vu naître le système Brown) et/ou l'existence d'une zone privilégiée de délestage des sables sous forme de lobes.

- À l'échelle du dernier système chenal-levées actif (système Amazone), les lobes (A1, A2 et A3) se sont construits sur une zone qui avait déjà une histoire avec les dépôts antérieurs de plusieurs systèmes et lobes. La morphologie préexistante a influencé localement la morphologie et la localisation des lobes.

La zone des lobes de l' Amazone est caractérisée par de faibles pentes comprises entre  $0,12^\circ$  et  $0,18^\circ$ , néanmoins les anciens systèmes chenaux-levées et les anciens lobes forment des hauts bathymétriques, de l'ordre de quelques mètres à une dizaine de mètres de relief. Ces hauts topographiques constituent des obstacles qui sont suffisants pour modifier les caractéristiques physiques des écoulements gravitaires ou pour les dévier et induire ainsi des changements dans la localisation des dépocentres. Les creux bathymétriques, existant entre les reliefs créés par les levées et les lobes environnants, forment des sites de dépôts préférentiels comme le montre la position des lobes A1 et A2 : A1 est confiné à l'Ouest par l'ancien système chenal-levée 1D. Après la mise en place de A1, la zone de creux bathymétrique relatif est comblée ; il n'y a plus d'espace disponible et A1 est même devenu un haut bathymétrique relatif qui force les écoulements gravitaires suivants à l'éviter en construisant A2 plus en aval. Ce mécanisme d'évitement de lobe est également observé au niveau de la terminaison du chenal actuel du Zaïre, qui est formée par la progradation vers l'aval des lobes terminaux qui comblent successivement les creux bathymétriques (Savoye *et al.*, 2000, Bonnel, 2005).

- À l'échelle d'un lobe, sa forme et son architecture interne fournissent également des preuves d'un contrôle topographique lié à la morphologie et la taille de la dépression située à la terminaison du chenal. Selon l'espace disponible, les lobes sont allongés (*elongated lobes*) lorsque le contrôle topographique est fort, ou étalés (*radial lobes*) lorsque les contraintes latérales sont moins marquées (Jégou *et al.*, 2008).

D'après Pirmez et Flood (1995), la localisation, à plusieurs dizaines de kilomètres ou plus du point de bifurcation, des dépôts liés à l'avulsion (HARP's ou lobe d'avulsion) d'anciens systèmes chenaux-levées (Aqua et plus anciens), témoigne également d'un contrôle topographique qui n'autorise le dépôt que lorsque les pentes deviennent suffisamment faibles.

---

Ainsi, quelle que soit l'échelle prise en compte (échelle de la zone d'épandage distale, du dernier système ou d'un lobe), l'accommodation doit être considérée comme étant un des paramètres primordiaux contrôlant la mise en place des dépôts. Notons que ce phénomène d'accommodation est aussi invoqué à l'échelle de l'éventail dans son ensemble, par l'empilement et l'intercalation des complexes de chenaux-levées et des masses glissées et leurs migrations lorsque les espaces disponibles sont comblés (**Fig. III.14-B**) (Flood et Piper, 1997). Il s'agit donc d'un contrôle qui s'exprime à toutes les échelles de l'édifice.

Par conséquent, même si la zone de construction des lobes est très éloignée et située dans la plaine abyssale, correspondant à des régions à faibles pentes et peu confinées par rapport à des zones plus proximales, l'organisation des dépôts distaux de l'Amazone prouve l'impact important du confinement sur la localisation des dépôts. Au niveau de la terminaison des systèmes chenaux-levées, même des reliefs de faible amplitude sont suffisants pour contraindre la mise en place des lobes.

#### **III.5.4. Conclusions**

L'étude de la terminaison des 8 derniers systèmes chenaux-levées actifs a permis d'identifier 17 lobes terminaux dont l'organisation suit un scénario complexe, où des lobes récents jalonnent des systèmes chenaux-levées et des lobes plus anciens.

Le complexe de lobes récents de l'Amazone s'est construit à partir du Dernier Maximum Glaciaire et pendant la remontée du niveau marin qui a suivi, c'est-à-dire lors d'une période caractérisée par de nombreux changements environnementaux et climatiques. Les variations dans la fréquence et le volume des courants de turbidité exercent probablement un contrôle sur la longueur des systèmes chenaux-levées ainsi que sur la dimension des lobes associés. Les processus en jeu dans la construction des lobes terminaux de l'Amazone résultent probablement du dépôt d'écoulements très riches en sables, denses, peu épais et avec une partie basale laminaire bien développée et une partie sommitale caractérisée par un comportement turbulent.

De multiples forçages externes (liée à des phénomènes opérant au niveau du bassin versant de l'Amazone, de la plateforme, de la tête du canyon) et internes au système (agissant à la terminaison des chenaux), interagissent dans la construction du complexe de lobes récents de l'Amazone.

Par le contrôle de la distance séparant l'embouchure du fleuve et la tête du canyon et des flux sédimentaires arrivant au bassin, les forçages externes (événements climatiques et variations eustatiques) ont influencé la construction de la zone des lobes. Les forçages internes (pentes locales et degré de confinement notamment) sont responsables de la forme, de l'architecture interne, de la position et de la migration des lobes.









**CHAPITRE IV-**  
**LA TERMINAISON DU NEOCHENAL TURBIDITIQUE DU**  
**PETIT-RHONE**

---



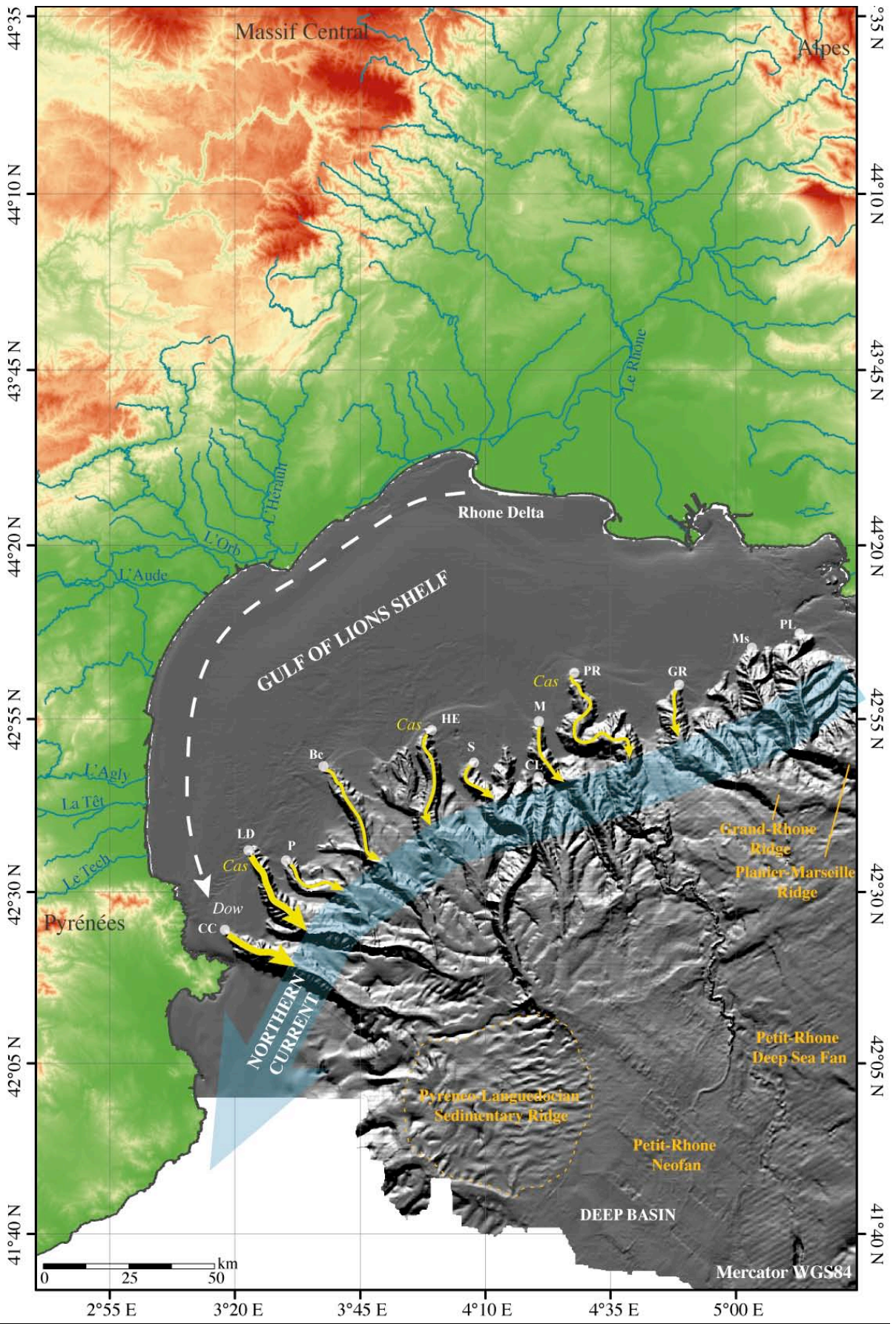
## **IV.1- DE LA PLATEFORME AU BASSIN PROFOND EN MEDITERRANEE OCCIDENTALE**

En Méditerranée occidentale, l'éventail turbiditique du Petit-Rhône constitue le principal édifice sédimentaire, résultat du transfert des sédiments depuis le vaste bassin versant du fleuve Rhône à terre jusqu'au bassin profond. La première partie de ce chapitre IV a pour but de présenter l'histoire de la marge du Golfe du Lion caractérisée par un contexte morphologique et hydrodynamique particulier et de rappeler la chronologie de mise en place des systèmes turbiditiques et dépôts gravitaires dans la partie Nord-Ouest du bassin des Baléares.

### **IV.1.1. Contexte géologique et hydrodynamique du Golfe du Lion**

#### IV.1.1.1. La marge du Golfe du Lion

Le Golfe du Lion est une marge passive progradante située dans le secteur Nord-Ouest de la Mer Méditerranée, limitée par la ceinture orogénique des Pyrénées à l'Ouest et par la ceinture orogénique des Alpes au Nord-Est (**Fig. IV.1**). La marge est le résultat de la phase de rifting oligo-aquitainien entre le continent et la micro-plaque corso-sarde, combinée à l'ouverture crustale et l'accrétion océanique burdigalienne (Gueguen, 1995 ; Sioni, 1997 ; Speranza *et al.*, 2002 ; Carminati and Doglioni, 2004). Les séries syn-rift (30-24 Ma) sont recouvertes par une surface de ravinement mi-aquitainienne à mi-burdigalienne qui marque le début des dépôts clastiques post-rift. Cette séquence post-rift (24-6.3 Ma) correspond à un biseau progradant miocène fortement érodé sur la plateforme et le haut de pente lors de la crise messinienne (6.3-5.2 Ma) (Guennoc *et al.*, 2000 ; Lofi *et al.*, 2005). À la fin du Miocène, la crise de salinité messinienne (Hsü *et al.*, 1973 ; Clauzon, 1974) constitue un événement majeur dans toute la Méditerranée durant lequel une chute drastique du niveau marin a engendré, sur les marges hautes, une surface d'érosion intense et, dans le bassin profond, le dépôt d'une séquence évaporitique épaisse. La sédimentation plio-quadernaire qui a suivi cet événement a été caractérisée par une importante progradation de la marge (~70 km en ~5 Ma, Lofi *et al.*, 2003) et a enregistré les fluctuations glacio-eustatiques successives (Berné *et al.*, 2002).



◀ *Fig. IV.1- Carte générale du Golfe du Lion montrant le lien Terre-Mer, depuis le bassin versant du Rhône (incomplet) qui s'étend jusqu'aux Alpes ainsi que les rivières drainant le Massif Central et les Pyrénées, jusqu'au vaste exutoire que forme la marge du Golfe du Lion de la plateforme au bassin profond (Berné et al., 2002). Au niveau du rebord de plateforme, de nombreux canyons incisent profondément la pente continentale et alimentent en pied de pente plusieurs édifices sédimentaires construits dans le bassin profond : les rides sédimentaires du Grand-Rhône et de Planier-Marseille à l'Est, la Ride pyrénéo-languedocienne à l'Ouest et au centre l'éventail sous-marin profond du Petit-Rhône. Les conditions hydrodynamiques de circulation générale (Courant Nord ou Liguro-Provençal, d'après Millot, 1999), le transport des sédiments le long de la côte vers la terminaison Sud Ouest du Golfe du Lion et les plongées d'eaux denses (Cas: cascading, Dow: dowwelling) affectant majoritairement les canyons situés à la terminaison Sud-Ouest du Golfe du Lion (d'après Palanques et al., 2006) sont également reportés sur cette carte.*

Le Golfe du Lion est constitué d'une large plateforme et d'une pente continentale incisée par de nombreux canyons menant à la zone abyssale du bassin des Baléares. La combinaison de l'eustatisme quaternaire et d'une subsidence importante a contrôlé la construction de la marge et a conduit au dépôt et à la préservation de différents types de corps sédimentaires sur la plateforme (Berné et al., 1998 ; Rabineau et al., 1998 ; Jouet et al., 2006), dans le bassin profond (Droz and Bellaiche, 1985 ; Berné et al., 1999 ; Droz et al., 2006) ainsi qu'à l'incision de nombreux canyons sur la pente continentale (Berné et al., 2002 ; Baztan et al., 2005)

La marge du Golfe du Lion est alimentée par plusieurs fleuves rattachés à différents bassins hydrographiques ; celui du Rhône constitue le principal fournisseur de sédiments qui proviennent majoritairement des glaciers alpins via le vaste bassin versant du Rhône (100 000 km<sup>2</sup>). Les rivières qui drainent les Pyrénées (Aude, Agly, Tech, Têt) et le Massif Central (Orb et Hérault) se déchargent respectivement dans les parties Ouest et centrale du Golfe du Lion (**Fig. IV.1**).

#### IV.1.1.2. Les caractéristiques morphologiques

La morphologie actuelle du Golfe du Lion est le résultat d'un héritage morpho-structural combiné à l'impact des changements globaux glacio-eustatiques et régionaux liés au climat et à la circulation océanique (Jouet, 2007). La plateforme du Golfe du Lion est large

---

de 70 km dans sa partie centrale et rétrécie aux extrémités Est et Ouest où elle n'excède pas 20 km. La rupture de pente est localisée à des profondeurs d'eau de 100 à 150 m (Berné *et al.*, 2002).

Les nombreux canyons qui incisent profondément la pente continentale, constitue un trait morphologique remarquable du Golfe du Lion (**Fig. IV.1**). Il est possible de distinguer trois groupes de canyons (Berné *et al.*, 2002 ; Droz *et al.*, 2006). À l'Ouest, les canyons pyrénéo-languedociens avec de l'Ouest vers l'Est : Cap Creus, Lacaze-Duthiers, Pruvost, Aude, Hérault et Sète, ainsi que les canyons Catherine-Laurence et Marti qui rejoignent le canyon Sète. Ces canyons alimentent le système turbiditique asymétrique que constitue la Ride pyrénéo-languedocienne. À l'Est, les canyons Grand-Rhône, Marseille, Planier et Cassidaigne se prolongent en bas de pente par des vallées orientées quasi-Ouest-Est et bordées sur leurs flancs Sud par des rides d'origine turbiditique (Rides du Grand-Rhône, de Marseille-Planier et de Cassidaigne). Entre ces deux groupes, dans la partie centrale du Golfe du Lion, le canyon Petit-Rhône a alimenté le système turbiditique du Petit-Rhône en éléments détritiques.

Les édifices sédimentaires, certains proéminents, se sont construits dans le bassin profond du Golfe du Lion au débouché de plusieurs de ces canyons. Ils feront l'objet d'une description plus détaillée au paragraphe IV.1.2.

#### IV.1.1.3. Les conditions hydrodynamiques

La circulation océanique générale dans le Golfe du Lion est principalement gouvernée par le courant Liguro-Provençal (ou courant du Nord) (Milot, 1999). Ce courant suit principalement le rebord de plateforme selon une direction anti-horaire, mais il peut localement être dévié en fonction de la morphologie du fond marin, créant des girations anti-horaires secondaires au niveau de la partie supérieure des canyons et balayant occasionnellement les interfluves sur la plateforme (Durrieu de Madron, 1992). Le bras principal du courant du Nord, le long du rebord de plateforme, est large de 30 à 50 km pour une épaisseur de 300 à 500 m. La vitesse du courant diminue de 30 à 50 cm/s en surface à quelques cm/s à 500 m de profondeur (Monaco *et al.*, 1990 ; Durrieu de Madron *et al.*, 1999 ; Lapouyade and Durrieu de Madron, 2001). Le forçage météorologique est un facteur important qui influence la circulation de surface dans le Golfe du Lion. Les conditions hydrodynamiques sont déterminées par l'interaction des différents régimes de vents et de vagues (Bruzzi, 1998 ; Ulses *et al.*, 2008) (**Fig. IV.2**).

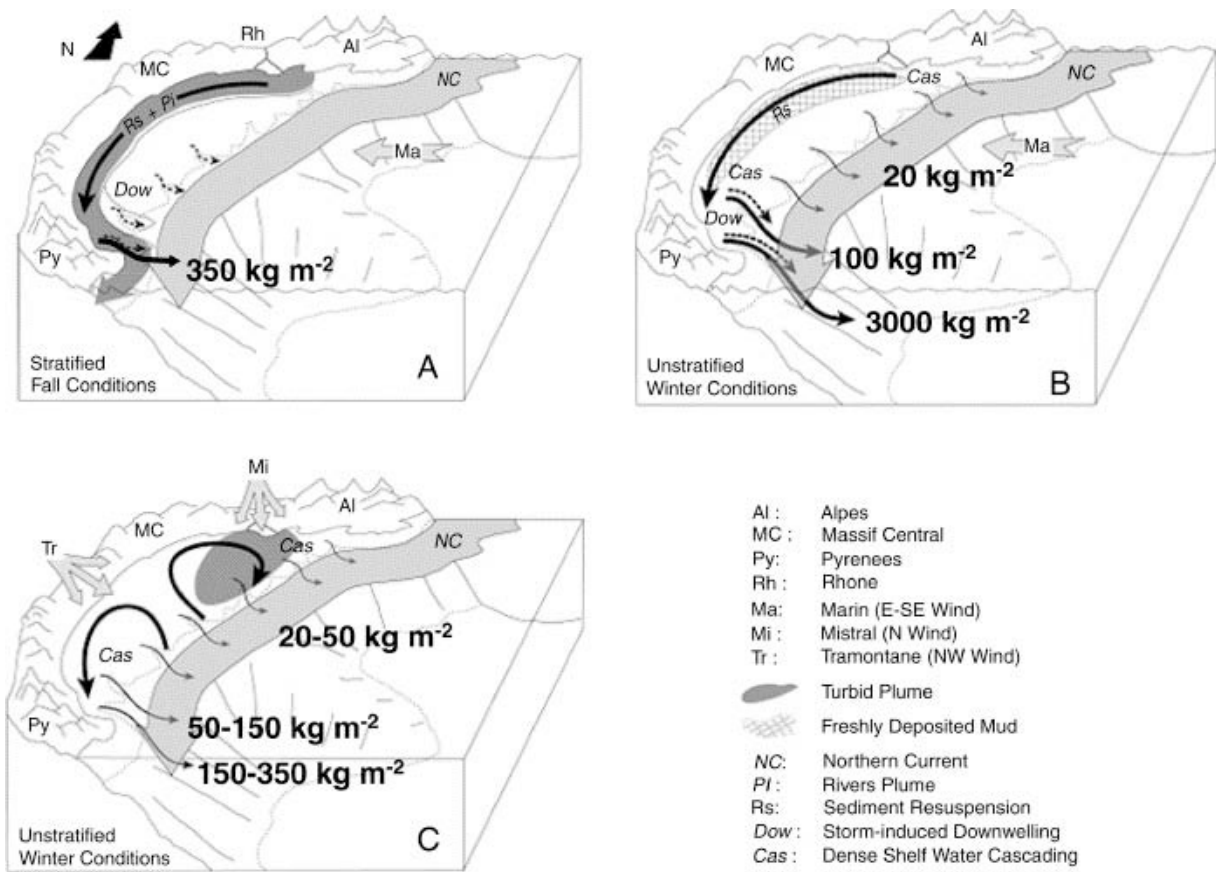


Fig.IV.2- Schémas illustrant les conditions hydrodynamiques en fonction des régimes de vents (Mistral et Tramontane, vents de N et NO ou Marin, vents d'E-SE) dans le Golfe du Lion (Palanques et al., 2006). Les conditions de circulation, le transport des sédiments le long de la côte lors de tempêtes de vents d'Est-Sud-Est et les processus de transport des sédiments comme les plongées d'eaux denses notées « Cas » (pour Dense Shelf Water Cascading) ou « Dow » (pour Storm-induced Downwelling) sont illustrés par plusieurs scénarii en fonction du régime des vents et de crues du Rhône associées ou non.

Les principaux régimes de vents dans le Golfe du Lion sont le Mistral (N), la Tramontane (NO) et le Marin (E-SE). En hiver, les vents dominants de direction N et NO (Mistral et Tramontane) induisent des cellules de circulation distinctes et opposées sur la plateforme favorisant des déplacements d'eaux vers les parties médiane et Est d'une part, et vers la partie Sud-Ouest de la plateforme d'autre part (Estournel et al., 2003 ; Petrenko, 2003). Ces vents froids et secs refroidissent les eaux de surface (**Fig. IV.2-C**) qui deviennent plus denses que les eaux environnantes et génèrent des plongées d'eaux froides et denses (*Dense Shelf Water Cascading*) avec de forts courants associés, spécialement au niveau des

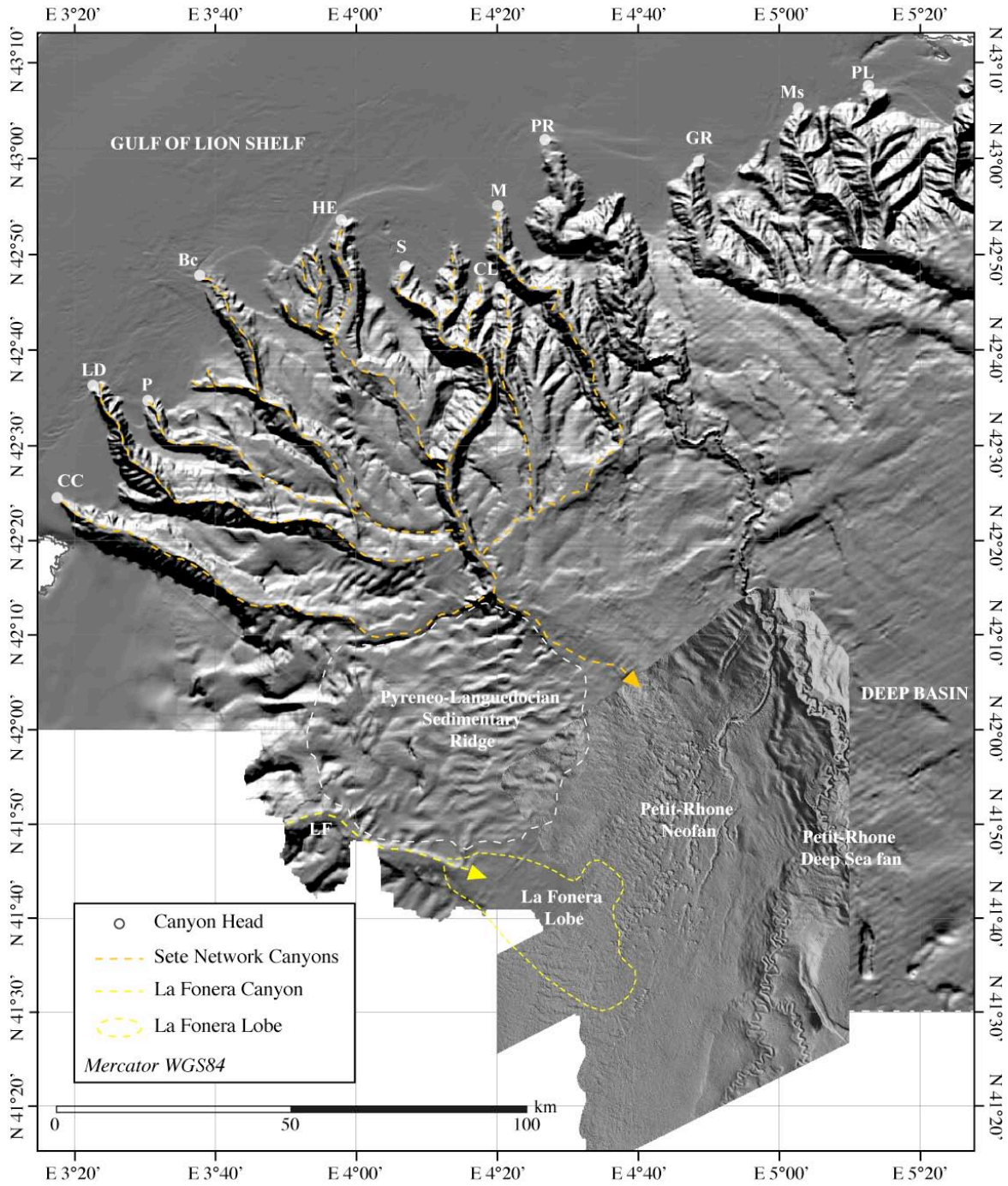
---

têtes de canyons situées dans la partie Sud-Ouest du Golfe du Lion mais aussi tout le long du rebord de plateforme (Canals *et al.*, 2006 ; Gaudin *et al.*, 2006 ; Palanques *et al.*, 2006).

D' importants transports de sédiments peuvent aussi avoir lieu au cours de tempêtes de direction E-SE (**Fig. IV.2-A-B**). Lors de ces tempêtes impliquant des vents d'Est, les hauteurs des vagues peuvent dépasser 8 m avec des périodes d'environ 10 s. Occasionnellement ces tempêtes sont associées à de plus fortes précipitations et à des crues dues à l'arrivée d'air marin humide sur le continent (Ferré *et al.*, 2005). Pendant ces événements, les panaches des rivières et les sédiments remis en suspension par les vagues sont dans un premier temps transportés par advection le long de la plateforme. La circulation cyclonique sur la plateforme induit la convergence massive des eaux de plateforme vers la terminaison Sud-Ouest du Golfe. S'il y a une stratification des eaux comme en cas de crues du Rhône (**Fig. IV.2-A**), il se produit alors une brève mais intense plongée d'eaux denses de plateforme (*Storm-induced Downwelling*) via les canyons les plus à l'Ouest. Lorsqu'il n'y a pas de stratification des eaux et que les sédiments fraîchement déposés sont remis en suspension lors des tempêtes de vents d'E-SE, le phénomène de plongées d'eaux denses s'étend également aux autres canyons (*Storm-induced Downwelling + Dense Shelf Water Cascading*) (**Fig. IV.2-B** et **Fig. IV.3**) (Palanques *et al.*, 2006).

► *Fig. IV.3- Carte bathymétrique ombrée du Golfe du Lion centrée sur la plateforme externe et le dense réseau de canyons incisant la pente (avec de l'Ouest vers l'Est, les canyons CC : Cap de Creus, LD : Lacaze-Duthier, P : Pruvost, Bc : Bourcart, HE : Hérault, S : Sète, CL : Catherine-Laurence, M : Marti, PR : Petit-Rhône, GR : Grand-Rhône, Ms : Marseille et PL : Planier) et menant au bassin profond. Noter la coalescence des canyons pyrénéo-languedociens qui forment le réseau des canyons de Sète débouchant au Nord-Ouest de la zone du Néofan du Petit-Rhône. Le Néofan est jalonné à l'Ouest par la Ride pyrénéo-languedocienne et à l'Est par les dépôts anciens de l'éventail sous-marin profond du Petit-Rhône. La synthèse bathymétrique du Golfe du Lion est issue de la compilation de plusieurs MNT EM12D avec un maillage de 100×100 m (Berné *et al.*, 2002). La carte bathymétrique de détail au niveau de l'éventail turbiditique du Petit-Rhône est une compilation des données Marion-Progres issue de la fusion de 2 MNT EM300 avec un maillage de 50×50 m.*





**IV.1.2. Les systèmes turbiditiques et les dépôts en masse (Bordure Nord du Bassin des Baléares)**

Au débouché de ce dense réseau de canyons, plusieurs édifices sédimentaires se sont construits en pied de pente, associés à la mise en place de dépôts de masses glissées couvrant une vaste superficie. Le paragraphe suivant présente les principales caractéristiques de ces systèmes qui sont également résumées et complétées dans le tableau IV.1.

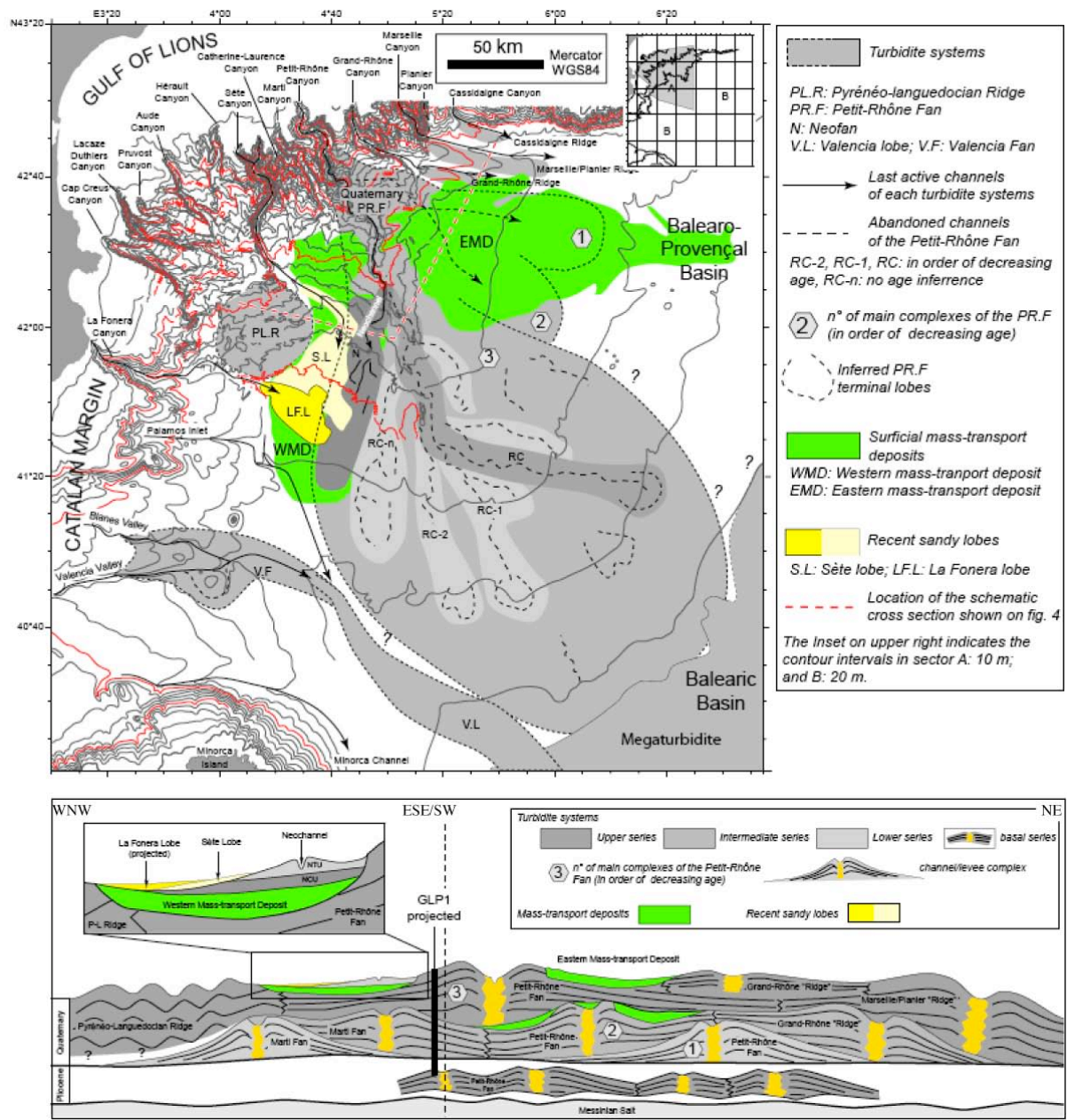


Fig.IV.4- Carte synthétique des principaux édifices sédimentaires en bordure Nord et Ouest du bassin des Baléares (Droz et al., 2006), et la coupe schématique montrant l'architecture sédimentaire plio-quadernaire dans ce secteur de la marge et notamment l'empilement des différents complexes constituant l'éventail turbiditique du Petit-Rhône (d'après Droz et al., 2006).

#### IV.1.2.1. L'éventail turbiditique du Petit-Rhône et le Néofan du Petit-Rhône

L'éventail turbiditique du Petit-Rhône est le plus vaste et épais des édifices sédimentaires du bassin profond du Golfe du Lion (Droz, 1983 ; Droz and Bellaiche, 1985 ;

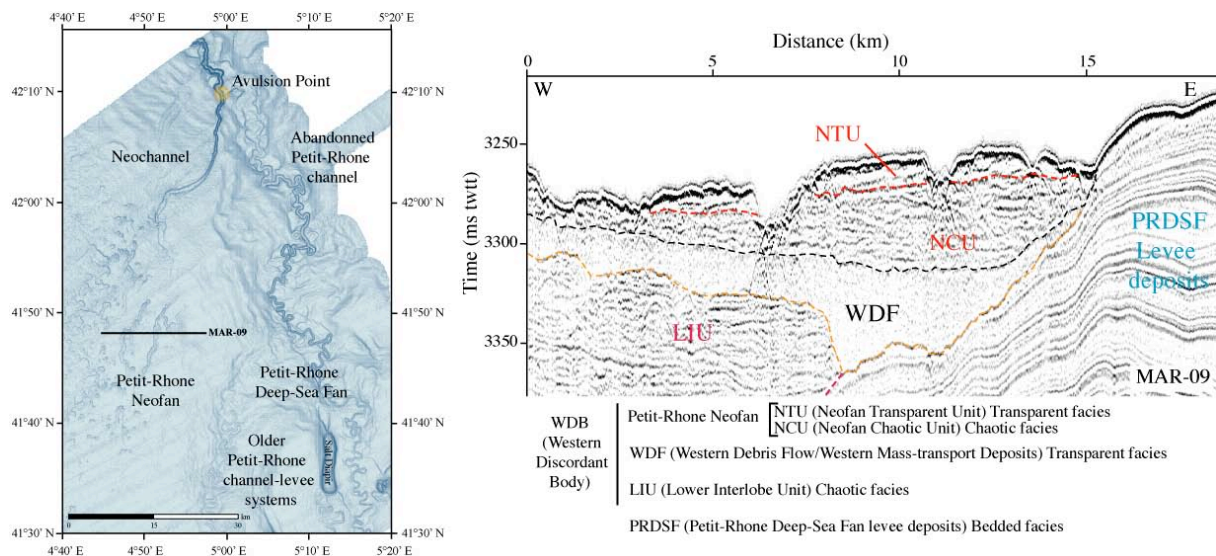
Torres, 1995 ; dos Reis, 2001). Il est situé dans la partie centrale du bassin et s'étend suivant une direction Nord-Ouest Sud-Est sur 200 km de large et 300 km de long (**Fig. IV.4**). L'éventail turbiditique du Petit-Rhône a été alimenté par les apports du Rhône via le canyon Petit-Rhône, dont la tête est située à seulement 50 km de l'embouchure actuelle du Rhône. Le système du Petit-Rhône, dont la construction s'est initiée au Pliocène inférieur, représente une accumulation de 3600 m de dépôts turbiditiques et de masses glissées (Droz and Bellaiche, 1985), où les sédiments quaternaires représentent une épaisseur de 1300 m (Droz *et al.*, 2006). La partie quaternaire de l'éventail est formée de système chenaux-levées superposés groupés en trois principaux complexes, avec du plus ancien au plus récent, (#1) le complexe inférieur, (#2) le complexe moyen et (#3) le complexe supérieur, décalés les uns par rapport aux autres (**Fig. IV.4**). À partir du même point source, le canyon Petit-Rhône, les dépo-centres ont migré vers l'Ouest (Droz *et al.*, 2006).

Le Néofan du Petit-Rhône résulte de la dernière avulsion du chenal principal du système du Petit-Rhône (Droz and Bellaiche, 1985 ; Torres *et al.*, 1997). L'avulsion se serait produite dans une fourchette d'âges comprise entre 20,8-21 ka cal. BP, par datation de l'abandon du chenal du Petit-Rhône, à partir de deux carottes situées en aval du point d'avulsion (Dennielou, comm. pers.). Le Néofan est divisé en deux unités (Bonnell *et al.*, 2005) : l'unité chaotique (NCU) à la base surmontée de l'unité transparente (NTU). L'unité chaotique (NCU) est caractérisée par un faciès sismique de forte amplitude interprété comme des dépôts grossiers de lobe d'avulsion similaires aux HARPs (High Amplitude Reflector Packets) décrits par Flood *et al.*, 1991 dans le système turbiditique de l'Amazonie. L'unité transparente (NTU) correspond aux dépôts de levées issus des débordements du Néochenal du Petit-Rhône (Bonnell *et al.*, 2005). L'arrêt de fonctionnement du Néofan a été daté à 15,5 ka <sup>14</sup>C BP (Bonnell *et al.*, 2005 ; Dennielou *et al.*, 2009), soit 18,5 ka cal. BP.

Le Néofan du Petit-Rhône appartient à l'ensemble discordant occidental (Western Discordant Body : WDB) qui s'étend entre l'éventail du Petit-Rhône et la Ride pyrénéo-languedocienne (Droz, 1983). L'ensemble discordant occidental se subdivise en trois unités sismiques (**Fig. IV.5**) dont les caractéristiques sont détaillées dans le tableau IV.1. Chronologiquement, il comprend l'unité interlobe inférieure (Lower Interlobe Unit : LIU) (Méar, 1984 ; Méar and Gensous, 1993 ; Droz and Bellaiche, 1985 ; Gaullier *et al.*, 1998), le «Western Debris Flow» (WDF) (Droz and Bellaiche, 1985) et le Néofan du Petit-Rhône (Droz, 1983 ; Méar, 1984 ; Torres *et al.*, 1997).

#### IV.1.2.2- La Ride pyrénéo-languedocienne

La Ride sédimentaire pyrénéo-languedocienne est située dans le coin Ouest du Golfe du Lion et s'étend sur près de 50 km dans la direction NO-SE à des profondeurs d'eau comprises entre 2000 et 2500 m (**Fig. IV.3**). Il s'agit d'un corps sédimentaire proéminent construit en pied de pente pendant le Plio-Quaternaire (Berné *et al.*, 1999 ; Jallet, 2002 ; Jallet *et al.*, 2005), d'une épaisseur de 900 à 1000 m qui forme la levée droite hypertrophiée du canyon Cap-Creus et de la vallée de Sète. Ce relief très comparable à la Ride sédimentaire du Var (Piper et Savoye, 1993), est le second édifice le plus important du bassin profond du Golfe du Lion après l'éventail sous-marin profond du Petit-Rhône. La Ride pyrénéo-languedocienne est alimentée par la coalescence des canyons pyrénéo-languedociens : Cap Creus, Lacaze-Duthiers, Pruvost, Bourcart, Hérault et Sète ainsi que les canyons Catherine-Laurence et Marti.



*Fig. IV.5- Profil sismique Sparker (configuration avec flûte SIG) Marion-09 où sont identifiées les unités principales de l'ensemble discordant occidental : l'unité interlobe inférieure (LIU) caractérisée par un faciès sismique chaotique, la masse glissée occidentale (WDF) au faciès sismique transparent et enfin les deux unités sismiques formant le Néofan du Petit-Rhône (d'après Bonnel *et al.*, 2005) avec un faciès chaotique à la base (NCU) et transparent au-dessus (NTU). Cet ensemble repose en discordance sur le faciès sismique stratifié correspondant aux dépôts de levées de l'éventail turbiditique du Petit-Rhône (PRDSF). La localisation du profil est indiquée sur une carte de pentes du Néofan.*

#### IV.1.2.3. Les dépôts en masse : Western Mass-Transport Deposits/Debris Flow (WMD/WDF)

Des dépôts de masses glissées s'étendent au niveau des zones Est et Ouest du bassin Baléaro-Provençal et sont dénommés EMD et WMD pour Eastern et Western Mass-Transport Deposits (**Fig. IV.4**) (Droz *et al.*, 2006). Les dépôts de la masse glissée occidentale (aussi appelée WDF pour Western Debris Flow) forment une unité sismique caractérisée par un faciès sismique transparent (**Fig. IV.5**), étirée suivant la direction Nord-Sud sur 150 km de long, 50 km de large et atteignant une épaisseur maximale de 100 m, le tout représentant un volume estimé de 260 km<sup>3</sup> (Gaullier *et al.*, 1998). L'origine de ce glissement n'est pas clairement établie et plusieurs zones source sont envisagées. Parmi les hypothèses possibles, la déstabilisation de la levée Ouest de l'éventail du Petit-Rhône en réponse à des mouvements halocinétiques le long de failles listriques est mentionnée par Droz, (1983). Des déstabilisations initiées au niveau de la portion de pente continentale comprise entre les canyons Sète et Marti marquée par plusieurs cicatrices d'arrachement sont également possibles (Droz and Bellaiche, 1985 ; Gaullier *et al.*, 1998 ; Droz *et al.*, 2001). L'âge de mise en place du WMD se situe dans une fourchette d'âges comprise entre 17,2 et 17,9 ka <sup>14</sup>C BP soit entre 19,9 et 21,1 ka cal. BP (Denniellou, comm. pers. ; Dennielou *et al.*, 2009). Ces datations ont été obtenues à partir de deux carottes (MD01-2435 et MD01-2438, positions sur **Fig. IV.7**) par échantillonnage au niveau de la transition entre un faciès à lamines déformées du WMD et le niveau sus-jacent à turbidites fines non-déformées.

#### IV.1.2.4. Entretien d'une activité turbiditique post-glaciaire et holocène

Vers 2400 m de profondeur d'eau, au débouché du réseau des canyons Ouest du Golfe du Lion, plusieurs niveaux turbiditiques de silts à sables grossiers intercalés dans les sédiments hémipélagiques ont été observés (Bonnel *et al.*, 2005 ; Dennielou *et al.*, 2009). Les travaux de Dennielou *et al.* (2009) ont permis de définir la source (à partir de l'analyse des minéraux lourds), l'âge (par datations au radiocarbone) et la distribution de ces niveaux sableux post-glaciaires dans le bassin profond. Une 12<sup>aine</sup> de lits sableux ont été identifiés et se sont déposés entre 18,4 et 0,91 ka cal. BP (Denniellou *et al.*, 2009) (**Fig. IV.7**). Les 5 premiers niveaux sableux (#12 à #8) se sont déposés entre 18,4 et 15,6 ka cal. BP, avec une périodicité de l'ordre de 0,5 ka via le canyon Petit-Rhône. Ces niveaux sableux ont enregistré la

---

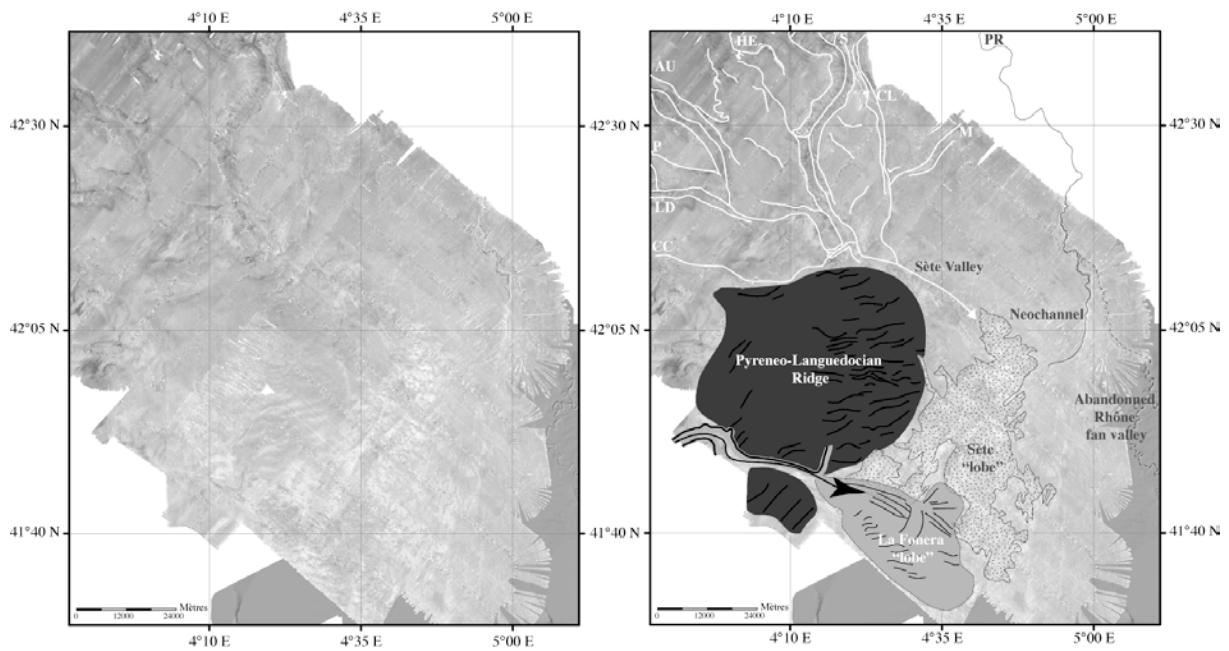
connexion entre le prodelta post-glaciaire du Rhône et la tête du canyon du Petit-Rhône (Dennielou *et al.*, 2009). De 12,7 à 0,91 ka cal. BP, les 7 derniers niveaux sableux (#7 à #1) se sont déposés avec une périodicité de l'ordre de 2 ka. Ces 7 niveaux sableux ont une origine diversifiée : ils ont transité via l'ensemble du réseau de canyons depuis le canyon Petit-Rhône (#7, #6) à l'Est, le réseau de canyons de Sète (#4, #3 et #1) et jusqu'au canyon La Fonera (#5, #2) à l'Ouest débouchant au niveau du système turbiditique profond du Petit-Rhône et notamment du Néofan (Dennielou *et al.*, 2009). D'après l'analyse des minéraux lourds, les sédiments des niveaux sableux #5 à #1 présentent une signature à dominante pyrénéenne. Les datations au radiocarbone indiquent que ces dépôts se sont mis en place pendant la dernière terminaison glaciaire et pendant l'Holocène. Ils résulteraient de processus gravitaires actifs lors de la remontée et du haut niveau marin, après l'enneigement de la plateforme et la déconnexion entre le Rhône et la tête du canyon Petit-Rhône (Dennielou *et al.*, 2009). Ces niveaux pourraient être issus de la remobilisation des dépôts sableux de rebord de plateforme (Bassetti *et al.*, 2006), puis de leur transport par des processus de plongées d'eaux denses (Palanques *et al.*, 2006 ; Gaudin *et al.*, 2006).

Ces niveaux sableux intercalés dans les sédiments hémipélagiques et dont la distribution est assez fragmentée, correspondent à des événements superficiels et récents déjà identifiés par des zones de réflectivité faible à modérée sur des données d'imagerie acoustique (**Fig. IV.6**). Ils ont été nommés lobe de Sète et lobe de La Fonera et correspondent à des sources sédimentaires en provenance du réseau de canyons de Sète et du canyon La Fonera (Droz *et al.*, 2001).

#### *IV.1.2.4.1. Le Lobe de Sète*

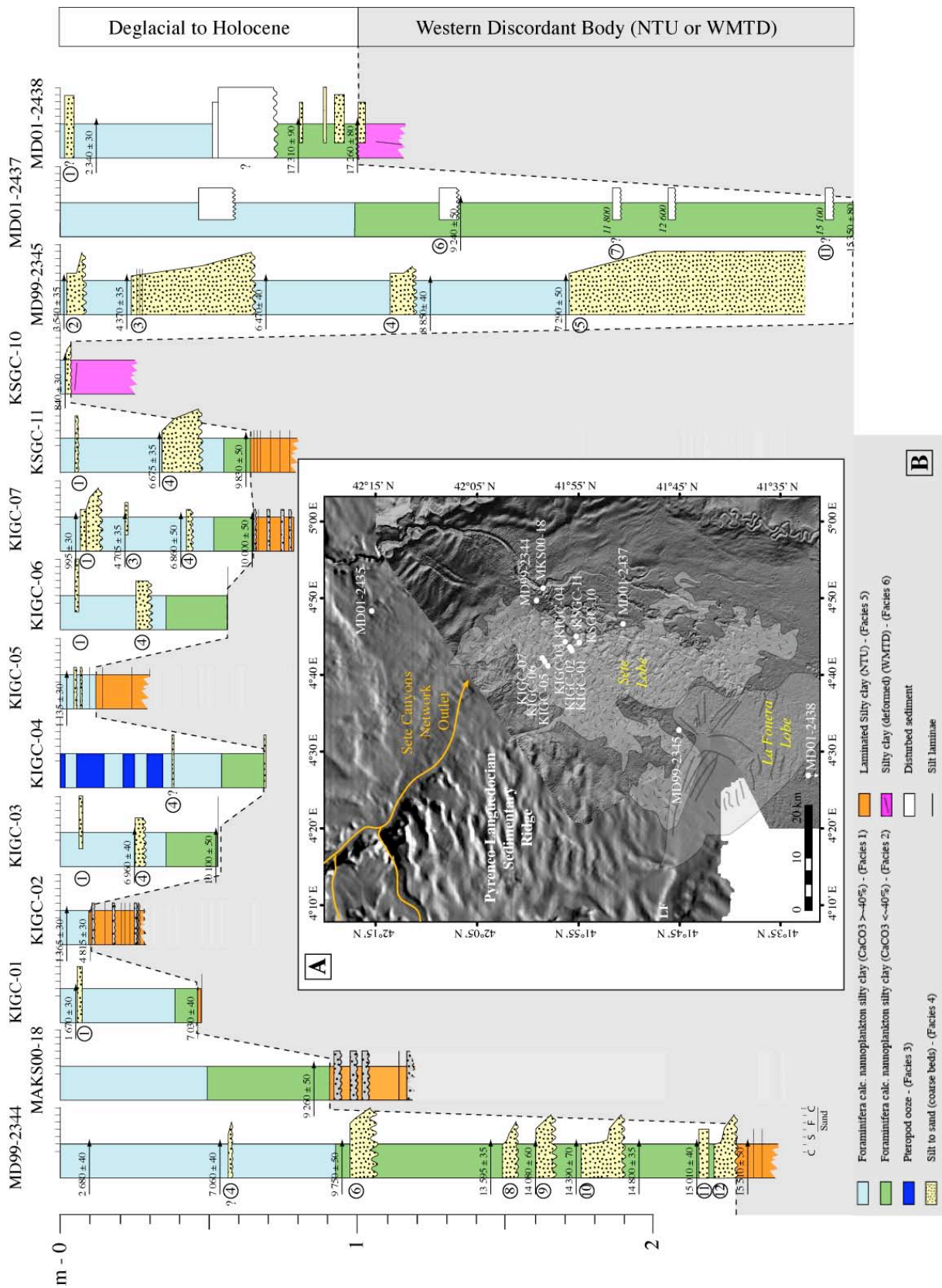
L'exutoire du réseau de canyons de Sète (comprenant le canyon Sète ainsi que tous ses canyons affluents) est caractérisé par une zone tachetée à faible réflectivité (levé EM12D, Calmar 1999) délimitée par Droz *et al.* (2001) (**Fig. IV.6**). Malgré son nom, le lobe de Sète, tel qu'il a été cartographié à partir de données d'imagerie acoustique par Droz *et al.* (2001), n'est pas constitué exclusivement de dépôts en provenance du réseau de canyons de Sète mais englobe également des sédiments en provenance du canyon Petit-Rhône. En effet, les dépôts se matérialisent par les niveaux sableux #12 à #6, dont la source a été reliée au canyon Petit-Rhône et les niveaux #4, #3 et #1 provenant du réseau de canyons de Sète. L'épaisseur de ces niveaux n'excède pas les 10 à 20 cm (**Fig. IV.7**). L'âge de mise en place du Lobe de Sète se

situé dans une fourchette d'âges compris entre 18,4 et 0,91 ka cal. BP (Denniellou *et al.*, 2009). Cette fourchette d'âges correspond aux datations (âges minimum et maximum encadrant les niveaux #12 et #1) obtenues sur les carottes prélevées dans la zone (KIGC-01, KIGC-03, KIGC-07, KSGC-11 et MD99-2345, MD99-2344, MD01-2437, MD01-2438 ; pour plus de détails cf. tableau des datations dans Denniellou *et al.*, 2009) (**Fig. IV.7**).



*Fig. IV.6- Images de réflectivité acoustique EM12D (mission Calmar) vierge et interprétée (zones claires : faible réflectivité, zones sombres : forte réflectivité) où sont délimités : la Ride sédimentaire pyrénéo-languedocienne, le lobe de Sète caractérisé par une zone de faible réflectivité et le lobe de La Fonera de réflectivité modérée (redessinée d'après Droz *et al.*, 2001).*

La zone correspondant au lobe de Sète est caractérisée par la présence de nombreuses marques érosives qui forment un champ de cuvettes d'érosion de taille et de morphologie variables (« scours »). Ces figures d'érosion originales ont fait l'objet d'interprétations diverses. Elles seraient liées au pouvoir érosif des écoulements à la terminaison du Néochehal du Petit-Rhône lorsqu'il était encore actif (Kenyon *et al.*, 1995 ; Wynn *et al.*, 2002 ; Bonnel *et al.*, 2005) et/ou seraient l'empreinte des événements post-glaciaires et holocènes, mentionnés plus haut, signes d'une activité au sein du réseau de canyons de canyon Sète (Bonnel *et al.*, 2005).





◀ *Fig. IV.7- A- Localisation des carottes reportées sur la carte bathymétrique ombrée où sont redessinés les lobes de Sète et La Fonera d'après Droz et al. (2001). B- Logs synthétiques des carottes où ont été identifiés des niveaux sableux intercalés au sein de la sédimentation hémipélagique, preuve du maintien d'une activité turbiditique post-glaciaire et holocène au débouché du réseau de canyons de Sète et du canyon La Fonera (modifiée d'après Dennielou et al., 2009). Les âges indiqués sont des âges <sup>14</sup>C.*

#### *IV.1.2.4.2. Le Lobe de La Fonera*

Au débouché du canyon La Fonera, situé au niveau de la marge catalane, une zone d'activité très récente, fini Pléistocène et Holocène a été délimitée (Droz *et al.*, 2001). Il s'agit d'une zone lobée caractérisée par une réflectivité modérée sur les données d'imagerie acoustique EM12D (**Fig. IV.6**). Des linéations de direction NO-SE ont été observées dans la partie Nord-Est du « lobe » et interprétées comme étant la preuve d'une activité au sein du canyon La Fonera et à l'origine de phénomènes érosifs à son exutoire (Droz *et al.*, 2001). Les dépôts associés sont probablement très fins car ils n'ont pas pu être identifiés sur les profils sondeur de sédiments (3,5 kHz) et seule la signature de réflectivité modérée sur les données EM12D a permis de carter ce « lobe » (Droz *et al.*, 2001). Cette activité très récente se matérialise sur une carotte prélevée dans la zone (MD99-2345) par la présence des niveaux sableux #2 et #5 intercalés au sein des boues hémipélagiques. La signature en minéraux lourds de ces sables indiquerait comme source de dispersion le canyon La Fonera (**Fig. IV.7**). L'âge de mise en place de ces niveaux sableux est compris entre 7,8 et 3,5 ka cal. BP par la datation des sédiments au toit des niveaux sableux #2 et #5 (Dennielou *et al.*, 2009).

Systèmes sédimentaires --- Dépôts gravitaires		Sigles		Faciès sismiques/ réflectivité	Dimensions		Alimentation / Source	Ages BP ka (°C) ka (Cal)	Références
					Epaisseur (m)	Volume (km <sup>3</sup> )			
Eventail turbiditique du Petit-Rhône		PRDSF		Corps en lentille avec faciès stratifié (levées) et chaotique de forte amplitude (axes chenaux)	3600	-	Canyon Petit-Rhône	Pliocène inférieur	Droz, 1983 Droz and Bellaiche, 1985 Torres <i>et al.</i> , 1997 Droz <i>et al.</i> , 2006
Ride sédimentaire pyrénéo- languedocienne		PLSR		stratifié	900-1000	-	Réseau de Canyons de Sète	Mi- Pléistocène	Berné <i>et al.</i> , 1999 Jallet, 2002 Jallet <i>et al.</i> , 2005
Ensemble Discordant Occidental	Unité Interlobe Inférieure		LIU (Lower Interlobe Unit ou Lower Chaotic Unit)	chaotique	~100	115	Instabilités de pente avec origine probable zone des canyons Sète et Marti	âge inconnu	Méar, 1984 Gaullier <i>et al.</i> , 1998
	Masse glissée occidentale		WMD/WDF (Western Mass- transport Deposit/Western Debris Flow)	transparent	100	217	Déstabilisations possibles au niveau de (1) levée Ouest du PRDSF, (2) portion de pente entre canyons Sète et Marti	17,2-17,9 <b>19,9-21,1</b>	Méar and Gensous, 1993 Gaullier <i>et al.</i> , 1998 Droz <i>et al.</i> , 2006 Denniélou, com. pers.
	Néofan du Petit- Rhône	Unité chaotique	PRNF	NCU	chaotique	50	24	Canyon Petit-Rhône	Avulsion: 17,8-17,6 <b>21-20,8</b>
	Unité transparente	NTU		transparent	30		Inactif: 15,5 <b>18,5</b>		
Lobe de Sète				faible	<1 m		Canyon Petit-Rhône exclusif --- Canyon PR + Réseau de Canyons de Sète	18,4-15,6 (#12 à 8) --- 12,7-0,91 (#7, #6 + #4, #3, #1)	Droz <i>et al.</i> , 2001  Denniélou <i>et al.</i> , 2009
Lobe de La Fonera				Modérée	<1 m		Canyon La Fonera	7,8-3,5 (#5 et #2)	Droz <i>et al.</i> , 2001 Denniélou <i>et al.</i> , 2009

Tabl. IV.1- Tableau récapitulatif de la chronologie de mise en place des systèmes turbiditiques et dépôts gravitaires dans la partie Nord-Ouest du bassin du Golfe du Lion ainsi que leurs principales caractéristiques.

## **IV.2- LE NÉOFAN DU PETIT-RHÔNE : RESULTAT DE LA DERNIÈRE AVULSION DE L'ÉVENTAIL TURBIDITIQUE DU PETIT-RHÔNE**

Le Néofan, qui s'est construit à la suite de la dernière avulsion de l'éventail turbiditique du Petit-Rhône, représente la dernière période d'activité turbiditique chenalisée enregistrée au niveau de l'éventail du Petit-Rhône. Nous en détaillons ici, successivement, les caractéristiques morphologiques (description et dimensionnement des différents éléments), l'architecture sédimentaire et l'organisation stratigraphique. Ces résultats sont issus de l'analyse de données bathymétriques, d'imagerie acoustique et de coupes sismiques permettant une approche à différentes résolutions (cf. chapitre II).

### **IV.2.1- Morpho-bathymétrie**

#### IV.2.1.1. Les principaux traits morphologiques de la zone

La zone de mise en place du Néofan du Petit-Rhône est localisée entre les latitudes 42°25 N et 41°15 N, à des profondeurs d'eau comprises entre 2000 et 2600 m (**Fig. IV.8**). La bordure Nord-Ouest du bassin des Baléares est caractérisée par un paysage morphologique assez contrasté. Les principaux domaines sédimentaires qui encadrent le Néofan sont :

- à l'Est, l'éventail turbiditique du Petit-Rhône avec ses multiples anciens systèmes chenaux-levées formant un important haut bathymétrique (plus de 150 m). D'après la chronologie relative établie par Gillet *et al.* (2006), le Néofan est bordé sur sa rive gauche (Est) d'abord par le dernier chenal abandonné (noté 1, **Fig. IV.8A**) au Nord puis, plus au Sud, par un système chenal-levée ancien (noté 6, **Fig. IV.8A**).
- à l'Ouest, le relief (de l'ordre de 50 m au niveau de sa frange orientale) créé par la Ride sédimentaire pyrénéo-languedocienne (**Fig. IV.9**).
- au Nord-Ouest, l'exutoire du réseau de canyons de Sète (**Fig. IV.3 et 8**).

Entre l'éventail ancien du Petit-Rhône et la ride pyrénéo-languedocienne, un couloir de 50 km de large environ forme une cuvette allongée dans la direction Nord Est-Sud Ouest, où s'est construit le Néofan du Petit-Rhône suite à une déviation (avulsion) vers l'Ouest des flux sédimentaires et des dépocentres. Le Néofan, d'une longueur totale de 90 km, se subdivise en 3 principaux éléments sédimentaires, qui seront décrits en détail plus loin : d'amont vers l'aval, le Néochenal, les structures linéaires et les lobes terminaux.

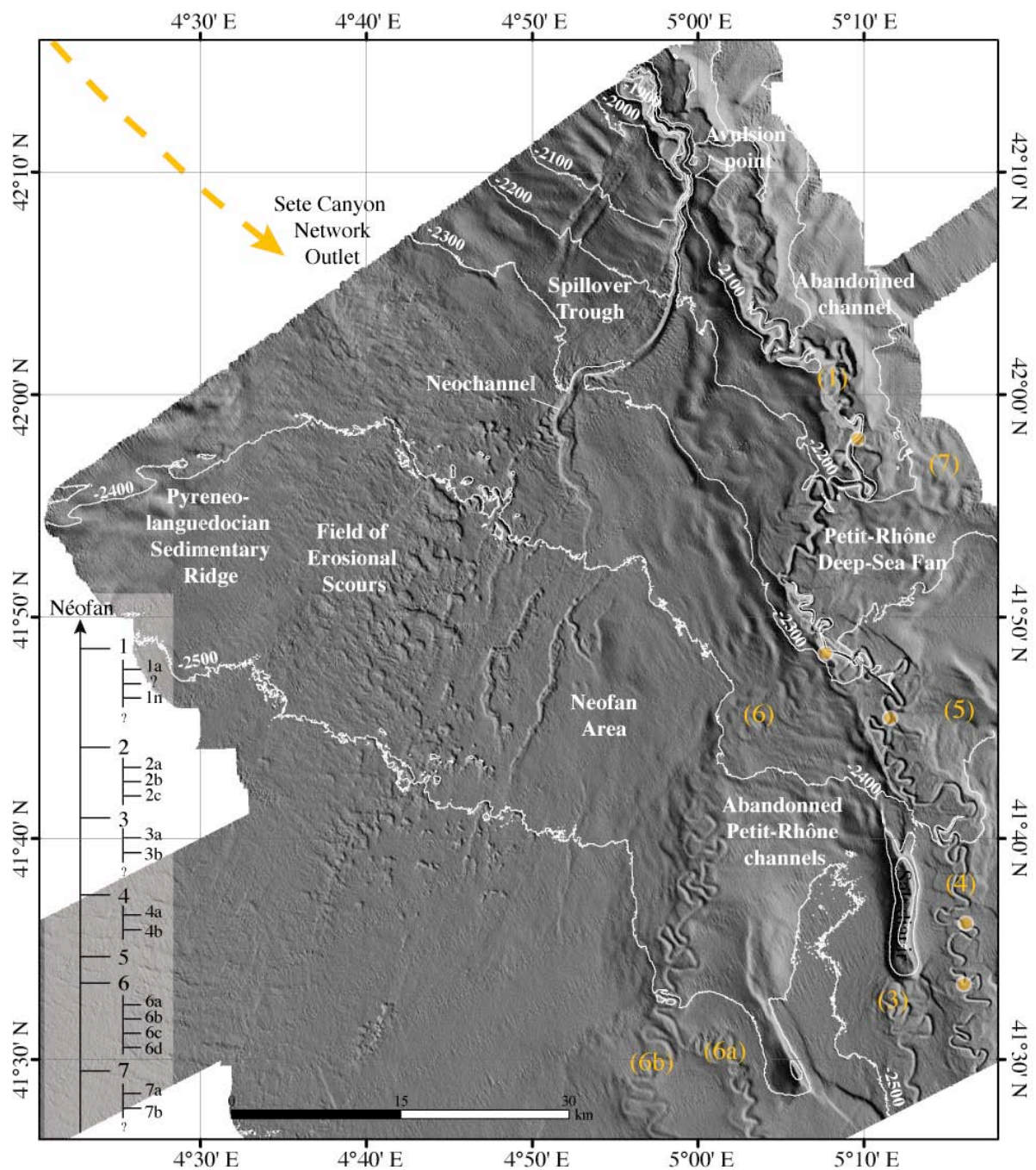


Fig. IV.8A- Carte bathymétrique ombrée illustrant le paysage morphologique contrasté de la zone d'étude avec: les principaux reliefs que sont l'éventail turbiditique du Petit-Rhône à l'Est et la Ride sédimentaire pyrénéo-languedocienne à l'Ouest, le Néochenal et ses chenaux secondaires et le vaste champ de cuvettes d'érosion. Numérotation des chenaux anciens (7 à 1) selon Gillet et al. (2006).

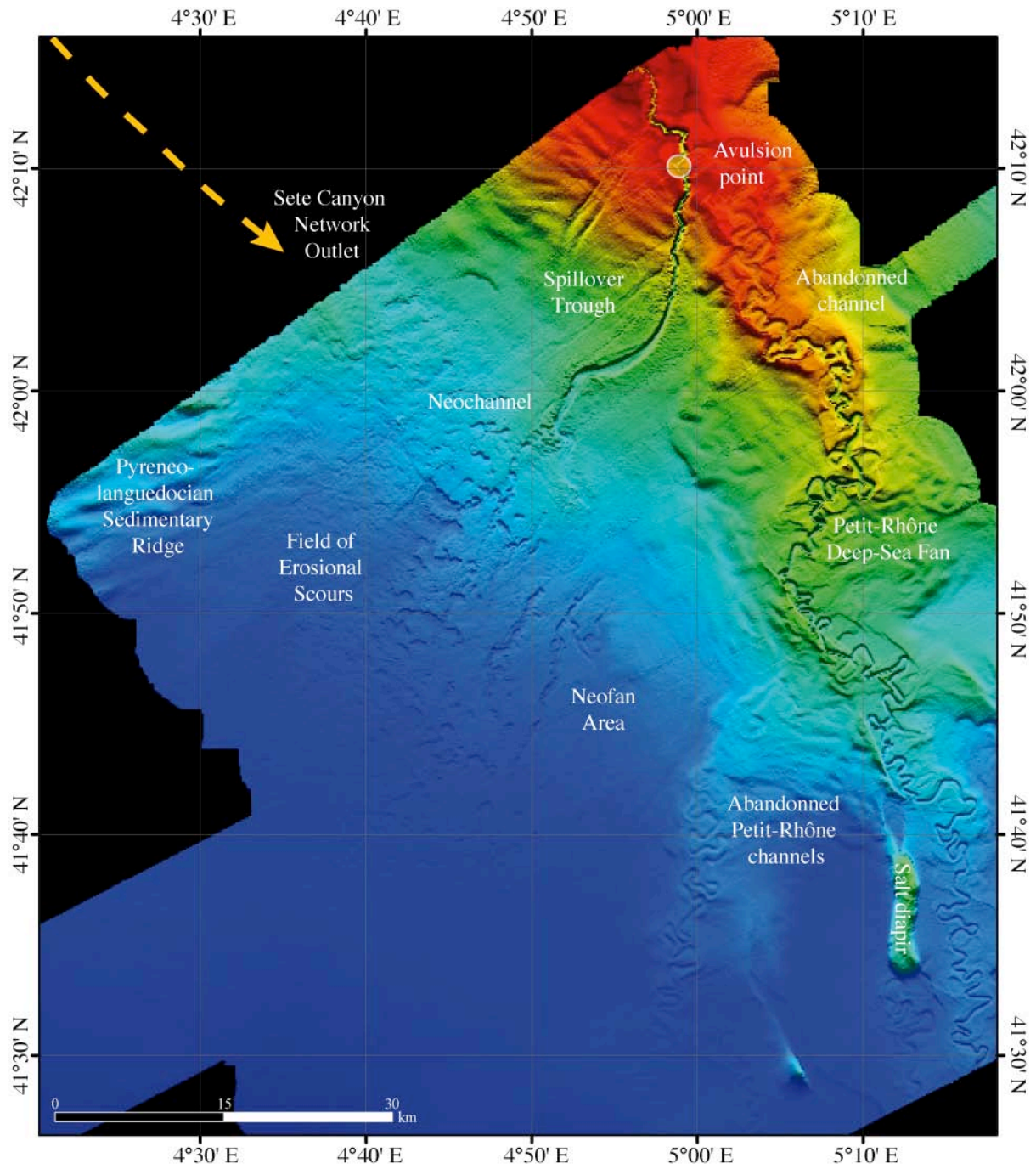


Fig. IV.8B- Carte bathymétrique de la zone du Néofan et de ses bordures.

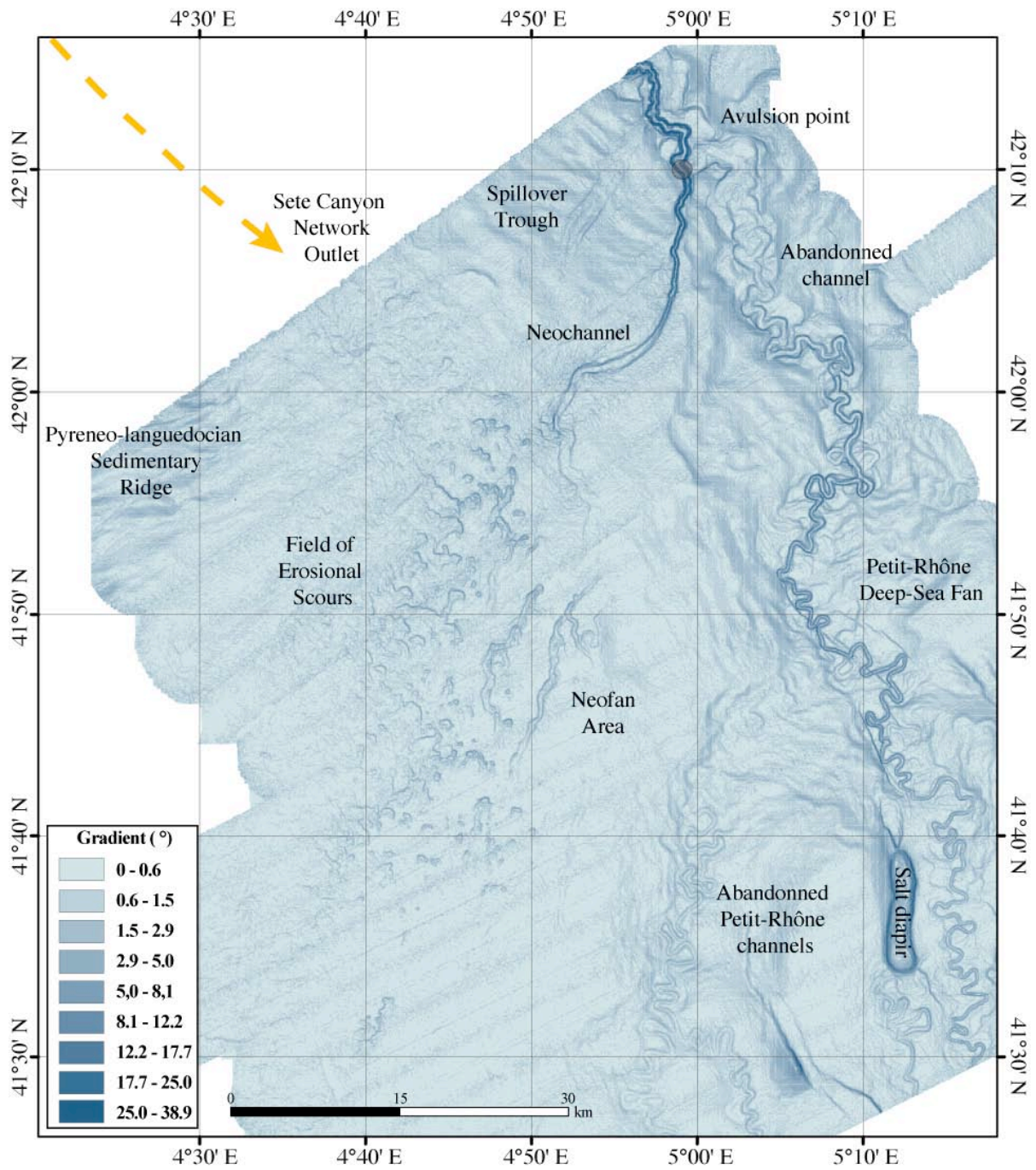


Fig. IV.8C- Cartes des pentes de la zone du Néofan et de ses bordures.

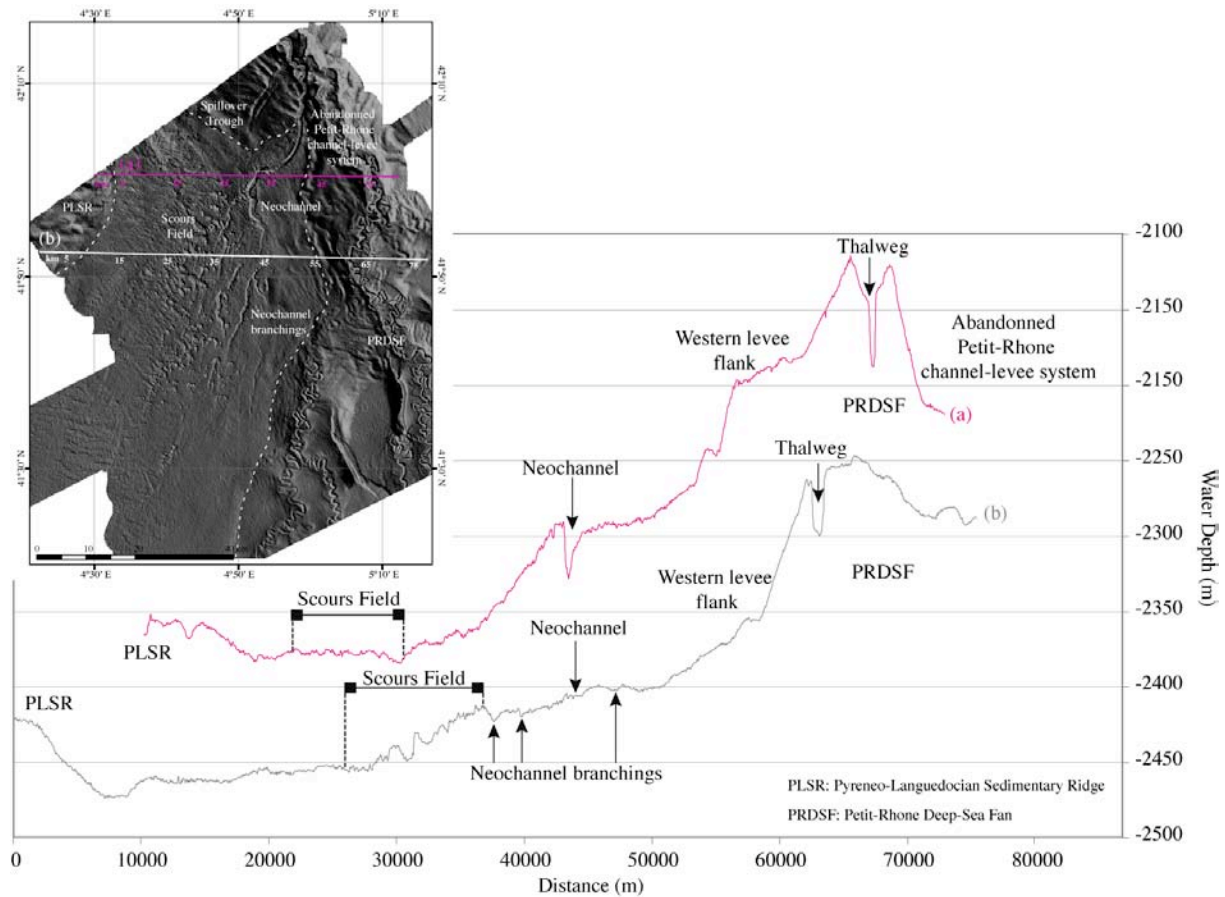
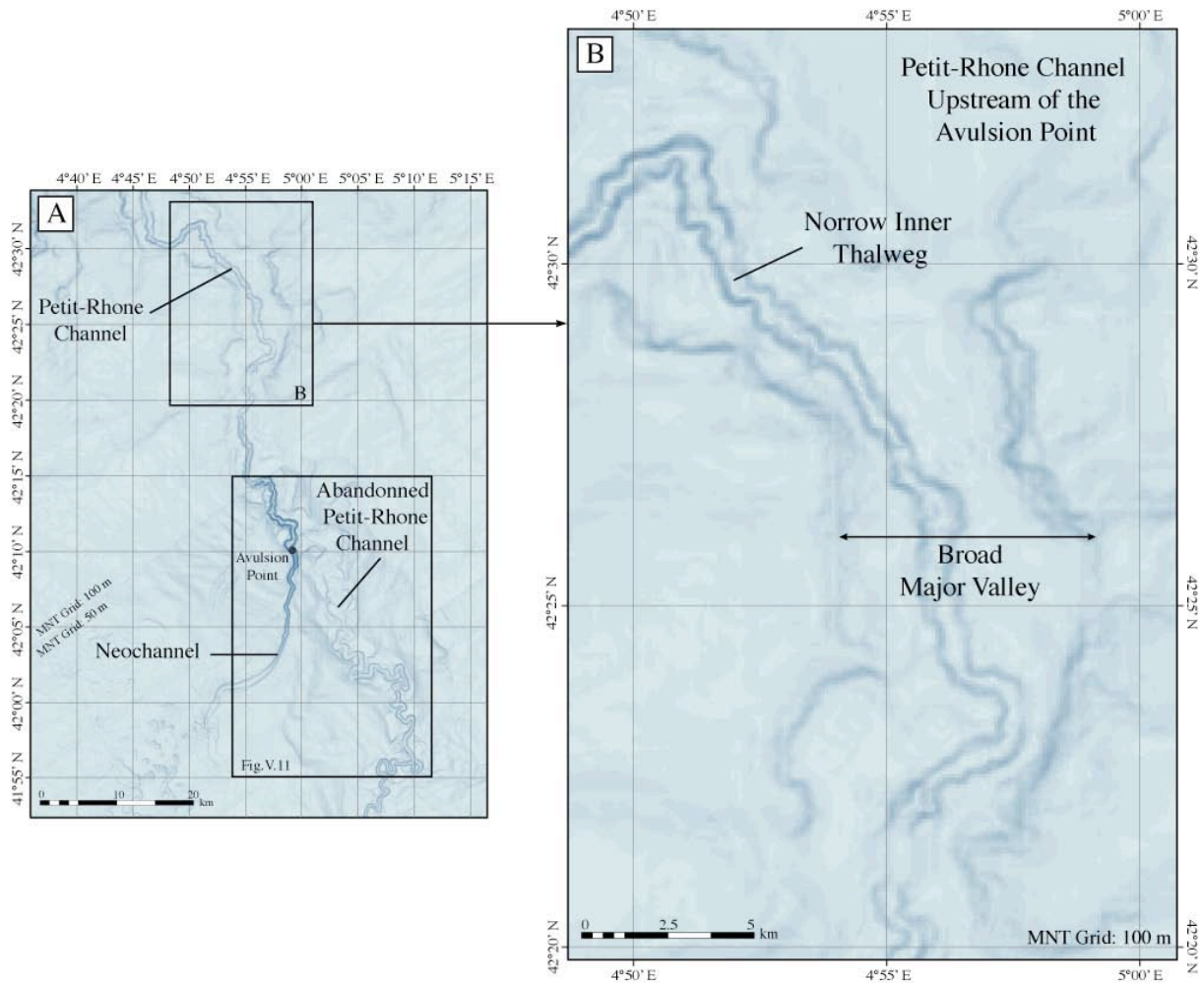


Fig. IV.9- Coupes bathymétriques régionales (a) et (b) à travers le Néofan. Celui-ci est encadré par des reliefs majeurs : à l'Est, l'éventail turbiditique du Petit-Rhône et à l'Ouest, la Ride sédimentaire pyrénéo-languedocienne. Il s'est construit dans une cuvette allongée dans la direction Nord Est-Sud Ouest et large de 50 km environ.

La zone de l'avulsion (sens large) présente certaines particularités morphologiques. La morphologie du chenal principal du Petit-Rhône, en amont du point d'avulsion, est caractérisée par une large vallée majeure sinueuse, qui renferme un thalweg mineur montrant des méandres très resserrés (Bellaiche *et al.*, 1983 ; Droz, 1983 ; Droz and Bellaiche, 1985 ; O'Connell *et al.*, 1991, 1995 ; Torres, 1995 ; Torres *et al.*, 1997) (**Fig. IV.10**). La vallée majeure du Petit-Rhône est large de 2 à 5 km et forme un chenal perché jusqu'à 500 m au-dessus des fonds environnants et bordé de levées asymétriques (Droz and Bellaiche, 1985). À l'intérieur de cette large vallée majeure, le thalweg, dont le cours est festonné, a une largeur comprise entre 200 et 800 m, des flancs pentés ( $\sim 20^\circ$ ) et ravinés interrompus par des terrasses correspondant à des levées internes (O'Connell *et al.*, 1995 ; Torres *et al.*, 1997). Des glissements ont été observés localement sur le fond du thalweg (O'Connell *et al.*, 1995).



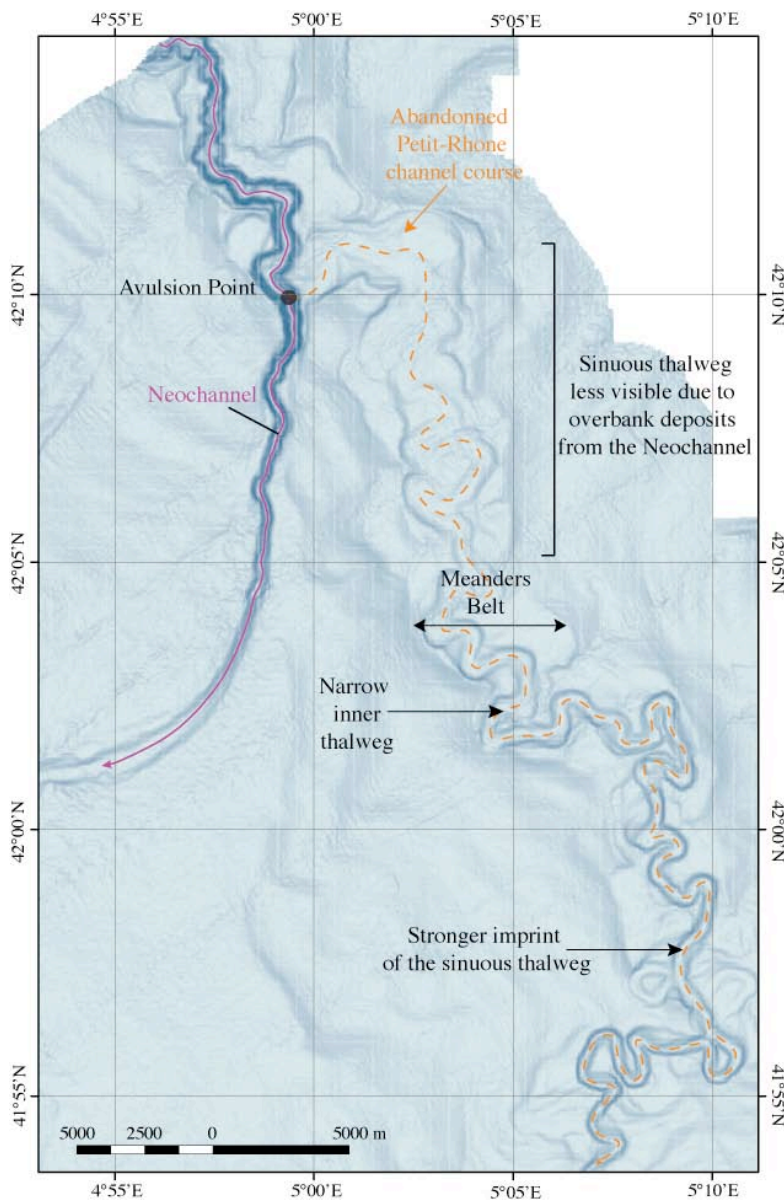
*Fig. IV.10- (A) Carte des pentes illustrant la morphologie du Néochenal et du chenal du Petit-Rhône en amont et en aval du point d'avulsion. Cette carte des pentes a été obtenue à partir de 2 MNT aux pas de grilles différents (100 m et 50 m). Le cadre indique la position de la figure IV.11. (B) Carte des pentes, en amont du point d'avulsion mettant en évidence la structure polygénique du système chenal-levées du Petit-Rhône constitué d'une vallée majeure large de 2 à 5 km renfermant un thalweg mineur de 200 à 800 m de large bordé de levées internes.*

La morphologie du chenal principal du Petit-Rhône, en aval de l'avulsion, est différente de la portion amont et est caractérisée par un thalweg méandrique au sein d'une ceinture de méandres (anciens méandres abandonnés et comblés) (**Fig. IV.11**). Depuis l'avulsion, le chenal abandonné a été rempli par les dépôts de débordement issus du Néochenal qui l'atteignent et par la sédimentation hémipélagique. L'effet des débordements en provenance du Néochenal est bien visible sur une trentaine de kilomètres du chenal abandonné en aval du point d'avulsion. Les données bathymétriques montrent en effet que l'incision du thalweg est



comme atténuée le long de cette portion à proximité du Néochenal alors que plus en aval, le chenal abandonné qui ne reçoit plus les débordements du fait de l'éloignement du Néochenal, est à nouveau bien marqué (**Fig. IV.11**). L'épaisseur du remplissage du chenal abandonné, dans cette portion du chenal recevant les débordements du Néochenal, est estimée à 75-90 m (épaisseurs mesurées au niveau des profils Marion MAR-88-89-90).

Enfin, la zone de mise en place du Néofan est caractérisée par la présence d'un vaste champ de cuvettes d'érosion dont l'extension couvre une zone de 50 km de long sur 20 km de large (**Fig. IV.8, IV.13**) et qui sera détaillé plus loin.



*Fig. IV.11- Carte des pentes autour du point d'avulsion. Le chenal abandonné sinueux est moins bien marqué dans la bathymétrie, sur une portion de 30 km de long, en aval du point d'avulsion du fait de son remplissage par les dépôts de débordement liés à l'activité du Néochenal et une sédimentation hémipélagique ultérieure. Plus en aval, le thalweg mineur, ne recevant plus les débordements du Néochenal plus éloigné est à nouveau bien visible.*

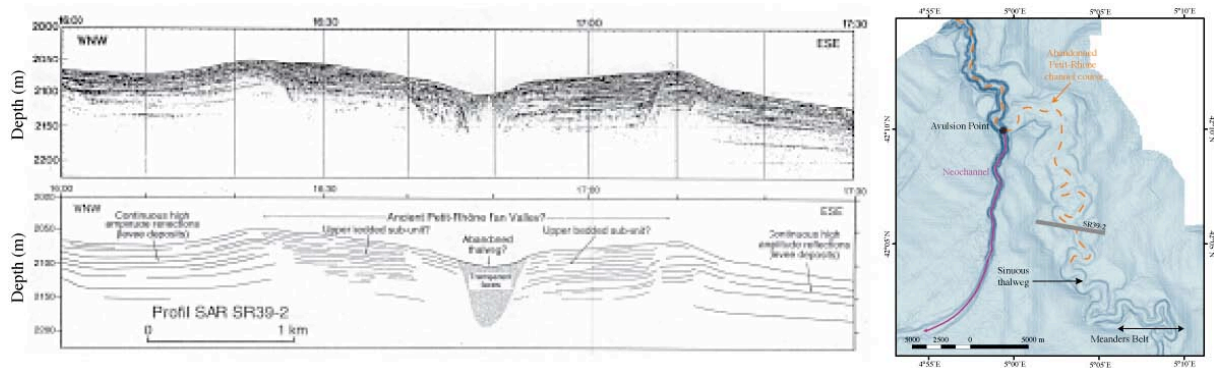


Fig. IV.12- Profil SAR SR39-2 réalisé à travers le cours abandonné du chenal du Petit-Rhône, issu de Torres et al. (1997). Le remplissage du thalweg, caractérisé par un faciès sismique transparent et dont la base n'est pas visible ici, a été estimé à 75-90 m.

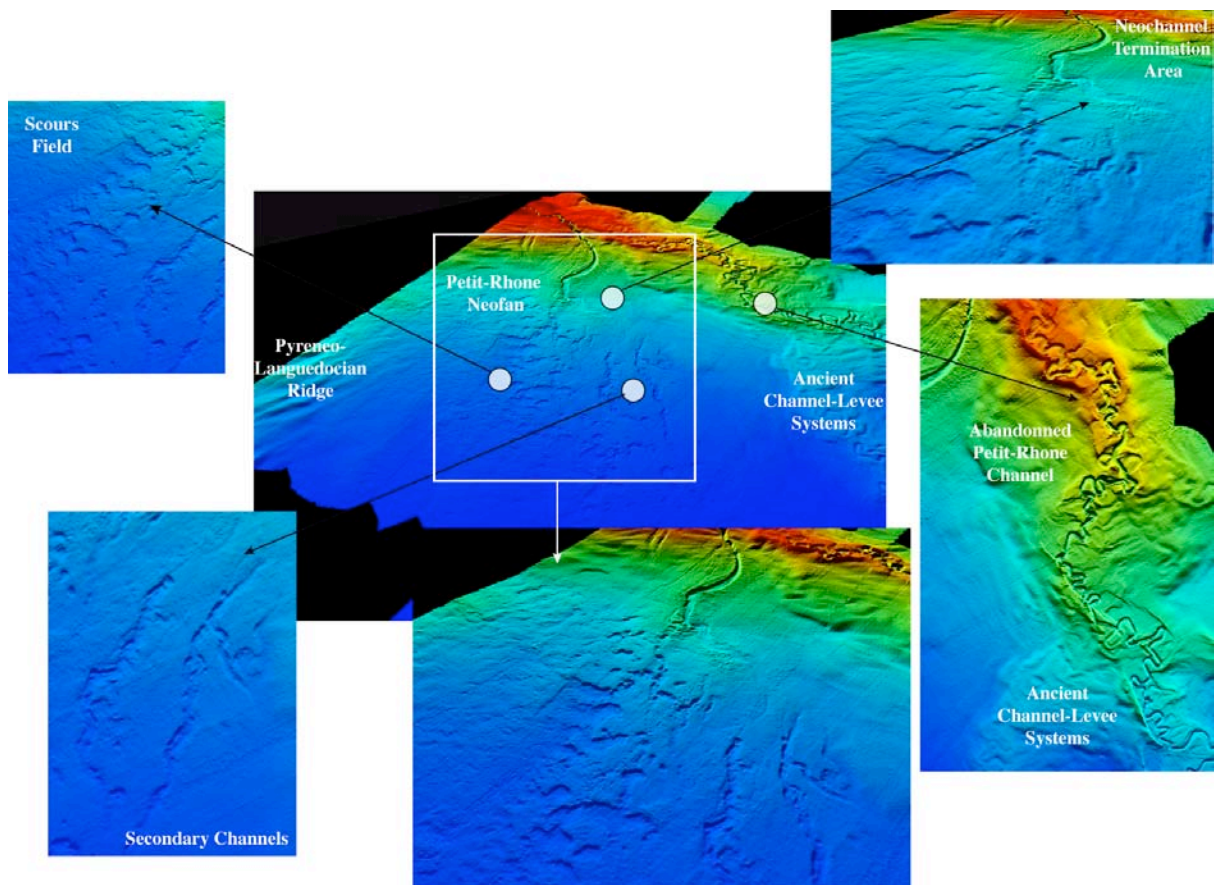


Fig. IV.13- Vues bathymétriques en perspective montrant les particularités morphologiques de la zone d'étude : le Néochenal et sa terminaison, les structures linéaires, le champ de cuvettes d'érosion et le chenal abandonné.

## IV.2.1.2. Caractéristiques morphologiques du système de transfert chenalisé

*IV.2.1.2.1. Le système de transfert de la pente au bassin : canyon - chenal du Petit-Rhône - Néochenal*

Un profil bathymétrique à l'axe, depuis le canyon et jusqu'au bassin profond (le long du chenal du Petit-Rhône puis du Néochenal comparé au profil le long du chenal abandonné), montre une tendance générale du profil longitudinal à la concavité, du fait de la décroissance progressive de la pente, depuis des valeurs comprises entre  $1,5^\circ$  au niveau du canyon à  $0,15^\circ$  pour la partie la plus distale du profil (segment 13, **Fig. IV.14**). Ce profil bathymétrique a été obtenu à partir de différentes grilles bathymétriques. La première portion (en orange) depuis la plateforme externe jusqu'à quelques kilomètres en amont du point d'avulsion est issue d'une compilation de MNT à partir de données EM12D avec un pas de 100 m. La seconde portion (en bleu suivant le Néochenal et en vert suivant le chenal abandonné) est obtenue à partir du MNT Marion-Progrès acquis par l'EM300 avec un pas de 50 m.

À l'échelle régionale, le profil actuel à l'axe du canyon, du chenal du Petit-Rhône et du chenal abandonné est un profil qui tend vers un profil d'équilibre idéal théorique (concave et asymptotique). L'avulsion du chenal du Petit-Rhône (noté 1, d'après la nomenclature de Gillet *et al.*, 2006), à l'origine de la formation du Néochenal, a provoqué la rupture de cet équilibre (segment 8, **Fig. IV.14C**), marquée par plusieurs ruptures de pente identifiées (cf. knickpoints, **Fig. IV.14B**). La dernière portion du profil bathymétrique (suivant l'axe du Néochenal, du chenal secondaire Ch4 et la zone de dépôt des lobes, segments 10 à 13), correspondant au Néofan, est en déséquilibre par rapport à un profil idéal théorique. Ces ruptures de pentes successives suggèrent que contrairement au chenal abandonné, le Néochenal est dans un état juvénile : la durée de fonctionnement n'a pas été suffisante pour effacer ces ruptures de pentes (il manque de l'érosion en amont et du dépôt en aval, **Fig. IV.14C**).

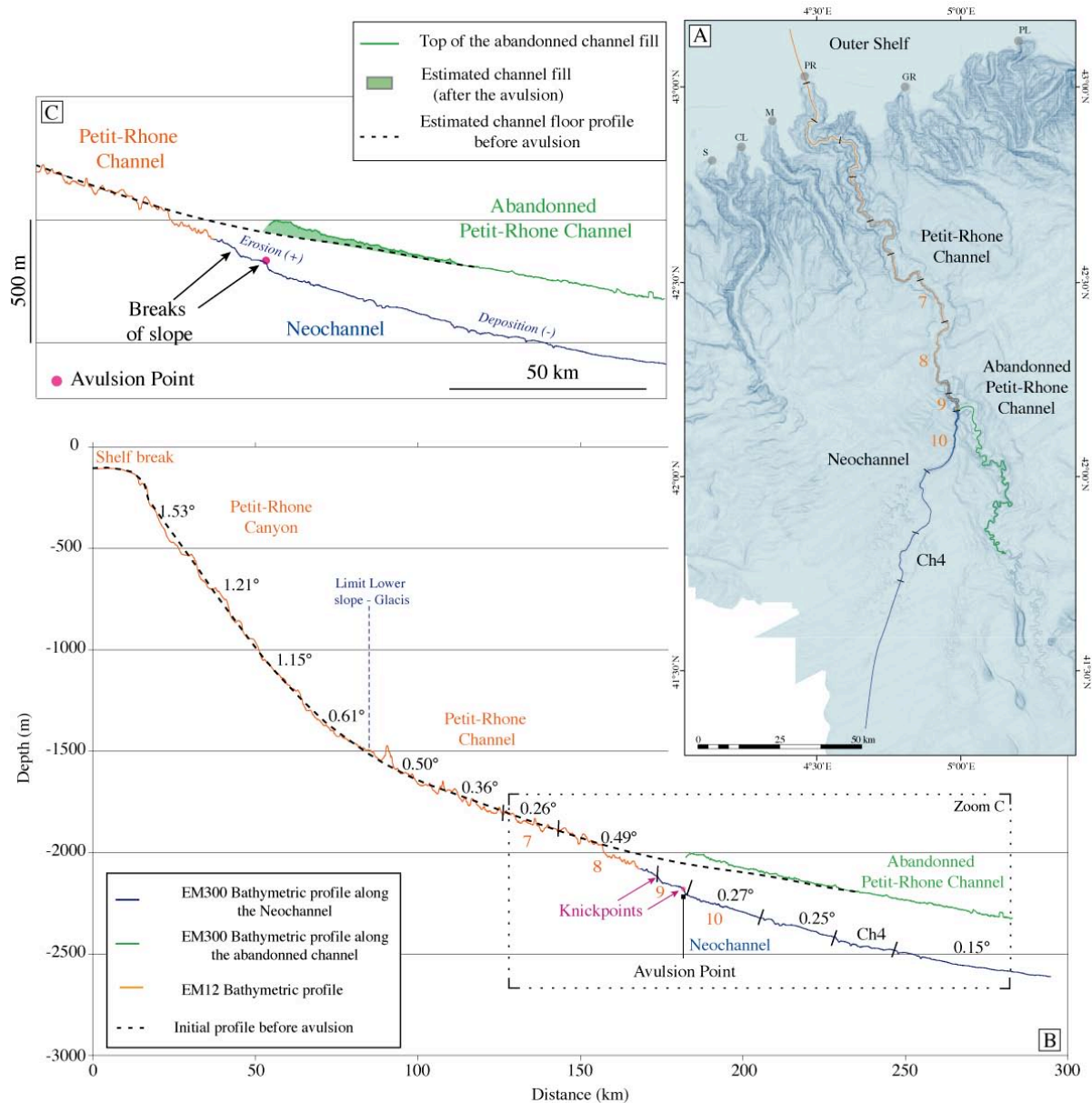


Fig. IV.14- (A) Carte des pentes du système turbiditique du Petit-Rhône où est indiquée la position du profil bathymétrique régional depuis la pente jusqu'au bassin profond. (B) Profil bathymétrique longitudinal à l'axe du canyon Petit-Rhône, suivant le chenal du Petit-Rhône, le Néochenal et la zone de dépôt des lobes comparé au profil bathymétrique passant par le chenal abandonné du Petit-Rhône. (C) Zoom au niveau des ruptures de pente.

#### IV.2.1.2.2. Le Néochenal

Le Néochenal du Petit-Rhône est le chenal turbiditique le plus récent de l'éventail du Petit-Rhône et résulte d'une avulsion récente du chenal 1 (d'après la nomenclature de Gillet *et al.*, 2006) (**Fig. IV.8A**). La cause de l'avulsion n'est pas connue (déstabilisation de la levée ?

blocage du chenal en aval ? flux turbiditiques plus volumineux ? ...), mais ses conséquences ont été la formation d'une brèche dans la levée droite par laquelle les courants de turbidités ont pu s'échapper de la canalisation initiale imposée par les hautes levées du chenal du Petit-Rhône. Les courants se sont alors déversés dans la zone en dépression et ont progressivement créé le Néochenal.

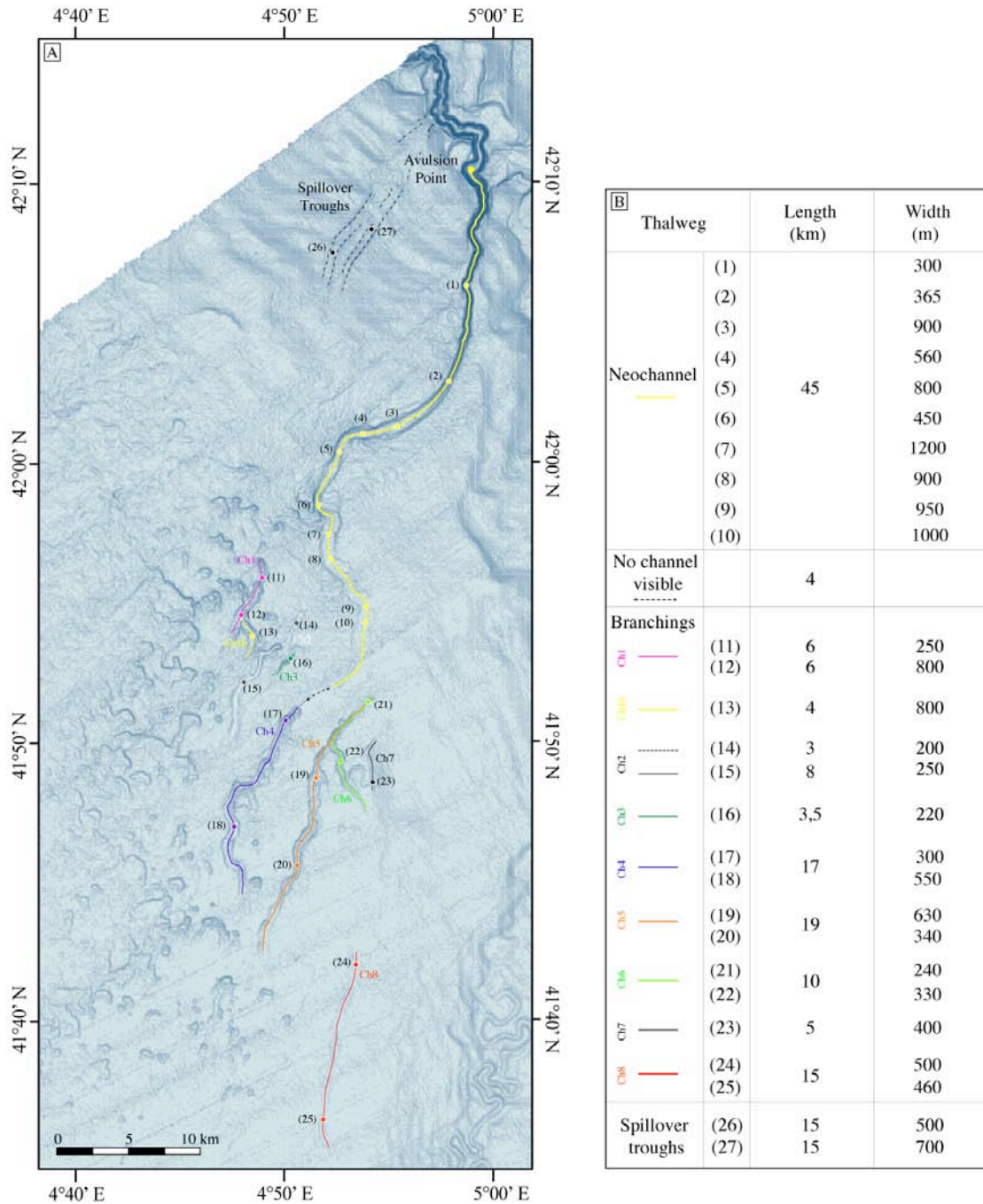


Fig. IV.15- (A) Carte des pentes du Néofan mettant en évidence le Néochenal du Petit-Rhône et les multiples structures linéaires observées. (B) Tableau récapitulatif des longueurs curvilignes (en km) et largeurs (en m) du Néochenal et des structures linéaires, mesurées en différents points.

La zone d'avulsion est située au niveau de l'isobathe -2180 m à une distance curviligne d'environ 115 km (80 km en distance directe) de la tête du canyon Petit-Rhône. La longueur curviligne du Néochenal est de 45 km, depuis le point d'avulsion jusqu'à son extrémité Sud au niveau de la latitude 41°52' N, vers 2400 m de profondeur d'eau. Au-delà de cette profondeur son empreinte sur le fond disparaît (Figs. IV.13, IV.15).

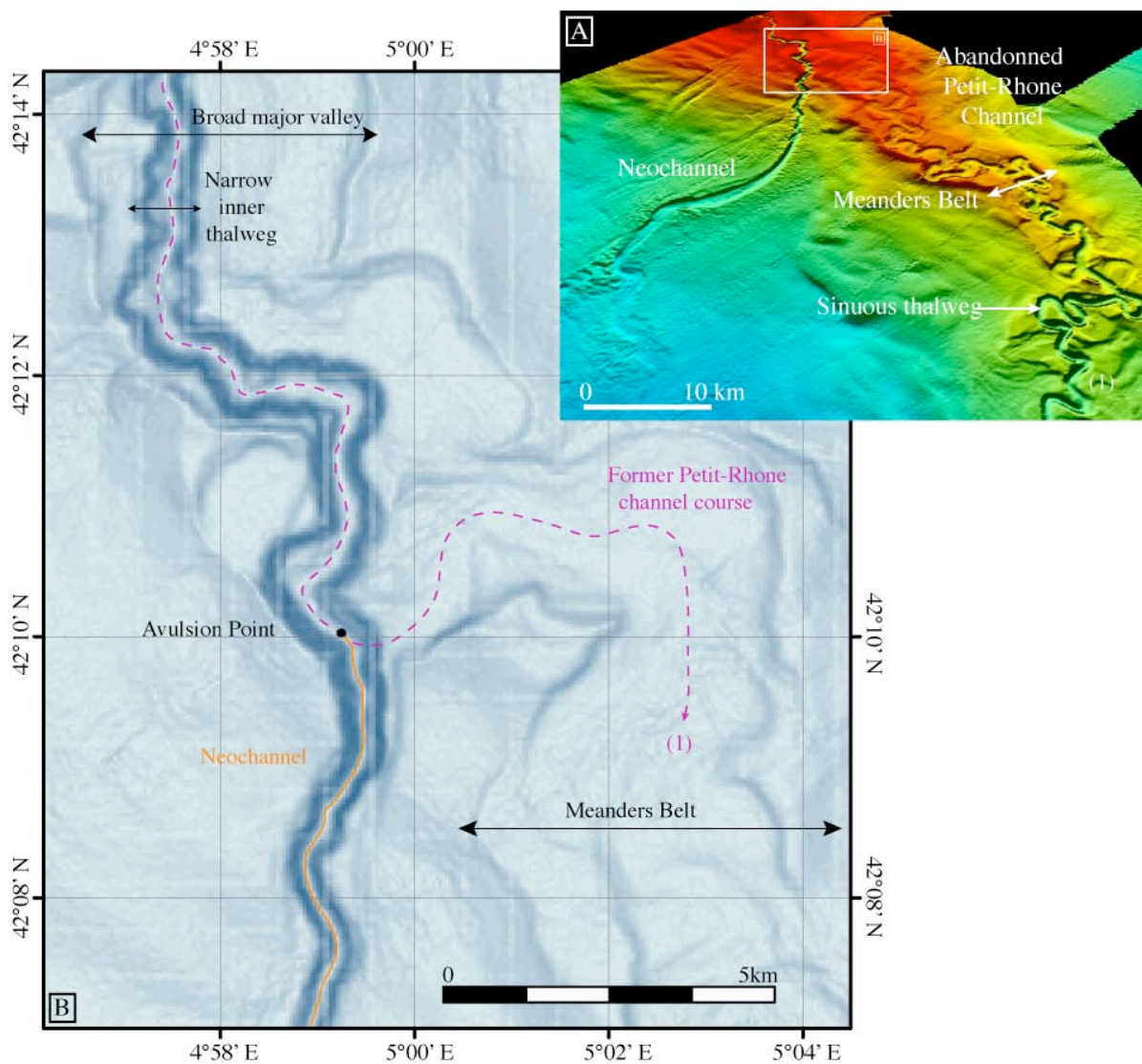


Fig. IV.16- (A) Vue bathymétrique en perspective du chenal abandonné du Petit-Rhône et du Néochenal. Le cadre indique la position de la carte B. (B) Carte des pentes dans la zone de l'avulsion illustrant le contraste morphologique entre le Néochenal dont le cours est beaucoup plus rectiligne par rapport au système chenal-levée (1) du Petit-Rhône très méandrique.

Il existe un important contraste entre la morphologie des anciens systèmes chenaux-levées du Petit-Rhône (7 à 1, Gillet *et al.*, 2006) caractérisés par la présence de nombreux méandres et le Néochenal beaucoup plus rectiligne (**Fig. IV.8**, **Fig. IV.16A**). Seuls quelques méandres à faible rayon de courbure sont observés sur les deux premiers tiers de son cours, jusqu'au premier coude (entre les points 4 et 5 sur la figure **Fig. IV.15**) qui le dévie à angle droit. La dernière portion du Néochenal est soulignée par la succession rapprochée de plusieurs méandres. La sinuosité mesurée de l'ensemble depuis le point d'avulsion jusqu'à son extrémité est de 1,3 ( $S = D_{\text{curv}}/D_{\text{directe}} = 45/34$ ). En aval de l'avulsion, la sinuosité du chenal abandonné 1 est de 2,3 (à partir de données GLORIA, O'Connell *et al.*, 1991).

#### IV.2.1.2.3. Les structures linéaires

##### - Structures liées au Néofan

La zone du Néofan est caractérisée par la présence de 8 structures linéaires, nommées de l'Ouest vers l'Est Ch1 à Ch8 (**Fig. IV.17**), longues de 5 à 20 km et larges de 200 à 800 m (**Fig. IV.15**). Les chenaux Ch4, Ch5 et Ch6 correspondent respectivement aux chenaux nommés Ch3, Ch2 et Ch1 par Droz *et al.*, (2004, 2005).

Ces structures s'organisent, en fonction de leur position, en 3 groupes (1<sup>er</sup> groupe : Ch1, Ch1b, Ch2 et Ch3 – 2<sup>ème</sup> groupe : Ch4, Ch5, Ch6 et Ch7 – 3<sup>ème</sup> groupe : Ch8).

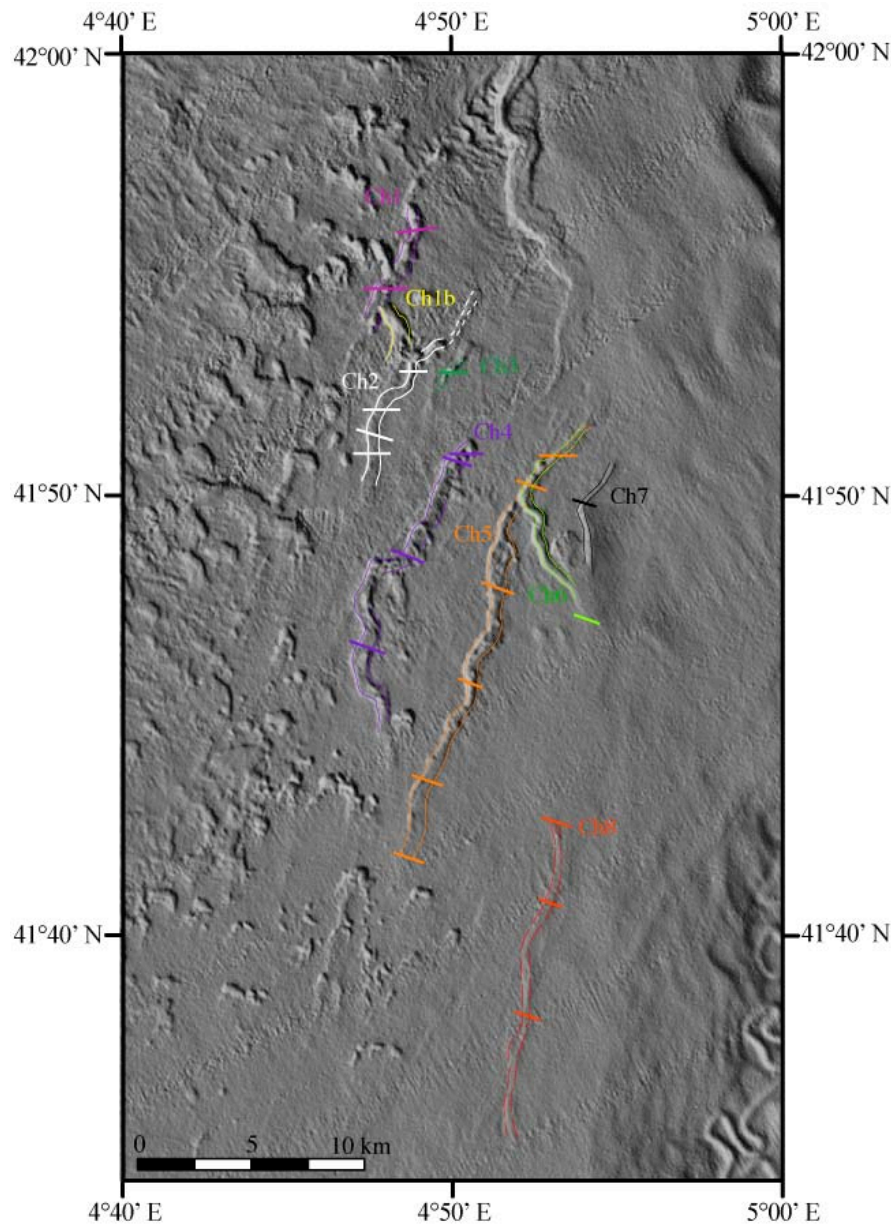
- Ch1 est localisé en position externe de méandre, dans le prolongement du cours du Néochenal, juste en aval du deuxième méandre marqué (point 6 de la figure **IV.15**). Ch1, Ch1b et Ch2 sont regroupés et semblent s'interconnecter les uns aux autres.

- Le second groupe (Ch4, Ch5, Ch6 et Ch7) se situe au droit de l'exutoire actuel du Néochenal. Il n'y a pas de connexion visible, à cette échelle de résolution, entre le Néochenal et ces structures. En effet, l'incision sur le fond disparaît sur une zone de 4 km environ avant que l'incision, d'une 20<sup>aine</sup> de m de profondeur, du chenal Ch4 n'apparaisse (**Fig. IV.15**). De même, Ch5 et Ch6 ne s'initient pas là où le Néochenal disparaît, mais quelques kilomètres plus en aval.

- Enfin, Ch8 est situé bien plus en aval, à 20 km au Sud de la zone d'atténuation du chenal majeur, mais reste localisé dans le prolongement de l'exutoire actuel du Néochenal.

Ces structures linéaires, du fait de leur localisation à proximité de la terminaison du Néochenal et leurs dimensions (moindres par rapport au Néochenal) correspondent à des

chenaux de petite taille, probablement liés à l'activité du Néochenal. Par conséquent, pour la suite de l'étude, le terme de chenaux secondaires sera employé.



*Fig. IV.17- Carte bathymétrique ombrée centrée sur les structures linéaires (Ch1-8) identifiées à proximité et au débouché du Néochenal du Petit-Rhône (identifiées sur la figure IV.15).*

#### - Autres structures linéaires

En amont du point d'avulsion du Néochenal, sur la levée droite de la vallée majeure, deux sillons rectilignes d'environ 15 km de long, de 500-700 m de large et d'orientation NNE-SSO ont été mis en évidence. Ces sillons tronquent les sediment waves identifiées sur la levée Est du chenal et ont été creusés en position externe d'un méandre. D'après leur localisation en position externe de méandre, il est probable que ces sillons se sont formés tardivement suite aux débordements d'écoulements gravitaires en dehors du thalweg.



## IV.2.1.3. Le champ de cuvettes d'érosion

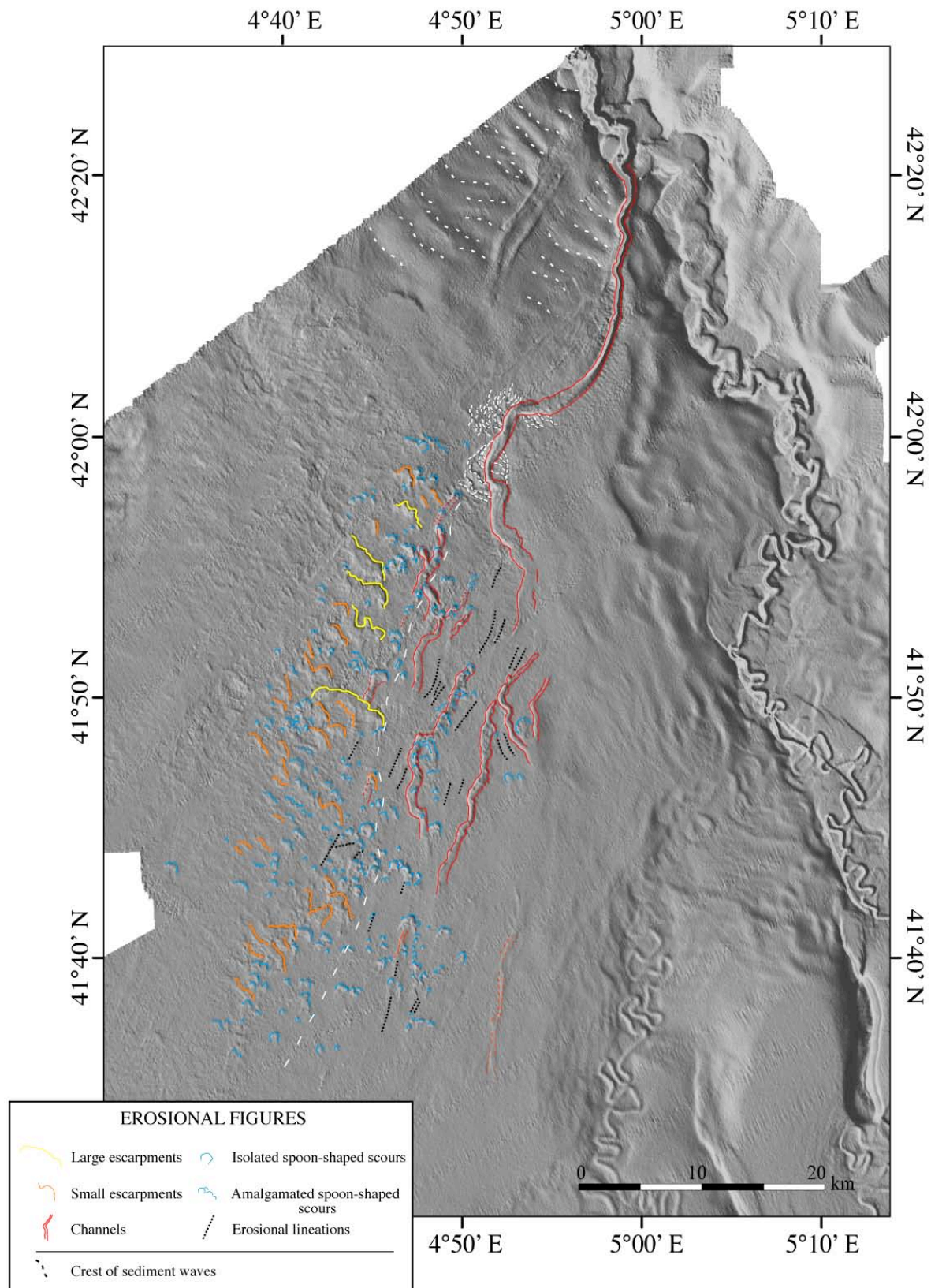
De nombreuses structures érosives de forme et de taille variées (escarpements, cuvettes ovoïdes de tailles variables, isolées ou amalgamées, linéations d'érosion) sculptent le Néofan à proximité de la terminaison du Néochenal. La présence de ces structures érosives avait déjà été mise en évidence par plusieurs auteurs (Kenyon *et al.*, 1995 ; Wynn *et al.*, 2002 ; Bonnel *et al.*, 2005 ; Droz *et al.*, 2004, 2005), mais ces auteurs ne disposaient alors que d'une vision limitée à de petites zones (quelques images sonar pour Kenyon *et al.* et Wynn *et al.*, MNT bathymétrique partiel pour Bonnel *et al.*).

Ces figures érosives semblent se répartir en deux secteurs (**Fig. IV.18**). Un premier secteur très « mité » qui correspond à une large bande NNE-SSO limitée à l'Est par le premier coude à 90° du Néochenal, puis par les chenaux secondaires Ch1, Ch2 et Ch4. À l'Est de cette bande très accidentée, le fond marin est beaucoup moins excavé et apparaît plus lisse, entaillé principalement par les structures linéaires que sont les chenaux secondaires Ch4, Ch5, Ch6, Ch7 et Ch8 et par des cuvettes d'érosion plus petites, et moins denses que dans le secteur Ouest.

Dans le secteur « mité », plusieurs types de figures érosives ont été identifiés :

- Des escarpements (équivalents des « *giant scours* » décrits par Kenyon *et al.*, 1995) d'extension variable, entre 4 et 6 km pour les plus importants (en jaune sur la figure **IV.18**) et entre 1,5 et 2 km en moyenne pour les plus petits (en orange). Ils sont orientés suivant une direction NO-SE. Le dénivelé entre le haut et le pied de l'escarpement atteint 20 à 30 m de hauteur pour les escarpements les plus étendus (en jaune) et 10 à 18 m de haut pour les autres (en orange). La zone accidentée par ces escarpements s'oriente suivant un axe préférentiel NE-SO situé dans le prolongement du cours suivi par le Néochenal juste après le premier coude à angle droit.

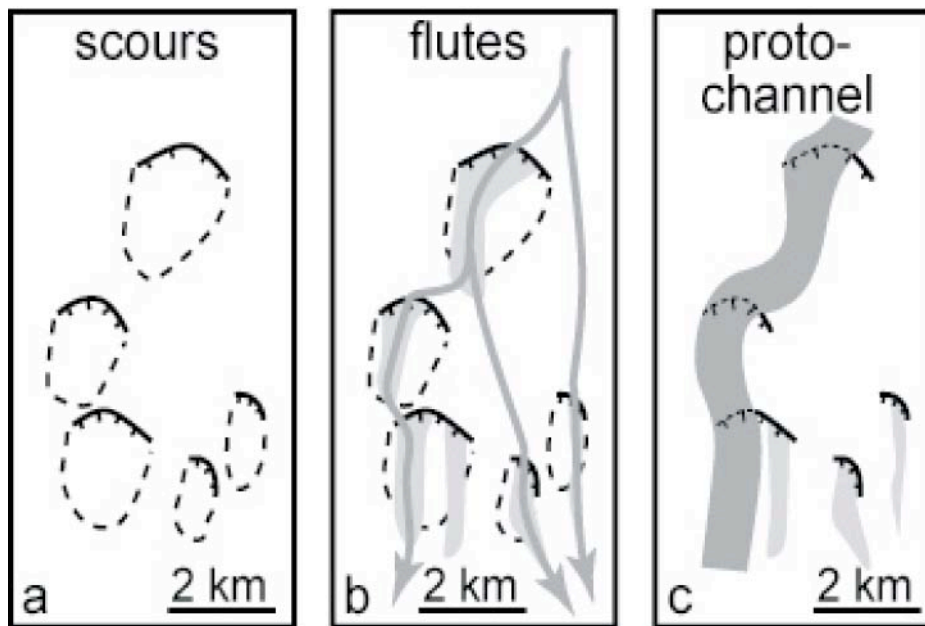
- Des dépressions ovoïdes de tailles variables (*isolated spoon-shaped scours*) mesurant entre 700 et 1200 m longitudinalement, entre 600 et 1000 m transversalement et 12 à 20 m de profondeur pour les plus grandes. Les plus petites font ~300 m de long, 275 m de large et ~5 m de profondeur. Elles sont asymétriques et caractérisées par un flanc amont raide par rapport au flanc aval en pente plus douce. Ces dépressions ovoïdes se retrouvent parfois amalgamées, jusqu'à 5 ou 6 ensembles, et présentent alors des morphologies proches des escarpements.



*Fig. IV.18- Carte bathymétrique ombrée montrant la répartition des différents types de figures érosives (escarpements, dépressions ovoïdes ou linéations) identifiées. La ligne en pointillés délimite un secteur Ouest très irrégulier d'un secteur Est beaucoup plus lisse.*

De manière générale, toutes les figures érosives observées s'orientent suivant la direction régionale de plus grande pente orientée NE-SO (les grands axes de ces structures ovoïdes sont parallèles et orientés suivant cette direction), et se situent en rive droite ou à la terminaison du Néochenal.

Le secteur Est, où les fonds marins sont beaucoup plus lisses, est caractérisé par la présence des chenaux secondaires. Selon Droz *et al.*, (2004, 2005), les chenaux secondaires seraient formés par la connexion progressive de cuvettes de petite taille (~500 m) (**Fig. IV.19**). Celles-ci semblent avoir guidé le développement de chemins privilégiés pour les écoulements et avoir contrôlé la formation initiale et l'évolution des chenaux. De nombreuses dépressions ovoïdes de petite taille, isolées ou amalgamées, sont concentrées en aval des chenaux secondaires et dans leur prolongement. Des linéations (de 1-2 km de long), majoritairement orientées NE-SO, sont également visibles à proximité des chenaux secondaires.



*Fig. IV.19- Scénario proposé par Droz et al. (2004, 2005) illustrant l'évolution d'un stade de scours isolés à un stade de proto-chenal. (a) Champ de scours initial. (b) Confinement des écoulements dans des rainures érosives (flute-like features). (c) Proto-chenaux sinueux par connexion progressive des scours.*

La très forte densité des figures érosives de différents types (escarpements et dépressions ovoïdes isolées ou amalgamées, de taille variable, linéations) est une particularité morpho-bathymétrique remarquable de la surface du Néofan. Il faut noter que des figures

---

érosives similaires (dépressions ovoïdes, sillons d'érosion) sont également observées au niveau de l'exutoire du réseau de canyons de Sète qui débouche au Nord Ouest du Néofan (**Fig. IV.18**), mais également au fond des canyons Cap de Creus et Sète (Lastras *et al.*, 2007). Sur le fond de la portion inférieure du canyon Sète (différent du débouché du réseau de canyons de Sète visible sur la **Fig. IV.18**), les images sonar Mak-1 montrent des dizaines de cuvettes d'érosion (scours), dont les dimensions atteignent 1 km de large, 400 m de long et jusqu'à 10 m de profondeur pour les plus importantes, associées à des sillons (*grooves*) (Lastras *et al.*, 2007). Leur orientation systématique NO-SE (même direction que l'axe de la portion inférieure du canyon Sète) indique que ces figures d'érosion (scours et sillons) résultent d'un même mécanisme érosif.

Ces figures érosives, que ce soit au niveau du canyon Cap de Creus ou du canyon Sète, sont similaires, en termes de morphologie ou de dimensions, à celles qui sont observées au niveau du Néofan. Canals *et al.* (2006) ont proposé que les sillons d'érosion observés dans le canyon Cap de Creus soient liés à la récurrence de phénomènes de plongées d'eaux denses, tels que ceux qui ont été observés pendant l'hiver 2005 et dont les pics de vitesse mesurés peuvent atteindre 0,85 m/s (Lastras *et al.*, 2007).

#### IV.2.1.4. Evolution amont/aval de la chenalisation

Afin de caractériser et quantifier les variations morphologiques (pente moyenne, variations de pente...) du Néochenal et de ses parties terminales, et l'influence potentielle de ces variations sur les écoulements gravitaires qui sont susceptibles de les parcourir, des profils bathymétriques suivant l'axe des chenaux et des structures linéaires ont été réalisés (**Fig. IV.20A-B**). L'absence de continuité entre le Néochenal et les structures linéaires identifiées nous a conduit à choisir plusieurs parcours possibles pour les écoulements gravitaires le long desquels les profils de pente 1 à 5 ont été réalisés.

Le profil bathymétrique N°3 (**Fig. IV.20**), à l'axe du Néochenal puis de la structure Ch4, montre une pente moyenne diminuant de 0,38 ° à 0,15° sur une distance de 120 km. Dans le détail, la topographie est très irrégulière et caractérisée par l'alternance de zones à morphologie lisse et à pente décroissante régulière (tronçons D-E, F-G, H-J et M-N) et de zones à morphologie chaotique, caractérisée par des ruptures de pente parfois très marquées (tronçons A-F, G-H et J-M).

Parmi les tronçons irréguliers, nous détaillerons principalement le secteur entourant la zone d'avulsion du Néochenal (zoom 1, **Fig. IV.20B**), et une zone située à une soixantaine de

kilomètres plus en aval (zoom 2, **Fig. IV.20B**) qui correspond à l'empreinte du chenal Ch4, et qui est représentative de l'ensemble des chenaux secondaires.

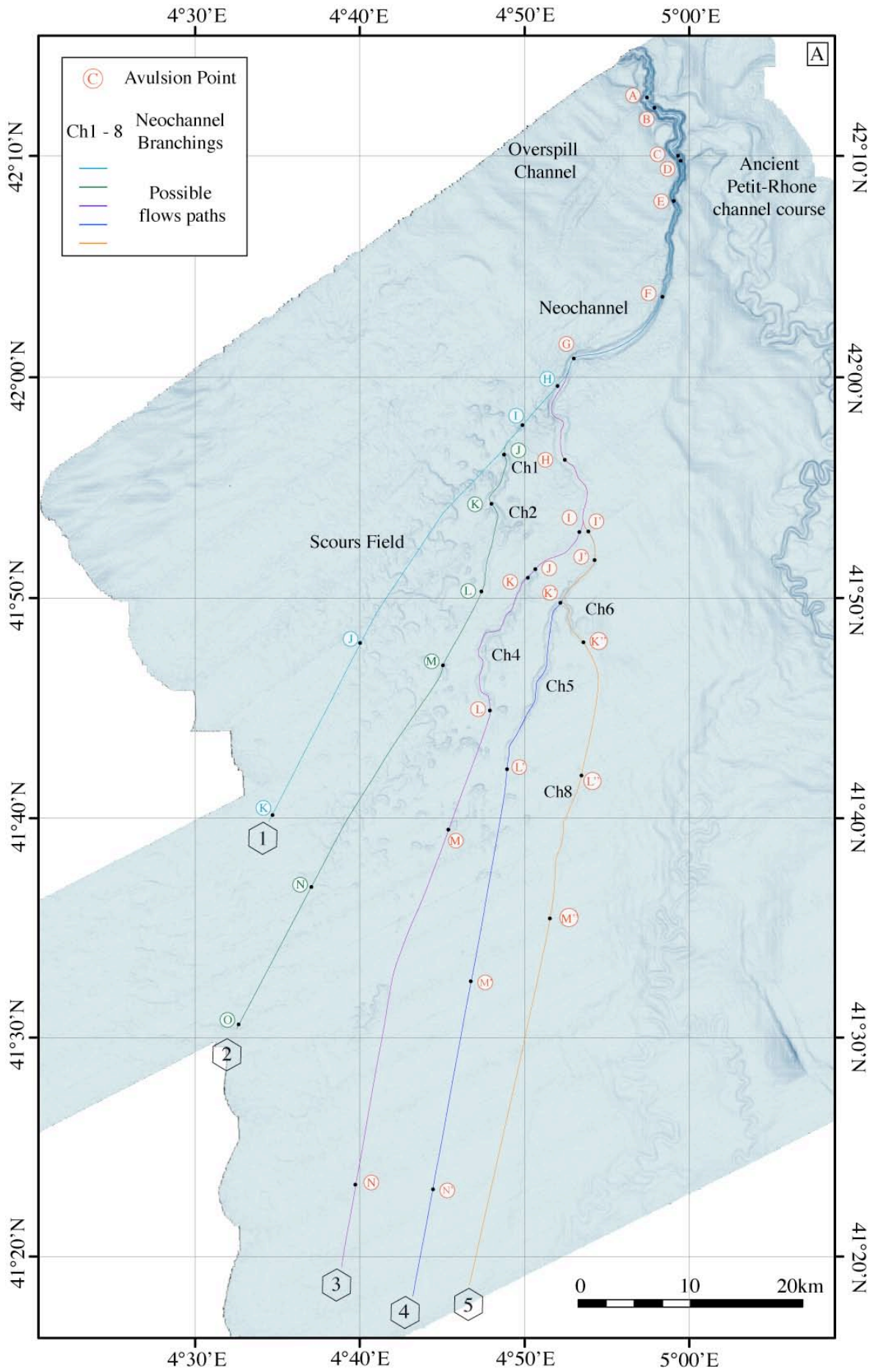
#### *IV.2.1.4.1. La zone d'avulsion*

Le long de l'axe du Néochenal (**Fig. IV.20B** - profil N°3) les variations de morphologie et de pente identifiées dans les différents tronçons sont associées à des variations morphologiques transversales. En aval de la zone de rupture de pente majeure qui marque le point d'avulsion, les pentes moyennes décroissent progressivement de  $0,38^\circ$  au pied de l'escarpement (tronçon D-E) à  $0,20^\circ$  à sa terminaison (tronçon I-J). Le tronçon E-F, qui correspond à la portion du Néochenal où le thalweg est le plus étroit, est caractérisé par un fond très accidenté. Le chenal s'élargit ensuite progressivement (tronçon F-G) en même temps que son fond devient plus lisse et sa pente diminue ( $0,27^\circ$ ). Le tronçon G-H possède de nouveau un fond irrégulier, constitué de plusieurs méandres. La terminaison du Néochenal (tronçon H-I) indique une légère augmentation de la pente moyenne ( $0,31^\circ$ ). À partir du point I et jusqu'au point J, le chenal n'est plus marqué dans la bathymétrie et la pente mesurée est de  $0,20^\circ$  (**Fig. IV.20B** - zoom 2). Entre les segments H-I (où le Néochenal est visible) et I-J (où il n'y a plus d'incision), il y a une diminution relative de la pente d'un facteur 1,5.

Deux accentuations majeures de la pente se situent dans la zone d'avulsion, dans la partie la plus amont du profil n°3 :

- la première (tronçon A-B), (**Fig. IV.20B** - zoom 1) se localise dans le méandre où s'initient les sillons rectilignes mis en évidence à 8 km (en distance curviligne) en amont du point d'avulsion (**Fig. IV.21**). À la faveur de cette rupture de pente, la pente passe de  $0,5^\circ$  à  $1,4^\circ$  (soit une augmentation relative d'un facteur 2,7) et l'escarpement s'étend sur 1250 m.

- la deuxième (tronçon C-D, **Fig. IV.20B** - zoom 1) débute à -2180 m de profondeur, montre une pente de  $2,12^\circ$  (contre  $0,5^\circ$  pour le tronçon B-C, soit une augmentation de la pente d'un facteur 9) et s'étend sur 700 m de long (**Fig. IV.22C**). Au-delà du point D, la pente du Néochenal retrouve une valeur beaucoup plus faible de  $0,38^\circ$ . L'approfondissement du fond du chenal est d'environ 25 m entre les points C et D.



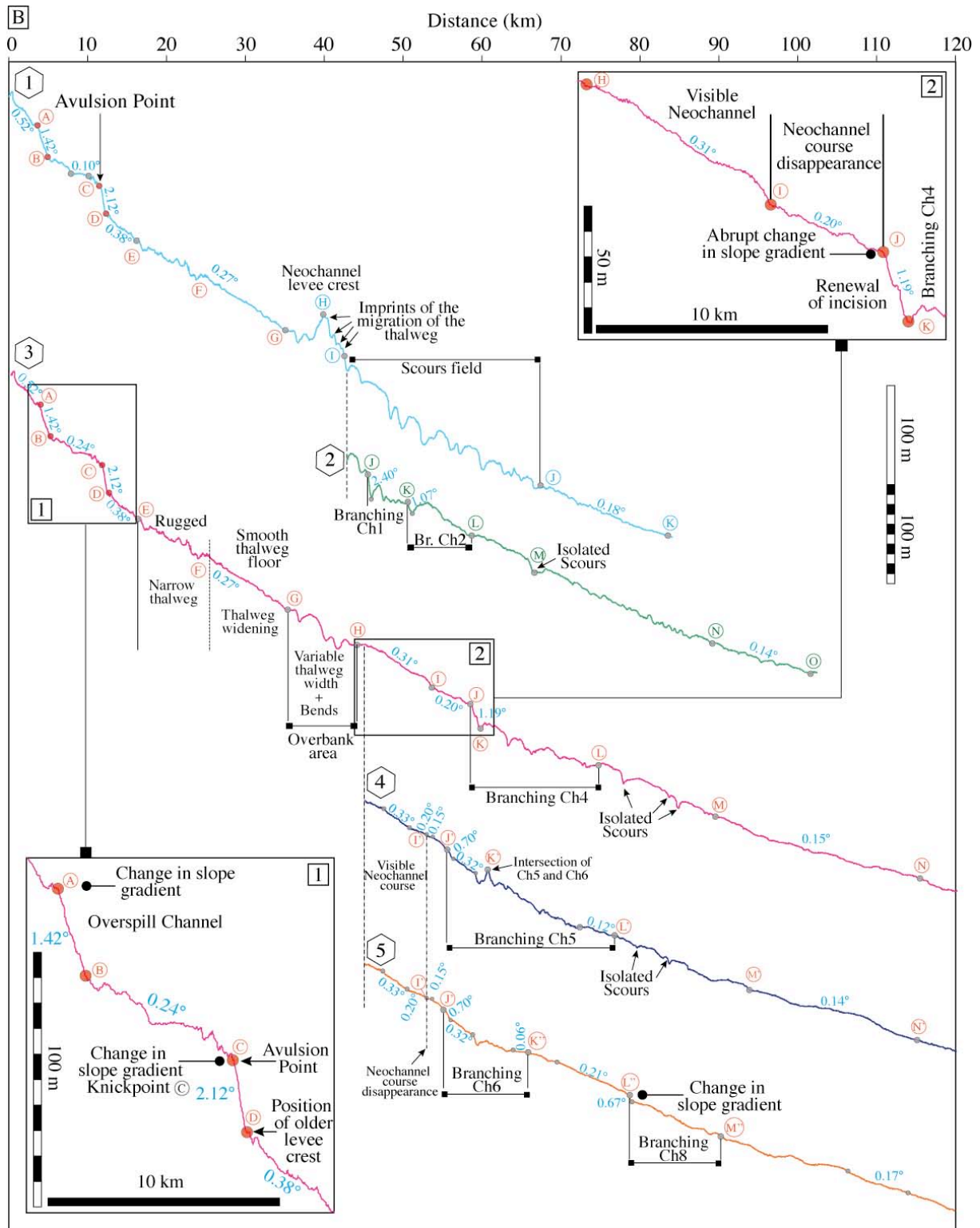


Fig. IV.20- (A) Carte des pentes où sont indiqués 5 trajets possibles empruntés par les écoulements gravitaires. (B) Profils bathymétriques (réalisés avec un pas de 50 m à partir du MNT EM300 Marion-Progrès), le long des 5 trajets indiqués sur la carte (A), mettant en évidence les irrégularités de la morphologie du fond. Les zooms (1) et (2) sont respectivement centrés sur la zone d'avulsion et la terminaison du Néochenal.

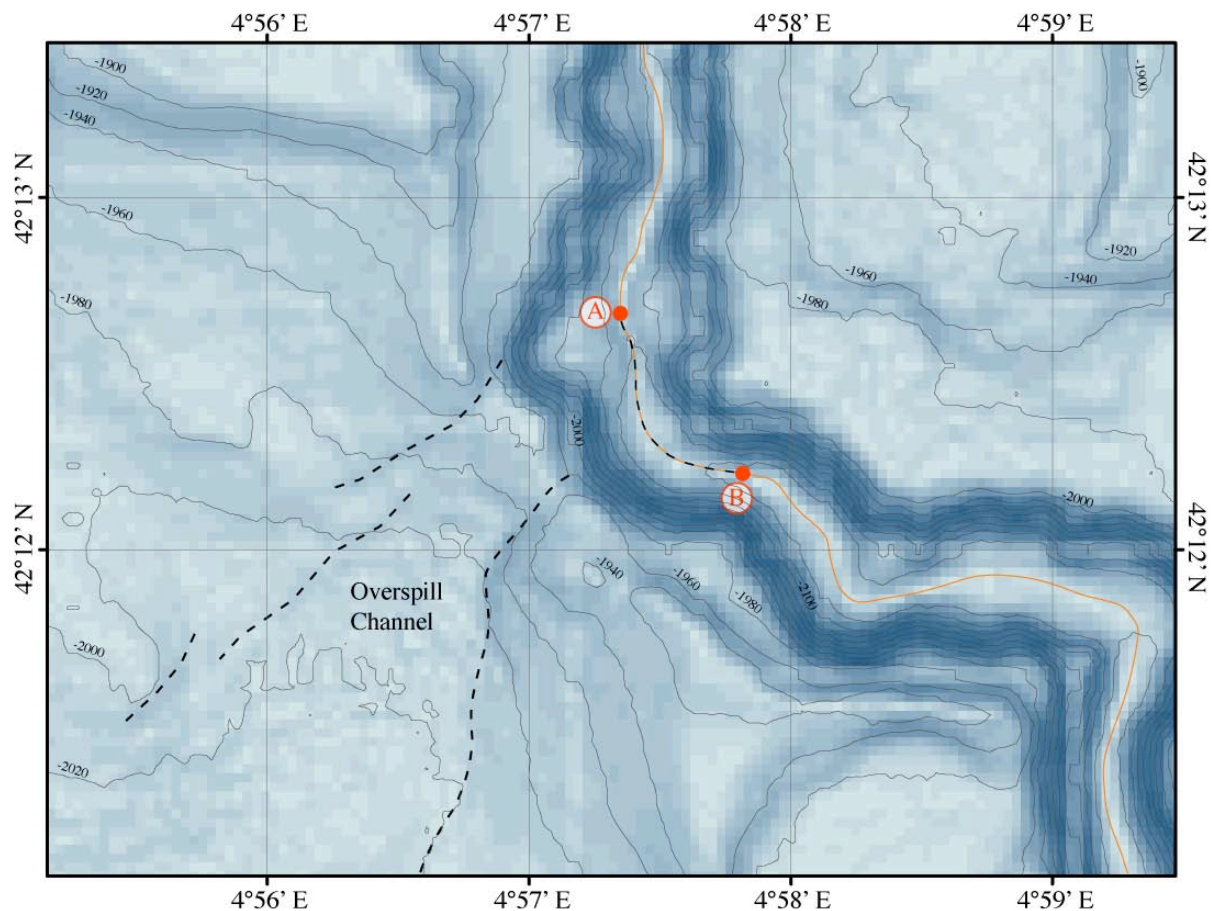


Fig. IV.21- Carte des pentes au niveau du chenal de débordement où est indiquée la portion A-B du chenal, caractérisée sur le profil bathymétrique par un segment à plus forte pente. Les isobathes, tous les 20 m, sont superposées à la carte des pentes.

Notons que les points C et D, qui délimitent cette forte pente, correspondent à deux points particuliers du système chenal-levées abandonné (chenal 1 de Gillet *et al.*, 2006). Le point C se situe à l'intersection du cours supposé du chenal abandonné et du Néochenal et correspond donc au point d'avulsion sensu stricto, (**Fig. IV.22C**), et le point D se situe dans le prolongement de la crête de la levée du chenal 1.

Le long du Néochenal, des profils bathymétriques sériés montrent une évolution progressive du relief du chenal (hauteur entre le fond du chenal et la crête des levées) et de sa morphologie (**Fig. IV.23**). Sa largeur est variable le long de son cours : plus étroit dans sa portion amont (300 m), il s'élargit progressivement vers l'aval pour atteindre des largeurs maximales de 1000 à 1200 m (**Fig. IV.15**). De même son relief évolue vers l'aval : il atteint ~200 m de hauteur à proximité du point d'avulsion (coupe C3, **Fig. IV.23**) et diminue de moitié très rapidement (coupe C6). Dans sa partie distale (coupes C12, C13), le relief du chenal n'excède pas la dizaine de mètres et décroît jusqu'à ne plus être discernable dans la



bathymétrie. Ces profils bathymétriques montrent un profil transversal en « V » sur la première moitié du cours du Néochehal (C1 à C8) qui évolue vers un profil transversal en « U » coïncidant avec une augmentation de la largeur du thalweg et une diminution de sa profondeur (C9 à C14).

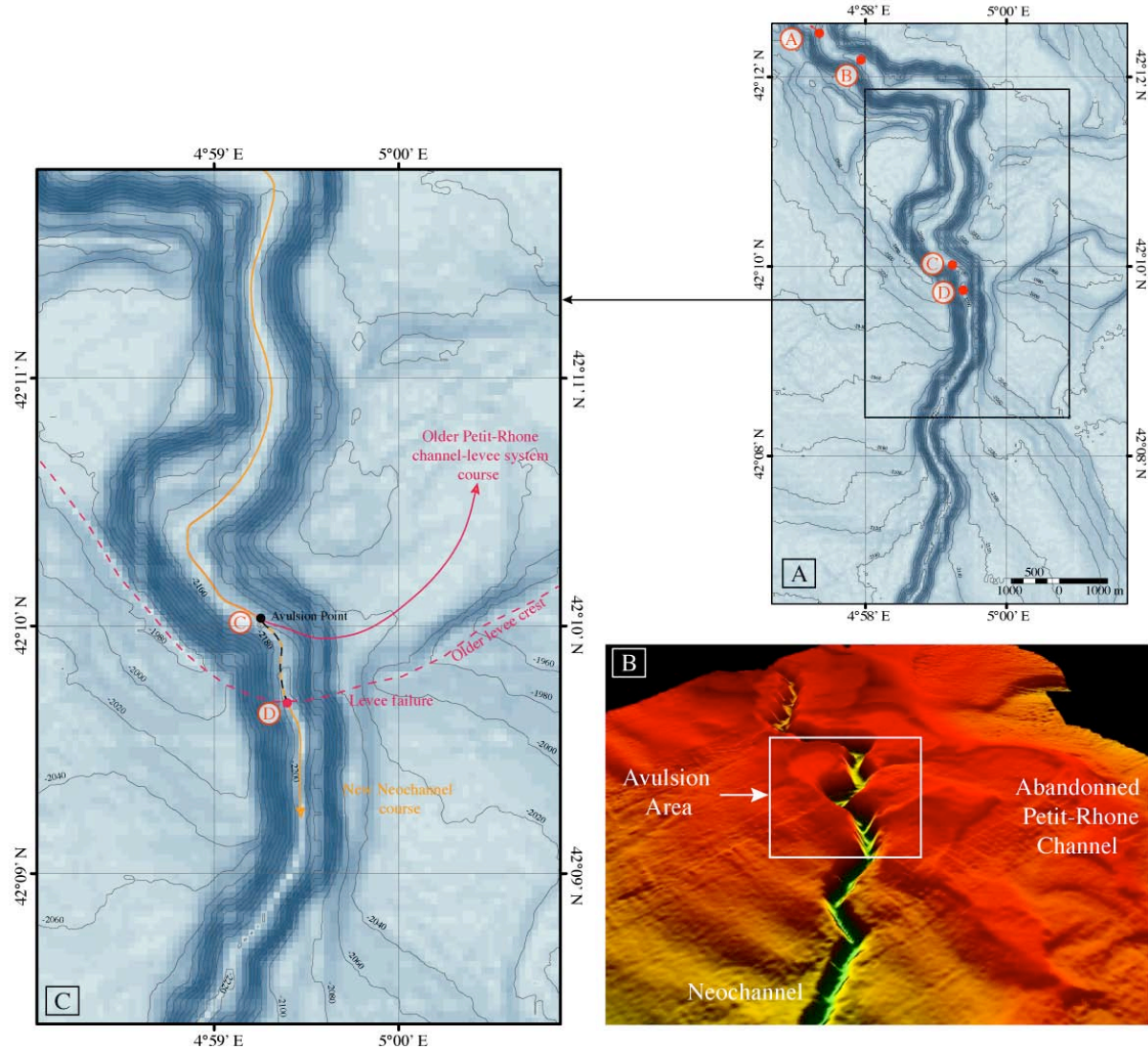


Fig. IV.22- L'avulsion du Néochehal : (A) Carte des pentes illustrant la brèche créée au niveau du flanc droit de l'ancienne levée qui a abouti à la formation du Néochehal. (B) Vue bathymétrique en perspective de la zone d'avulsion. (C) Zoom sur la zone d'avulsion entre l'ancien chenal du Petit-Rhône et le Néochehal. Le point C indique le point d'avulsion qui correspond à l'intersection entre le chenal père et le chenal fils. Le point D coïncide avec la position de l'ancienne crête de la levée du chenal du Petit-Rhône. La portion C-D, le long de l'axe du chenal, correspond sur le profil bathymétrique longitudinal (Fig. IV.19B) à un segment de chenal à plus forte pente.

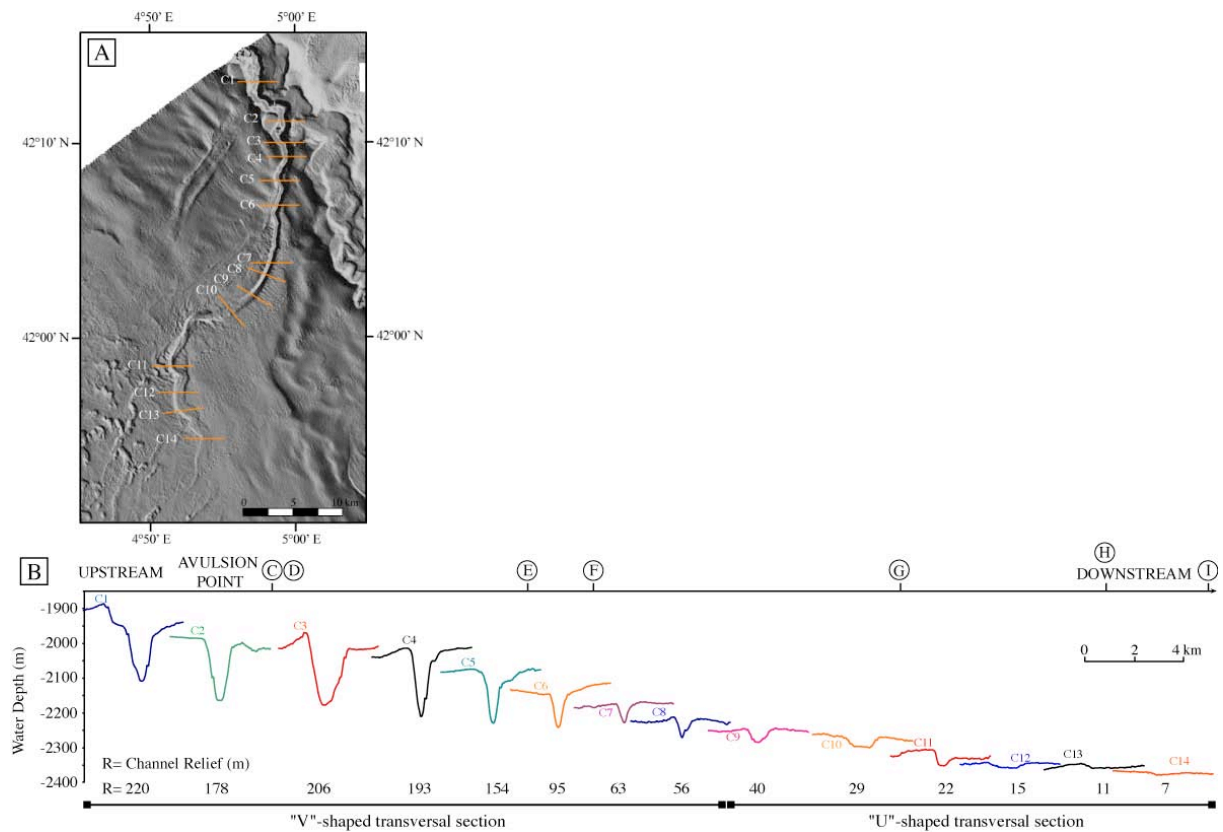


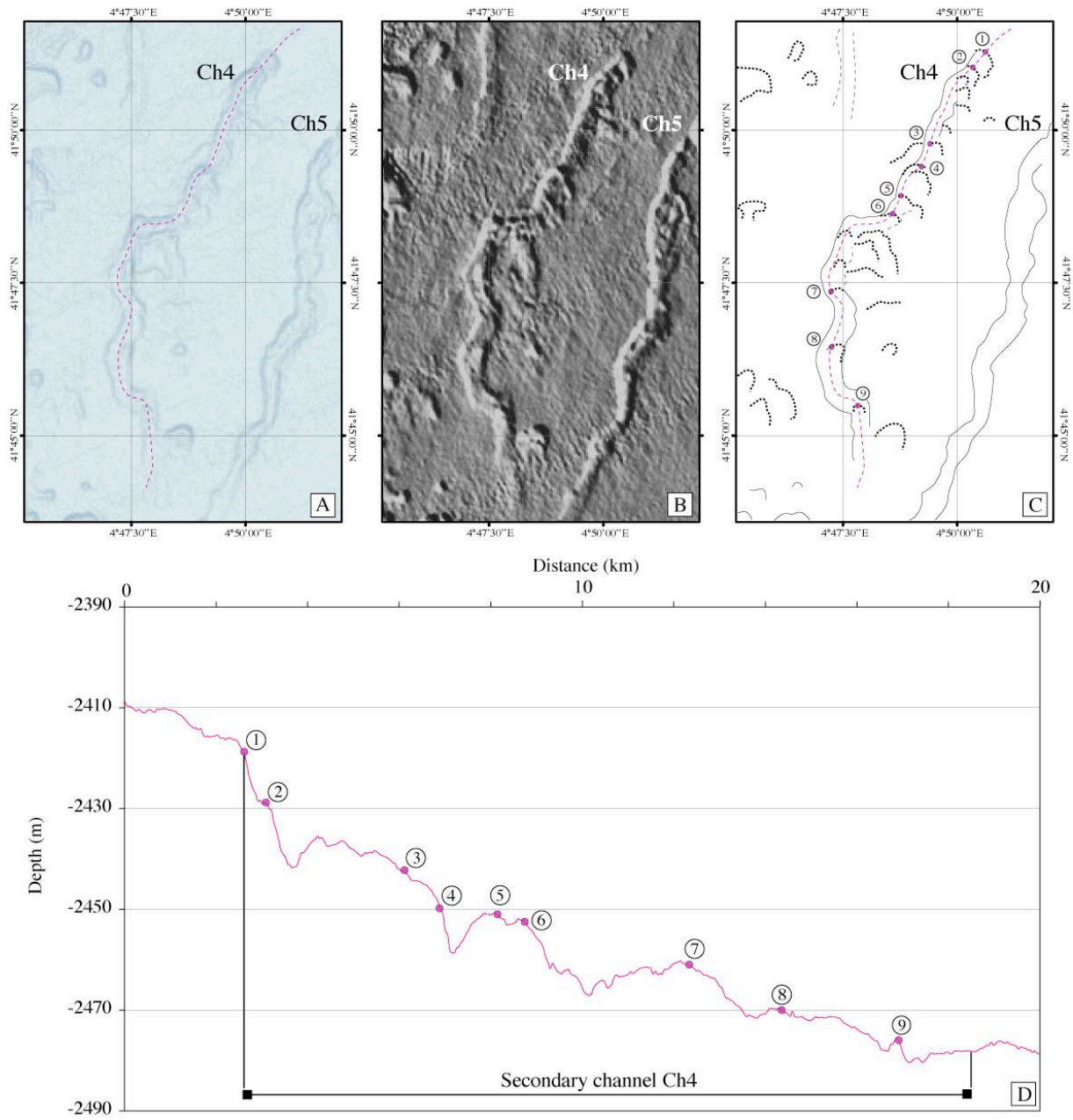
Fig. IV.23- (A) Carte bathymétrique ombrée où sont localisées les coupes C1 à C14 en travers du Néochenal. (B) Coupes bathymétriques sériées en travers du Néochenal montrant l'évolution du relief et de la forme du thalweg de l'amont vers l'aval.

#### IV.2.1.4.2. Les chenaux secondaires

Ils correspondent à des zones en dépression (en érosion) très irrégulières sur tous les profils en long, présentés sur la figure IV.20. Le tronçon J-L du profil 3, qui correspond à la structure Ch4, est marqué par une augmentation brutale de la pente au point J, passant de  $0,20^\circ$  à  $1,19^\circ$ , c'est-à-dire par une augmentation relative de la pente d'un facteur 6. Le point J représente la limite amont de Ch4.

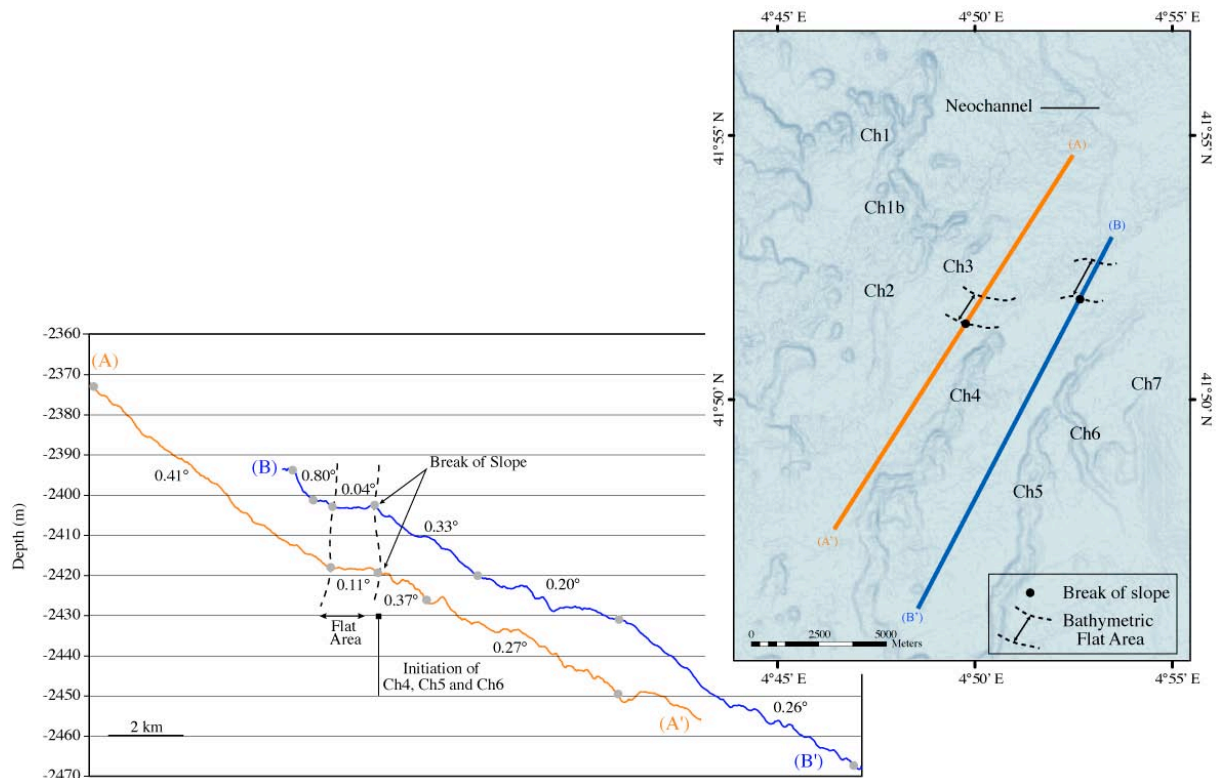
Un zoom sur le profil (tronçon J-L) et sur les cartes bathymétriques et de pente correspondantes (Fig. IV.24) montre que l'irrégularité du profil est due à des ruptures de pente successives associées à des variations bathymétriques de l'ordre de la dizaine de mètres (Fig. IV.24D). Les ruptures de pente coïncident avec l'empreinte de structures arquées qui jalonnent le tracé de la structure linéaire (Fig. IV.24A-C). Ces structures sédimentaires arquées sont des scours, figures d'érosion en cuvettes asymétriques (Kenyon *et al.*, 1995).

Selon Droz *et al.* (2004, 2005), par leurs connexions progressives, les scours auraient ici un rôle primordial dans la formation initiale des chenaux secondaires (**Fig. IV.19**).



*Fig. IV.24- Carte des pentes (A) et carte bathymétrique ombrée (B) des chenaux secondaires Ch4 et Ch5. (C) Carte interprétative mettant en évidence l'alignement de scours le long du tracé du chenal Ch4. La position du profil bathymétrique (présenté en D) est indiquée en pointillés rouges le long de l'axe du chenal. (D) Profil bathymétrique longitudinal du chenal Ch4, très irrégulier marqué par de multiples ruptures de pente, empreintes des scours qui ont contribué, dans une phase initiale, à la construction du chenal.*

Les autres chenaux secondaires montrent des caractéristiques morphologiques similaires : Ch5, Ch6, et Ch8 s'initient également par rupture de pente (**Fig. IV.20B** - profils N°4 et 5). De même que pour l'extrémité du Néochenal, la disparition des structures correspond à un segment du profil où la pente diminue fortement : de  $0,32^\circ$  à  $0,12^\circ$  pour Ch5 (soit un changement relatif de la pente d'un facteur 2,6) et de  $0,32^\circ$  à  $0,06^\circ$  pour Ch6 (soit un changement relatif de la pente d'un facteur 5,3).



*Fig. IV.25- Profils bathymétriques AA' et BB' illustrant la morphologie du fond à proximité des chenaux secondaires Ch4 et Ch5 (réalisés avec un pas de 50 m à partir du MNT EM300 Marion-Progrès). Les pointillés délimitent les zones de replat dans la bathymétrie des fonds caractérisées par de faibles pentes ( $0,11^\circ$  et  $0,04^\circ$  sur AA' et BB'). Au-delà, les fonds sont caractérisés par une augmentation de la pente (passant à  $0,37^\circ$  et  $0,33^\circ$  soit respectivement une augmentation de la pente d'un facteur  $\sim 3,4$  et  $\sim 8$ ). La localisation des ruptures de pente coïncide avec la zone d'initiation des chenaux Ch4 et Ch5.*

Deux profils bathymétriques (AA' et BB') ont été réalisés à proximité des chenaux secondaires Ch4 et Ch5-Ch6 (**Fig. IV.25**). L'objectif de ces deux profils bathymétriques est d'imager la morphologie des fonds au niveau de la zone environnant la terminaison du Néochenal et de la zone où s'initient les chenaux secondaires, afin d'en déduire la

morphologie des fonds rencontrée par les écoulements gravitaires avant le creusement des chenaux secondaires. Les deux profils ont permis de mettre en évidence un replat dans la bathymétrie des fonds, marqué par une diminution de la pente de  $0,41^\circ$  à  $0,11^\circ$  sur AA' (diminution d'un facteur 4) et de  $0,80^\circ$  à  $0,04^\circ$  sur BB' (diminution d'un facteur 20). Ces replats s'étendent sur une distance de 1,2 km et sont suivis par une rupture de pente, au-delà de laquelle il y a une augmentation de la pente de  $0,11^\circ$  à  $0,37^\circ$  sur AA' (soit une augmentation de la pente d'un facteur 3,4) et de  $0,04^\circ$  à  $0,33^\circ$  sur BB' (soit une augmentation de la pente d'un facteur 8). La localisation des ruptures de pente identifiées sur les fonds environnants, en dehors de l'axe des chenaux secondaires, coïncide avec la zone d'initiation des chenaux Ch4 et Ch5-6. Il est logiquement envisageable qu'avant le creusement des chenaux secondaires Ch4 et Ch5, la morphologie des fonds, là où ils se sont creusés, était marquée par le même replat suivi d'une forte rupture de pente ; ce serait à la faveur de cette rupture de pente que se serait initié le creusement sur le fond de Ch4 et Ch5.

Des coupes bathymétriques en travers des ces structures mettent en évidence des variations amont/aval rapides de leur relief ainsi que des changements de morphologie de leur profil transversal (**Fig. IV.26**). Les reliefs mesurés atteignent un maximum de ~22 m pour Ch4 et varient entre 10 et 15 m pour les autres chenaux. Ils s'atténuent rapidement jusqu'à des valeurs  $< 2$  m au niveau de leur terminaison, où ils s'apparentent plus à des sillons à peine visibles dans la bathymétrie, à l'échelle de résolution de l'EM300. Les profils transversaux montrent également une grande variabilité amont-aval depuis une tendance de profil en « V », vers une morphologie plus complexe et irrégulière en « W » associée à un élargissement des structures.

### Conclusions de l'étude morphologique

1- Le profil bathymétrique à l'axe, depuis le canyon du Petit-Rhône et via le Néochenal jusqu'au bassin profond montre un profil marqué par des ruptures de pentes importantes en comparaison avec le chenal du Petit-Rhône abandonné qui montre un profil concave et asymptotique sans ruptures de pente notables sauf celles liées à la tectonique salifère.

Les caractéristiques morphologiques indiquent que le néochenal est en déséquilibre par rapport à un profil d'équilibre théorique (concave et asymptotique). Le Néochenal a fonctionné pendant 2300 à 2500 ans et ce laps de temps n'a pas été suffisant pour effacer ces ruptures de pentes et tendre vers un profil d'équilibre.

UPSTREAM

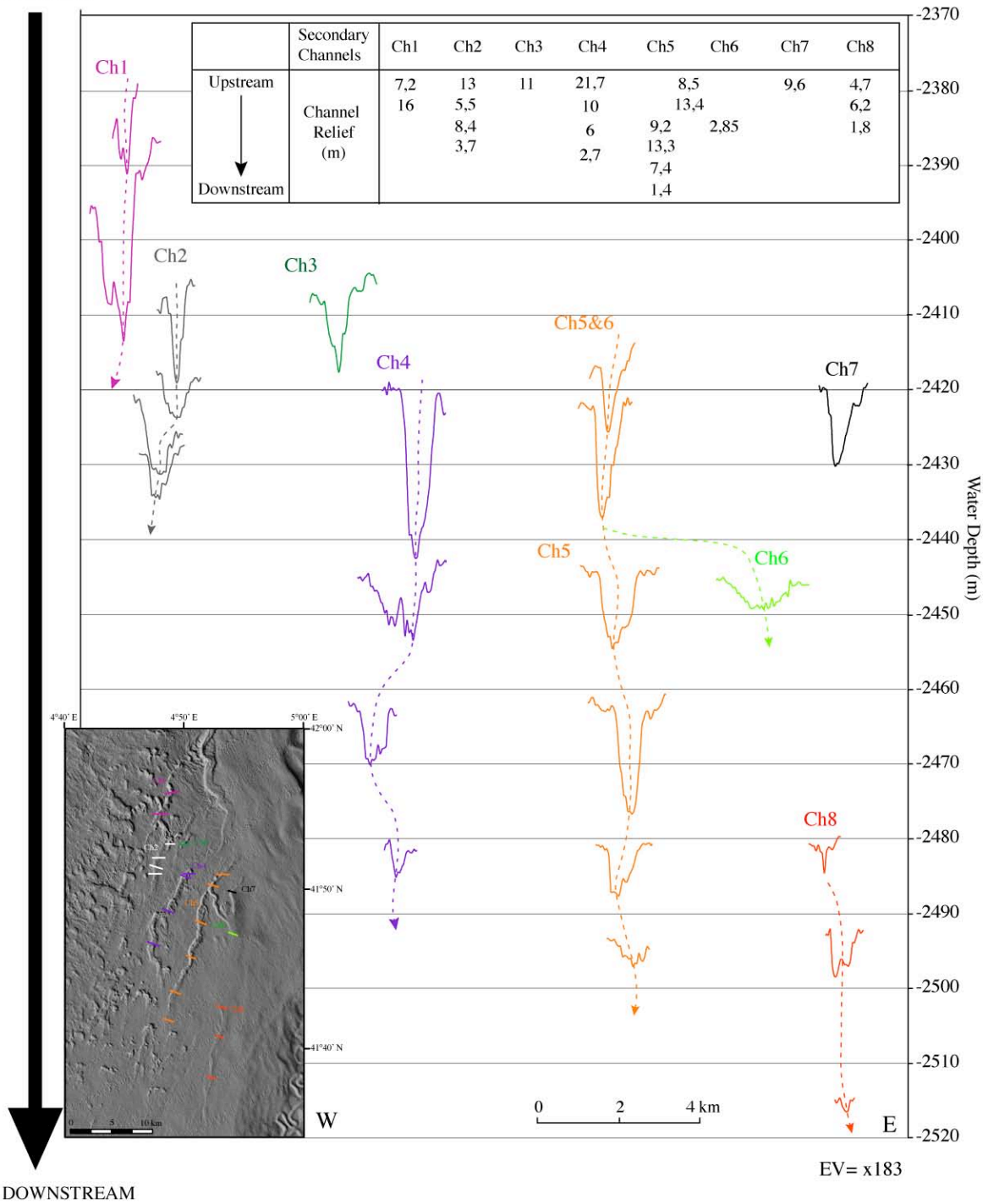


Fig. IV.26- Coupes bathymétriques sériees en travers des chenaux secondaires montrant l'évolution du relief et de la morphologie de ces chenaux de l'amont vers l'aval.

2- Le Néofan du Petit-Rhône est caractérisé par la présence d'une importante chenalisation, bien visible dans la bathymétrie, qui se manifeste sous la forme d'un chenal principal d'alimentation, le Néochenal (45 km de long depuis le point d'avulsion jusqu'à sa disparition topographique), auquel s'ajoute en aval une chenalisation secondaire, sous forme

de multiples chenaux courts et incisés qui peuvent être connectés entre eux, mais qui ne sont pas connectés au Néochenal.

3- La très forte densité des figures érosives de différents types (escarpements et dépressions ovoïdes isolées ou amalgamées, de taille variable, linéations) est une particularité morpho-bathymétrique remarquable à la surface du Néofan.

4- La zone du Néofan du Petit-Rhône, dans sa partie terminale, est caractérisée par de faibles pentes (autour de 0,20-0,15°), néanmoins d'importantes variations de pente ont été mises en évidence. L'analyse détaillée de profils bathymétriques (pente moyenne, variations de pente...) suivant l'axe des structures chenalisées (Néochenal et chenaux secondaires), le long de trajets possibles empruntés par les écoulements gravitaires, mais aussi au niveau des fonds environnants (hors axe des chenaux), permet de mettre en évidence la relation qui existe entre les changements relatifs de la pente (diminution ou augmentation) et leur impact sur la chenalisation (arrêt ou reprise de l'incision).

#### **IV.2.2- Synthèse sur les dépôts superficiels vue par l'imagerie acoustique**

Les données d'imagerie acoustique disponibles sur la zone proviennent de plusieurs sources (sondeurs multifaisceaux EM12D, EM300 et sonar Mak-1) n'ayant ni la même pénétration ni la même résolution (cf. chapitre II pour plus de détails). En synthétisant les nombreuses informations fournies par ces différents jeux de données, il est possible de proposer un modèle de dépôt superficiel du Néofan du Petit-Rhône.

##### IV.2.2.1. Présentation des données d'imagerie acoustique (EM12, EM300, Mak-1)

La zone du Néofan du Petit-Rhône a été le site, lors des 10 dernières années, de plusieurs campagnes qui ont permis l'acquisition de plusieurs levés multifaisceaux et sonar (tracté près du fond), fournissant des mosaïques d'imagerie acoustique de différentes résolutions (cf chapitre II) (**Fig. IV.27**). Le levé EM12D disponible ne couvre que partiellement la zone du Néofan, jusqu'à la latitude 41°30' N. Le levé EM300 recouvre le levé EM12D et est plus étendu vers le Sud, offrant une exploration complète de la zone du Néofan du Petit-Rhône. En plus de ces levés offrant une vision régionale, une mosaïque Mak-1 (sonar tracté près du fond) cible une zone englobant la terminaison du Néochenal et les chenaux secondaires (Ch1-7), fournissant une image à très haute résolution.

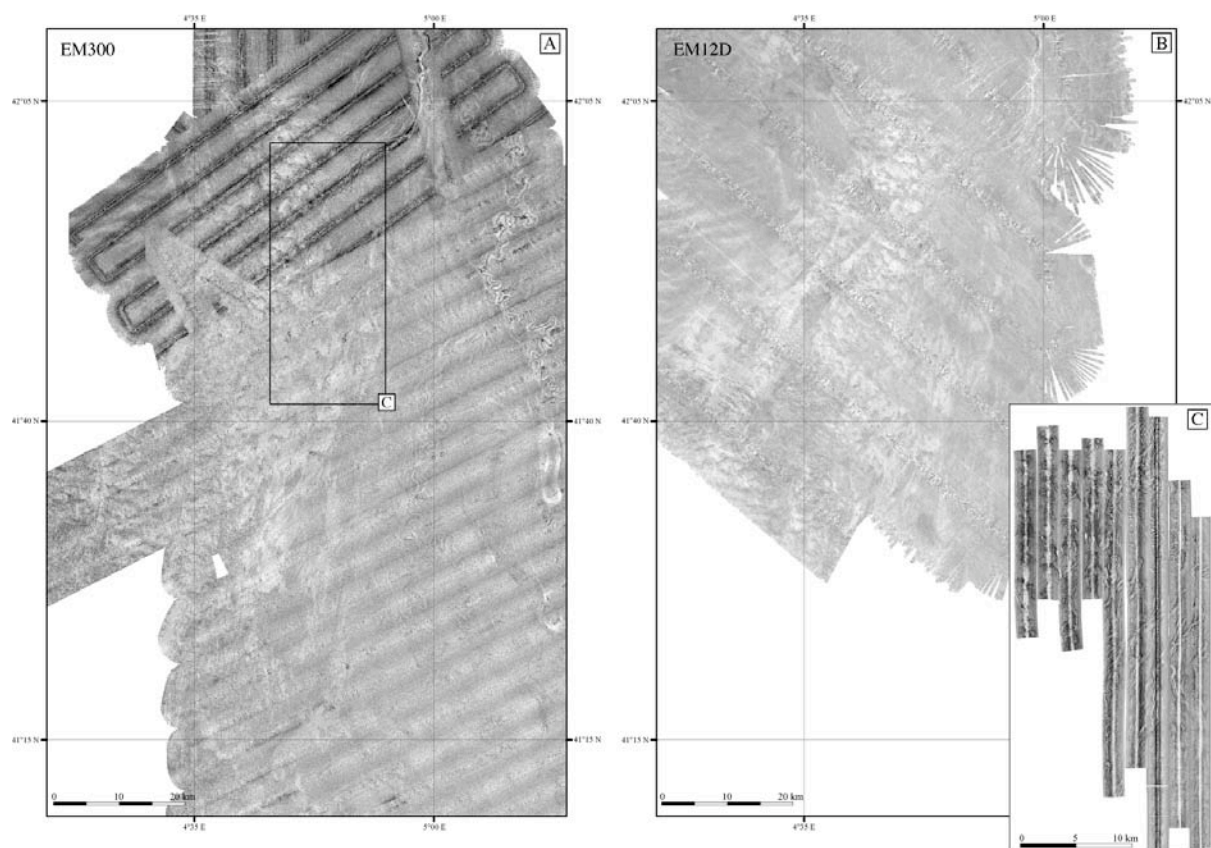


Fig. IV.27- Mosaïques d'imagerie acoustique disponibles sur la zone du Néofan du Petit-Rhône : (A) Imagerie acoustique EM300 : compilation des missions Marion (premier tiers Nord) et Progres (les deux tiers Sud), (B) Imagerie EM12D (mission Calmar), (C) Mosaïque Mak-1 (mission TTR-14, Leg 3).

#### IV.2.2.2. Vue d'ensemble de la terminaison du Néochenal du Petit-Rhône

##### IV.2.2.2.1. Parasitage par les événements gravitaires récents

Le décryptage des données d'imagerie acoustique n'est pas simple du fait de la superposition de deux signatures acoustiques qui correspondent à la superposition de deux activités turbiditiques distinctes : la première est associée au dépôt des lobes terminaux du Néofan (à la terminaison du Néochenal) et la deuxième marque les dépôts gravitaires récents postérieurs à la fin du fonctionnement du Néofan (Post 18,5 ka cal. BP). Cette dernière se manifeste par la présence de niveaux sableux intercalés dans les sédiments hémipélagiques, et dont la distribution assez fragmentée se situe au débouché du réseau des canyons Ouest du Golfe du Lion et en partie sur le Néofan (Dennielou *et al.*, 2009).



Ces niveaux sableux intercalés au sein des dépôts hémipélagiques (soit dans les deux premiers mètres de sédiments) ont été identifiés (Dennielou *et al.*, 2009) dans les prélèvements par carottages indiqués sur la carte (**Fig. IV.28**). La présence de ces niveaux sableux, dont l'épaisseur est pluricentimétrique à pluridécimétrique, à proximité de la surface, a très certainement une répercussion sur la réponse acoustique des sédiments. Leur signature acoustique a également très probablement, parasité la signature acoustique des dépôts de lobes sous-jacents quand ils les recouvrent. L'interprétation de l'imagerie EM12D, proposée par Droz *et al.* (2001) (**Fig. IV.28-A**), attribuait l'ensemble du faciès de faible réflectivité aux événements superficiels et récents, identifiés sous le terme de lobe de Sète. Cette interprétation a été revue à la lumière des données EM300 acquises par la suite. Le faciès de faible réflectivité (identifié sur l'EM12D mais visible aussi sur l'EM300) ne correspond pas uniquement au lobe de Sète, mais englobe également les dépôts de lobes associés à l'activité du Néochenal.

La mise en évidence d'un parasitage de la réponse acoustique des sédiments, par les événements récents, au niveau de la zone à la terminaison du Néochenal, implique de discriminer les faciès acoustiques associés aux lobes du Néofan, à partir d'une signature acoustique « double » visible sur les mosaïques EM12D et EM300.

#### *IV.2.2.2.2. Faciès acoustiques*

Les mosaïques EM12D et EM300 mettent en évidence des variations de réflectivité au niveau d'une zone autour du Néofan du Petit-Rhône ainsi qu'à la terminaison du Néochenal. La corrélation des informations, fournies par les 2 types de sondeurs multifaisceaux, nécessite de tenir compte de la différence de contenu fréquentiel entre l'EM12D et l'EM300. Ainsi, en raison de sa basse fréquence (13 kHz), le signal de l'EM12D possède une capacité de pénétration plus importante que l'EM300 (32 kHz). Le signal plus haute fréquence de l'EM300 image les dépôts les plus superficiels avec une moindre pénétration.

#### *- Données EM12D*

La mosaïque EM12D met en évidence un faciès acoustique dominant de faible réflectivité assez étendu et dont la limite est assez morcelée (**Fig. IV.27B**). Des variations de réflectivité sont observées au sein de cet ensemble de faible réflectivité dominante, entre les

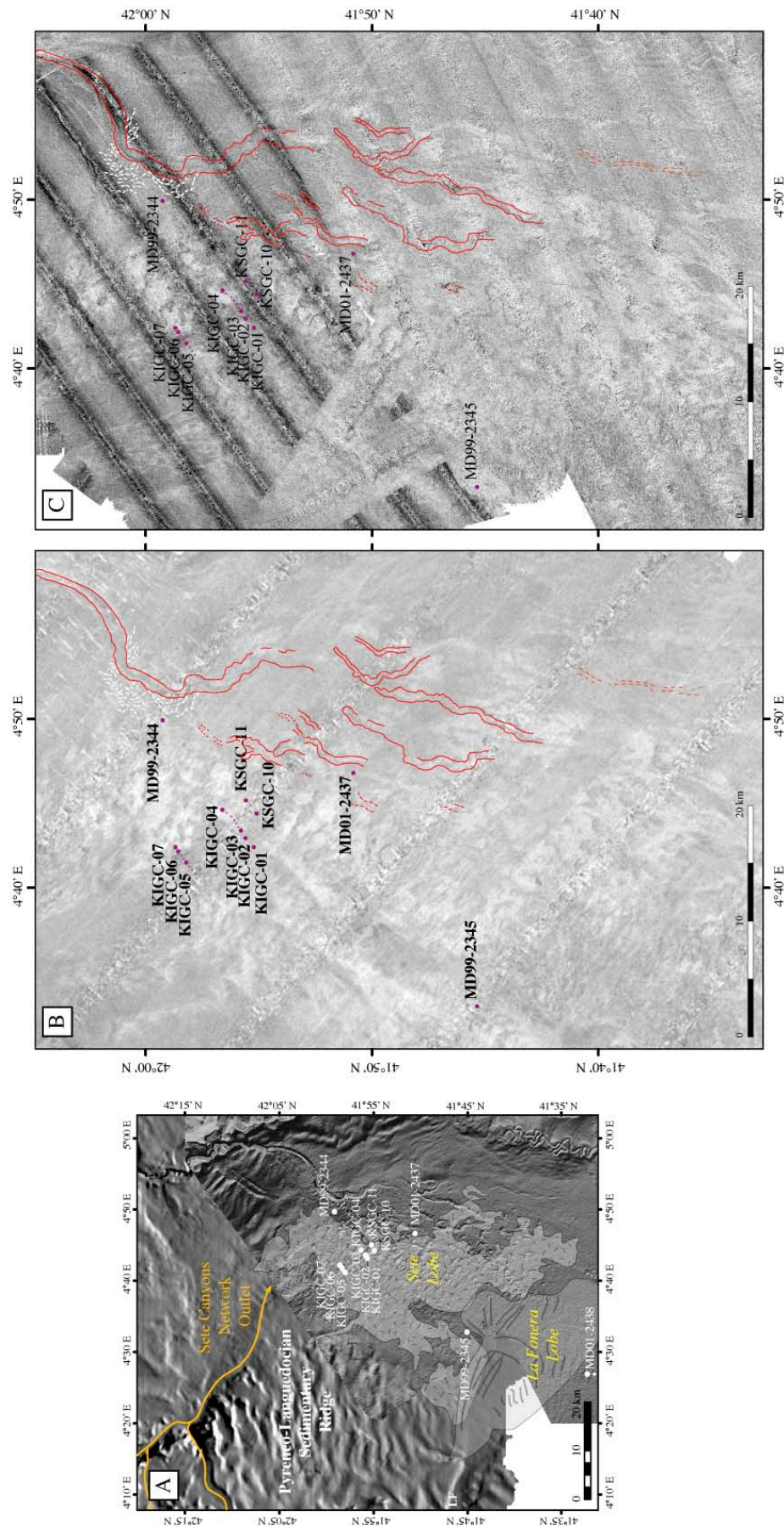
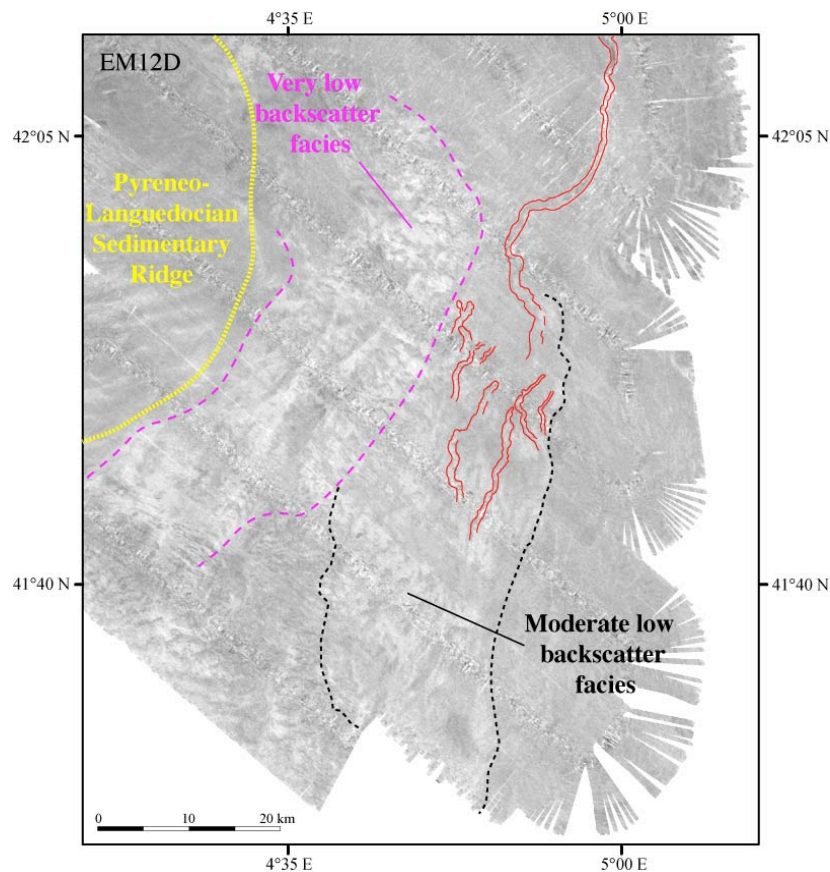


Fig. IV.28- Signature acoustique des événements gravitaires récents. (A) Carte bathymétrique ombrée et interprétation de l'imagerie EM12D proposée par Droz et al., 2001. (B) Mosaïque d'imagerie acoustique EM12D. (C) Mosaïque d'imagerie acoustique EM300. La position des chenaux résultant de notre étude morphologique est reportée en B et C. Les carottes présentant des niveaux sableux intercalés au sein des dépôts hémipélagiques sont indiquées sur les 3 cartes.

faciès acoustiques au niveau de la latitude 42°N (blancs) par exemple et ceux qui sont observés en aval des chenaux secondaires au niveau de la latitude 41°40'N par exemple (gris clairs). Les carottes qui présentent des niveaux sableux superficiels intercalés dans la sédimentation hémipélagique, se situent dans la zone de plus faible réflectivité relative (tons blancs), localisée dans le prolongement du débouché du réseau de canyons de Sète (**Fig. IV.28**), qui correspondrait à la signature du lobe de Sète. Selon notre interprétation (limite en pointillés roses sur **Fig. IV.29**), l'extension vers l'Est et le Sud du lobe de Sète serait plus réduite qu'initialement proposée par Droz et al. (2001). Une zone de plus forte réflectivité relative (tons gris clairs) s'étend depuis la proximité des chenaux secondaires Ch1-7 et jusqu'à la limite Sud du levé EM12D, et pourrait être la signature des lobes terminaux du Néofan (limite en pointillés noirs sur **Fig. IV.29**).



*Fig. IV.29- Interprétation des données d'imagerie acoustique EM12D (forte réflectivité : noir, faible réflectivité : blanc) avec la délimitation de deux zones aux signatures acoustiques distinctes : une zone de très faible réflectivité (tons blancs, pointillés roses) correspondant probablement à la signature du lobe de Sète et une zone de faible réflectivité mais plus modérée (tons gris clairs : pointillés noirs) dans le prolongement du débouché du Néochenal et des chenaux secondaires correspondant aux lobes du Néofan du Petit-Rhône.*

---

- *Données EM300*

La mosaïque EM300 est composée du levé Marion au Nord et par le levé Progres au Sud (**Fig. IV.30-A**). Plusieurs faciès acoustiques caractérisés par des réflectivités différentes (faible réflectivité : tons clairs, forte réflectivité : tons foncés) ont été identifiés (**Fig. IV.30-B**).

La mosaïque EM300 met en évidence un faciès de très faible réflectivité dans le prolongement de l'exutoire du réseau de canyons de Sète (pointillés roses sur la figure **IV. 30-B**), similaire au faciès acoustique de très faible réflectivité (tons blancs) associé au lobe de Sète sur l'EM12D (**Fig. IV.29**). Dans cette zone à la confluence entre le débouché du réseau de canyons de Sète et le Néochenal, la signature acoustique est « parasitée » et il est donc difficile de tracer une limite nette entre les faciès acoustiques à attribuer au lobe de Sète et ceux qui sont à attribuer au Néofan et ses lobes.

Une zone en forme de langue allongée, de direction quasiment Nord-Sud, qui s'étend entre 41°55' N et 40°45' N et 4°30' E et 4°55' E, limitée à l'Est par les anciens systèmes chenaux-levées de l'éventail du Petit-Rhône, est caractérisée par une signature acoustique complexe et non uniforme et pourrait correspondre, d'après sa position au droit du Néochenal, à la zone d'épandage distale du Néofan du Petit-Rhône. Au sein de cette zone, plusieurs unités de forme allongée plus ou moins lobée (pointillés noirs), ont été délimitées en se basant sur des changements de faciès acoustiques mais également à partir des limites des unités définies à partir des données sismiques (cf. partie IV.2.3. à suivre).

Parmi les unités cartées, 5 d'entre elles (marquées par un point noir, **Fig. IV30-B**) montrent un faciès assez similaire, caractérisé par de faibles réflectivités dominantes (blanc à gris très clair) tachetées de petites zones de réflectivité moyenne à forte (gris foncé). Au niveau des deux unités situées au droit des chenaux secondaires Ch2 et Ch4, les taches de réflectivité moyenne à forte semblent correspondre à l'empreinte des très nombreuses figures d'érosion (escarpements et cuvettes d'érosion isolées ou amalgamées), qui excavent les fonds dans cette zone. Les autres unités (marquées par un triangle noir, **Fig. IV30-B**) situées majoritairement dans une position plus distale par rapport à la terminaison du Néochenal présentent un faciès acoustique de plus forte réflectivité dominant (gris foncé) associé localement à des taches de plus faible réflectivité (gris clair).

À l'Ouest du Néofan, au Sud de la latitude 41°35' N, un couloir étroit de 5 km de large, de direction Nord-Sud qui correspond à la vallée connectée au canyon La Fonera

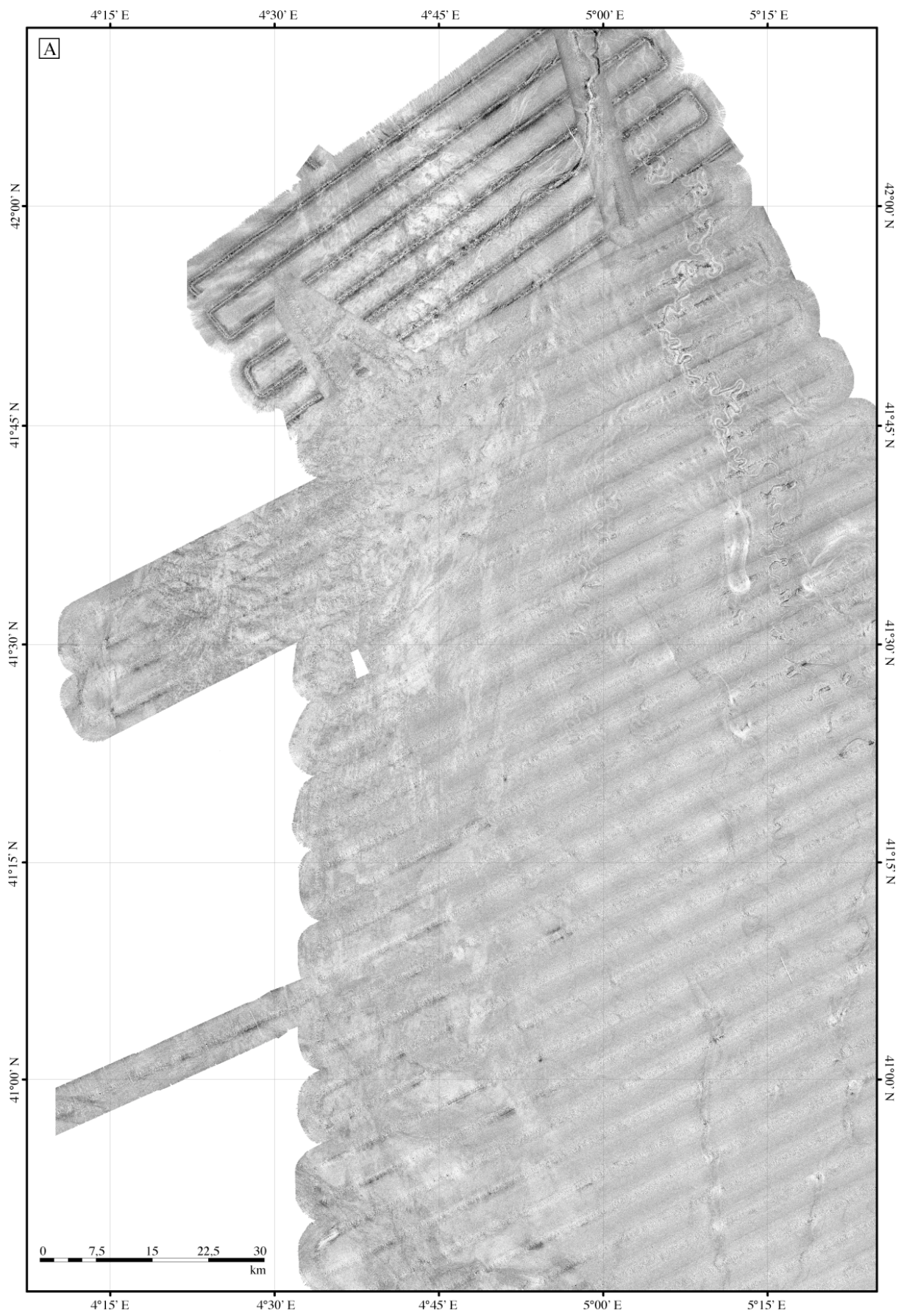
s'individualise par sa forte réflectivité homogène (limitée par des pointillés rouges sur la **Fig. IV30-B**). Cette vallée est bordée à l'Est par une zone de réflectivité modérée striée de linéations de forte réflectivité, orientées ONO-ESE. Cette zone à linéations correspond aux dépôts associés au fonctionnement de la vallée de La Fonéra.

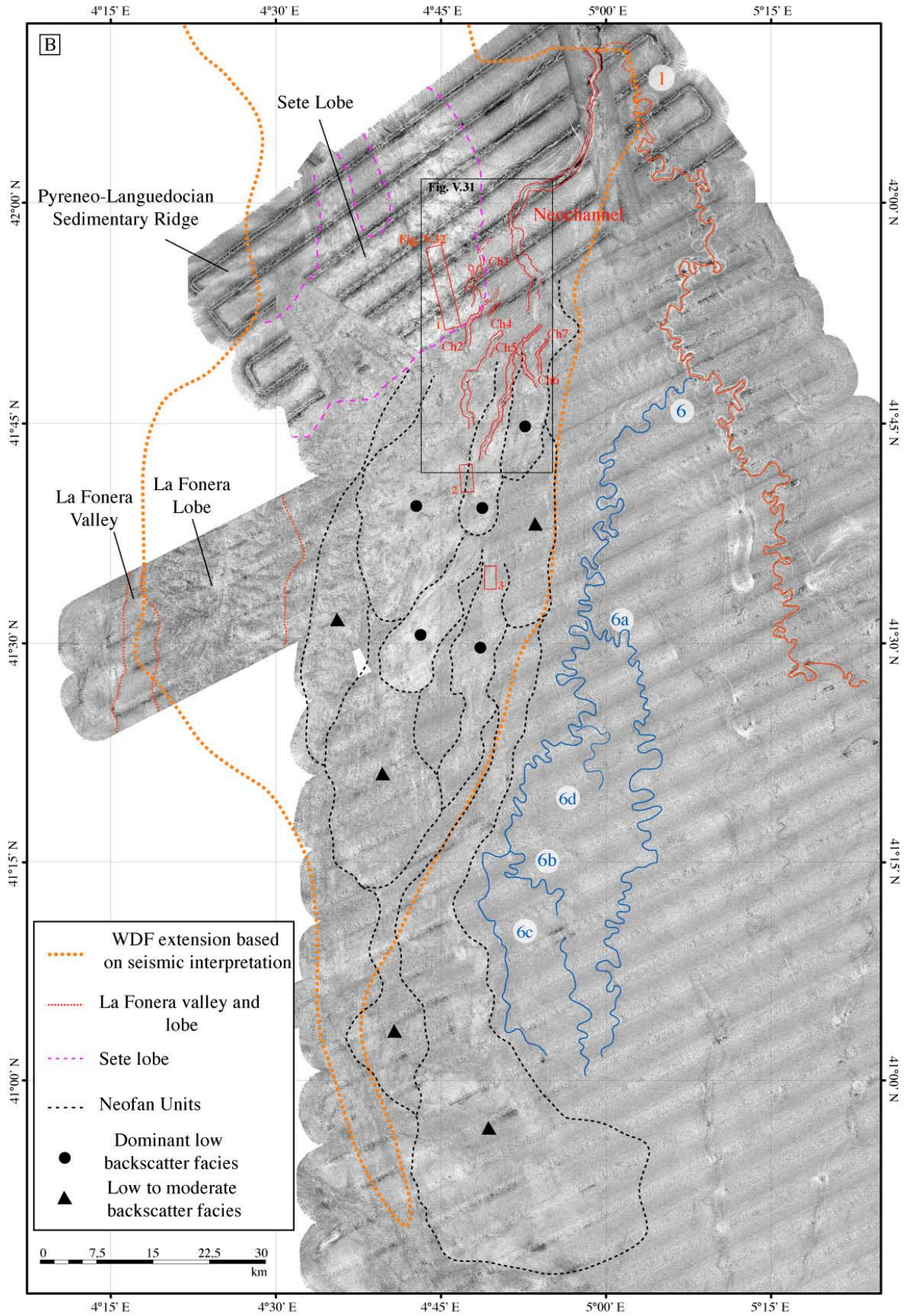
Un faciès acoustique, assez hétérogène caractérisé par une réflectivité moyenne (gris moyen), est identifié au niveau de la partie Nord-Ouest du levé EM300 (à l'Ouest du faciès de très faible réflectivité associé au lobe de Sète), mais également le long de la frange à l'Ouest de la zone en forme de langue allongée. Ces zones de réflectivité modérée correspondent aux zones où la masse glissée WDF affleure. Les caractéristiques du WDF seront présentées avec plus de détails dans la partie IV.3, néanmoins nous avons reporté sur la figure **IV.30-B** l'extension du WDF obtenue grâce à l'étude des données sismiques.

#### IV.2.2.3. Vues de détail grâce au sonar Mak-1

La mosaïque Mak-1 (TTR-14) ainsi que plusieurs profils Mak-1 supplémentaires issus de la bibliographie (Limonov *et al.*, 1993 ; Kenyon *et al.*, 1995) et repositionnés (dans un contexte morpho-bathymétrique mieux contraint) apportent des vues de détail ciblées sur la terminaison du Néochenal, les chenaux secondaires et les figures d'érosion (escarpements, dépressions ovoïdes, linéations d'érosion).

► *Fig. IV.30- Carte d'imagerie acoustique EM300 couvrant la zone du Néofan du Petit-Rhône et sa périphérie (A) imagerie vierge (B) imagerie interprétée (forte réflectivité : noir, faible réflectivité : blanc). Le cadre noir indique la position de la mosaïque Mak-1 TTR14 présentée à la figure IV.31 et les cadres rouges montrent la position des images Mak-1 présentées à la figure IV.32.*





---

#### IV.2.2.3.1. Zoom sur la terminaison du Néochenal et les chenaux secondaires

La mosaïque Mak-1 (TTR-14, **Fig. IV.31**) s'étend sur une zone d'environ 430 km<sup>2</sup> (longueur maximale d'un profil : 40 km et largeur de la mosaïque : 20 km), couvrant le Néochenal depuis le premier coude à angle droit jusqu'à sa terminaison.

Le Néochenal montre une réflectivité moyenne plutôt uniforme (gris) le long de son cours. De part et d'autre du chenal, on observe un faciès bigarré (*mottled pattern*) caractérisé par l'alternance de bandes de faible (blanc) et de forte réflectivité (gris foncé). Ce faciès bigarré est observé des deux côtés du Néochenal, mais il est surtout visible sur une frange de 3-4 km de large, le long de la levée droite du Néochenal. Il est par ailleurs plus développé en position externe des méandres. L'alternance de ces bandes de forte et faible réflectivité dessine des motifs ondulés qui s'apparentent aux vagues sédimentaires (*sediment waves*) souvent observées sur les levées sédimentaires.

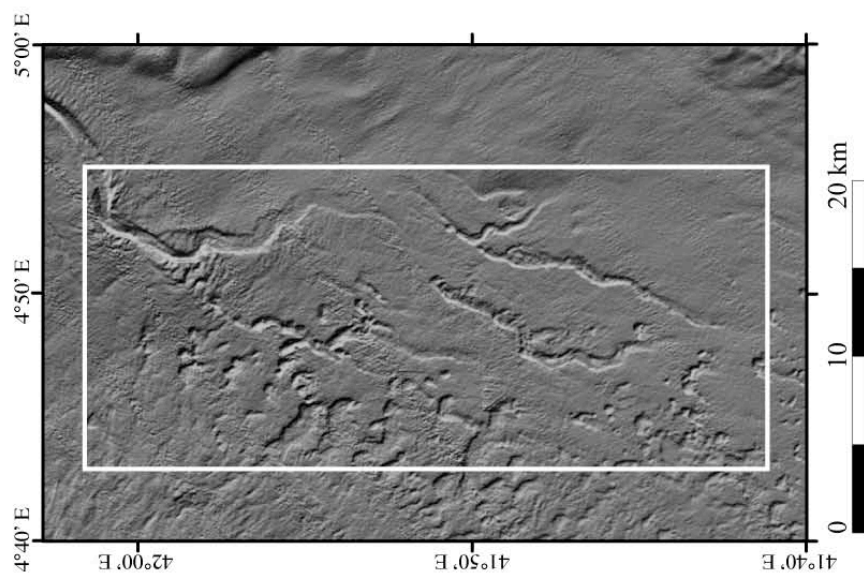
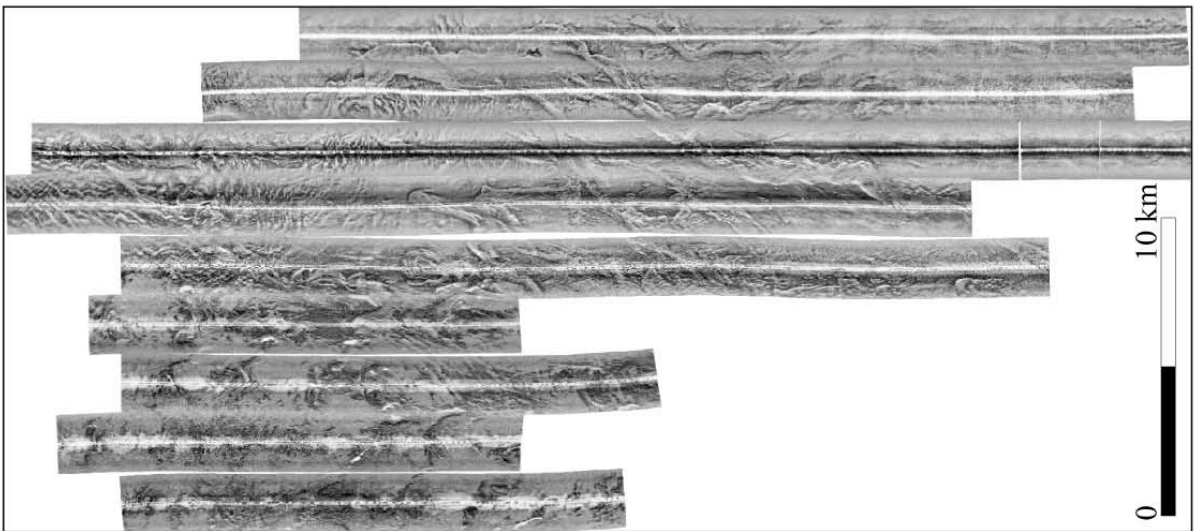
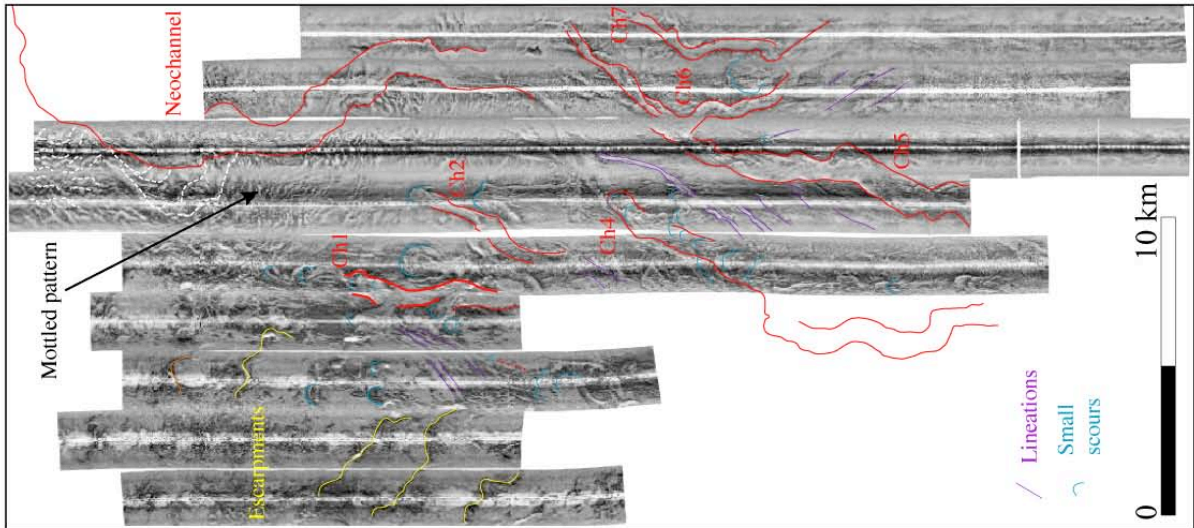
Les chenaux secondaires Ch1, Ch2, et Ch4 à Ch7, identifiés sur les données bathymétriques, sont identifiables sur le levé Mak-1 par un faciès acoustique de faible à moyenne réflectivité (blanc à gris clair). Des figures en forme de croissant (*crescentic or spoon-shaped features*) de forte réflectivité marquent l'initiation des chenaux secondaires et jalonnent leur cours, en particulier le long de Ch4 et Ch5. Elles correspondent aux scours (figures sédimentaires arquées) et soulignent le flanc amont raide de ces cuvettes d'érosion asymétriques (Kenyon *et al.*, 1995, Droz *et al.*, 2004, 2005).

#### IV.2.2.3.2. Zoom au niveau des lobes

À 15 km au Sud du chenal secondaire Ch5 et à l'entrée d'une des unités définies à partir de l'EM300 (localisation sur la **Fig. IV.30-B**), Limonov *et al.* (1993) ont mis en évidence un système de petits chenaux distributaires ramifiés vers l'aval et caractérisés par une forte réflectivité (gris foncé à noir) (**Fig. IV.32**, profil Mak-1 N°3). Ces petits chenaux mesurent 30-50 m de large et sont peu sinueux (S=1,3). Entre ces petits chenaux,

► *Fig. IV.31- Terminaison du Néochenal (mission TTR-14). (A) Carte bathymétrique ombrée. Le cadre blanc correspond au levé sonar Mak-1. (B) Mosaïque acquise par le sonar Mak-1 (forte réflectivité : noir, faible réflectivité : blanc). (C) Carte interprétative de la mosaïque Mak-1.*





---

des surfaces de formes losangiques correspondant à des zones de faible réflectivité (gris clair à blanc) tranchent par rapport aux petits chenaux de forte réflectivité. Ces petits chenaux identifiés sur l'image sonar Mak-1 ne sont pas visibles à la résolution des données bathymétriques. D'après la dimension et la position de ces chenaux et par analogie avec les observations réalisées dans d'autres systèmes turbiditiques (ex : Mississippi, Zaïre...), ces chenaux distributaires pourraient s'apparenter à des chenaux d'alimentation très superficiels et très peu profonds qui sillonnent l'entrée ou le corps d'un lobe.

#### IV.2.2.3.3. Empreintes des figures d'érosion sur l'imagerie

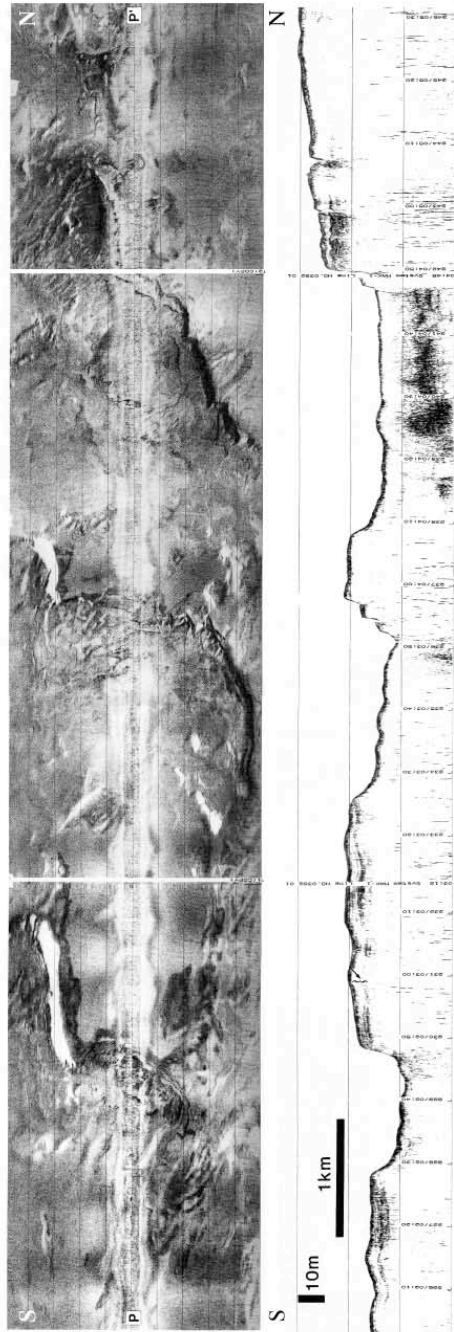
Le levé Mak-1 image les très nombreuses figures d'érosion de différents types (escarpements, dépressions ovoïdes isolées ou amalgamées, linéations) et de tailles variables qui excavent les fonds dans cette zone.

Les escarpements (équivalents des *giant scours* de Kenyon *et al.*, 1995) sont bien visibles sur les images sonar Mak-1 (**Fig. IV.31**, **Fig. IV.32** - zooms 1 et 2) et soulignés par un liseré de forte réflectivité (noir).

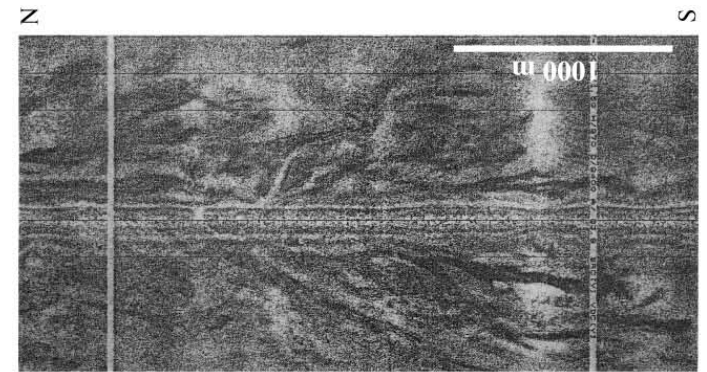
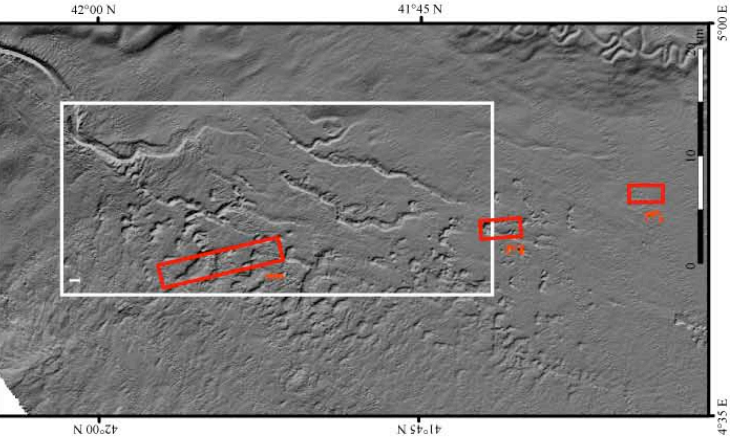
Ils marquent la partie amont de figures de forme ovoïde caractérisées en général par une faible réflectivité. Les escarpements et les dépressions ovoïdes correspondent respectivement aux parties amont raides et aval en pente plus douce des figures d'excavation déjà identifiées par Kenyon *et al.* (1995).

Ces figures d'érosion ovoïdes se répartissent en 2 familles principales selon leur taille : les dépressions ovoïdes de petite taille (700 m x 600 m) et celles de grande taille (1200 m x 1000 ), équivalents respectifs des *small scours* et *giant scours* de Kenyon *et al.* (1995).

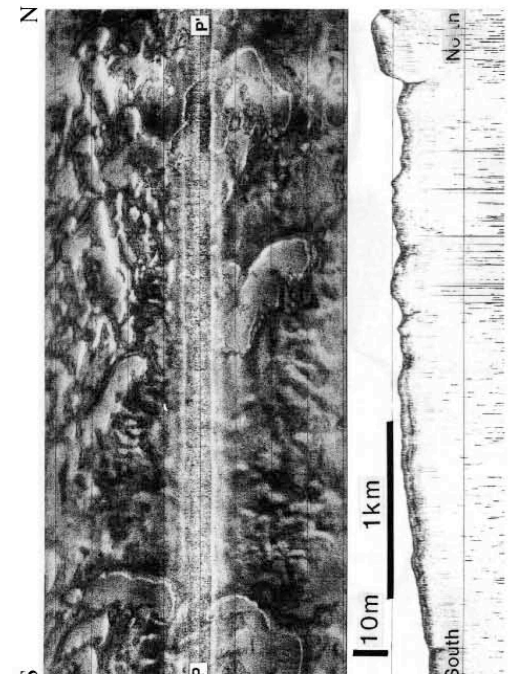
► *Fig. IV.32- Profils Mak-1 acquis dans la zone du Néofan du Petit-Rhône : (1) profil Mak-1 imageant la zone des escarpements (équivalents des « giant scours » décrits par Kenyon et al., 1995). (2) profil Mak-1 montrant des dépressions ovoïdes (isolated spoon-shaped scours) situées en aval des chenaux secondaires Ch4 et Ch5. (3) profil à travers un système de petits chenaux distributaires, de 30-50 m de large, peu sinueux (S=1,3) et caractérisés par une forte réflectivité (d'après Limonov et al., 1993 et Kenyon et al., 1995).*



1



3



2

---

Les images sonar Mak-1 révèlent également la présence de linéations de faible réflectivité orientées NNE-SSO et NNO-SSE respectivement en rive droite et gauche de Ch5 (**Fig. IV.31**). Des linéations d'orientation NNE-SSO sont aussi observées en position externe du premier coude à angle droit de Ch6 et également à la sortie du Néochenal, de Ch1 et Ch2. Ces linéations d'érosion, visibles sur les images sonar, sont très faiblement marquées sur le fond (à peine visibles avec la résolution de nos données bathymétriques). Elles pourraient correspondre à l'empreinte du passage d'écoulements non-confinés sur la zone avant la formation des chenaux secondaires (Droz *et al.*, 2004, 2005) et/ou à la marque de l'échappement d'écoulements au niveau du coude marqué de Ch6 ou en sortie des chenaux secondaires.

### Conclusions de l'étude des données d'imagerie acoustique

1- Un parasitage de la réponse acoustique des sédiments du Néofan a été mis en évidence dans le prolongement du débouché du réseau de canyons de Sète du fait de la superposition de deux signatures acoustiques. Ces deux signatures acoustiques correspondent à la superposition de deux périodes d'activité turbiditique distinctes : (1) les lobes à la terminaison du Néochenal, sur lesquels se superposent (2) les dépôts sableux récents intercalés dans les dépôts hémipélagiques, d'âge postérieur à l'arrêt de fonctionnement du Néofan.

2- Des variations de réflectivité ont été cartographiées au niveau de la zone du Néofan du Petit-Rhône et aux alentours, à partir de données EM12D, EM300 et Mak-1 avec :

- une zone de très faible réflectivité, probable signature du lobe de Sète,
- une zone de réflectivité modérée correspondant aux zones où le WDF (Western Debris Flow) affleure,
- une zone en forme de langue allongée, de direction quasiment Nord-Sud, constituée de plusieurs unités de forme allongée plus ou moins lobée, délimitant l'extension des lobes du Néofan,
- de nombreuses figures d'érosion (escarpements, dépressions ovoïdes isolées ou amalgamées, linéations) détaillées grâce aux données Mak-1 qui excavent les fonds dans cette zone,
- un système de petits chenaux distributaires de 30-50 m de large, ramifié vers l'aval et qui s'apparente à de petits chenaux d'alimentation de lobe.

### **IV.2.3- Organisation stratigraphique / Structure sismique**

Cette étude sur le Néofan du Petit-Rhône a permis de créer une base de données sismiques haute et très haute résolution (sous Kingdom Suite après traitement des données, cf. Chapitre II) qui rassemble tous les profils sismiques issus des campagnes menées sur la zone lors des 10 dernières années (Calmar, Marion, Gmo2-Carnac, Progrès, TTR-14, Sardinia). Les données sismiques utilisées sont de source et de résolution différentes (HR et THR) allant de la sismique multitraces, monotraces, Chirp, 3,5 kHz (surface) aux données 5 kHz (poisson Mak-1 tracté près du fond) (cf. Tabl. II.3). L'interprétation des données sismiques (HR et THR) a été menée avec la collaboration de Gwénaél Jouët. Cette analyse détaillée de données sismiques haute et très haute résolution permet une description détaillée de la zone à plusieurs échelles depuis la structure sismique régionale du « contenant » à la structure sismique superficielle du Néofan du Petit-Rhône (« contenu »).

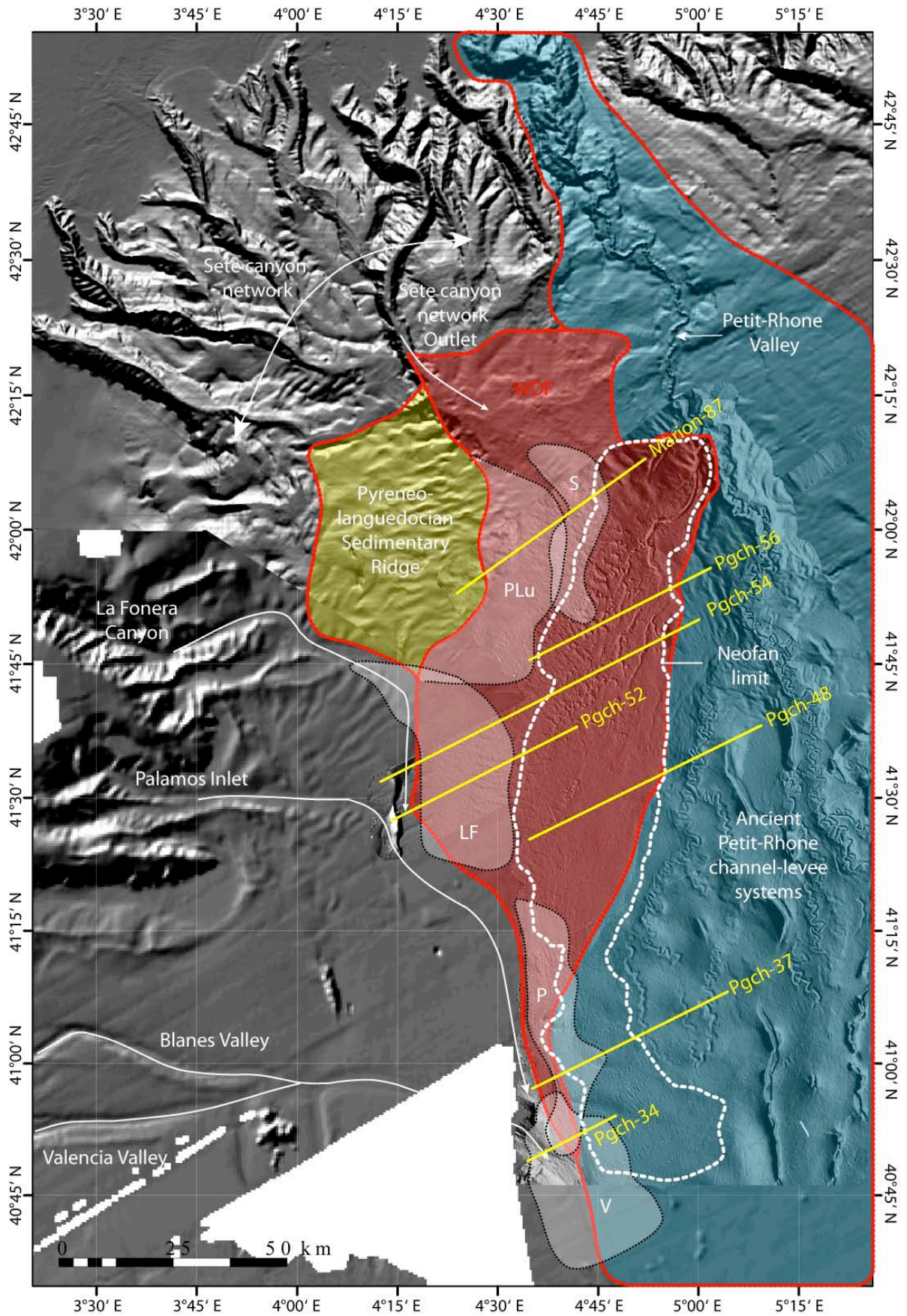
#### IV.2.3.1. Morphologie et structure du réceptacle du Néofan

Afin de comprendre quels éléments agissent sur la mise en place du Néochenal et de ses lobes associés (« contenu »), il est important de contraindre la structure du réceptacle (« contenant »). La connaissance de la morphologie et de la structure de l'encaissant permet d'appréhender l'impact de la morphologie préexistante sur la construction du Néofan du Petit-Rhône en fonction des obstacles créés par les dépôts antérieurs et de l'espace laissé disponible.

##### *IV.2.3.1.1. Des contraintes topographiques régionales : l'éventail du Petit-Rhône, la Ride sédimentaire pyrénéo-languedocienne et la masse glissée WDF*

À l'échelle régionale, le Néofan du Petit-Rhône est localisé dans un couloir étroit de 40-50 km de large environ et bordé par plusieurs édifices qui limitent son extension et le canalise dans une gouttière de direction quasiment Nord-Sud (**Fig. IV.33**). Trois principaux obstacles topographiques ont conditionné l'architecture du Néofan du Petit-Rhône :

- à l'Est, les dépôts associés aux anciens systèmes chenaux-levées de l'éventail du Petit-Rhône (N° 6 et 1 de Gillet *et al.*, 2006) qui forment une barrière continue,
- au Nord-Ouest, la Ride sédimentaire pyrénéo-languedocienne,
- et sous le Néofan, la masse glissée WDF.

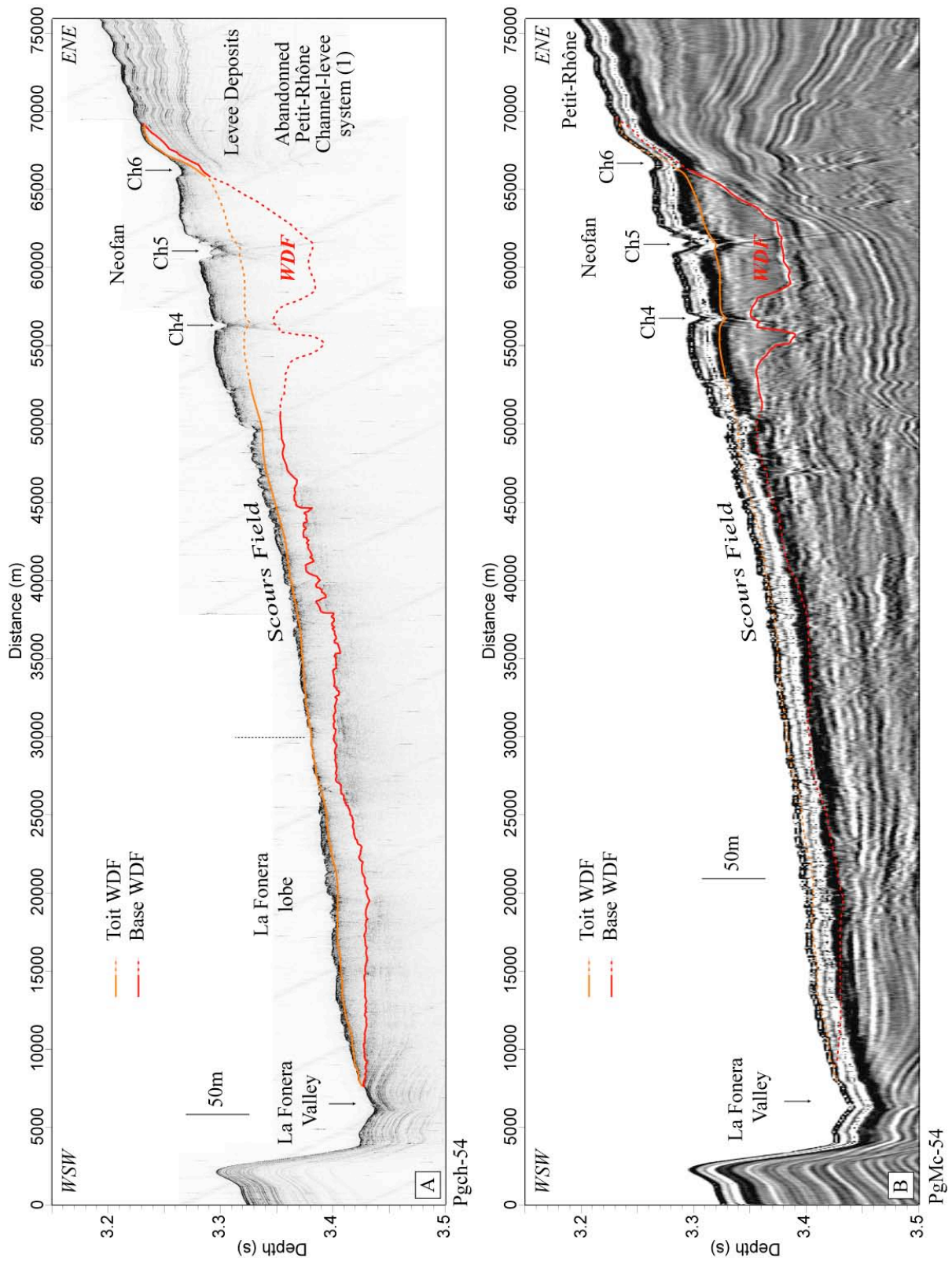


◀ *Fig. IV.33- Carte bathymétrique ombrée de la zone de mise en place du Néofan du Petit-Rhône élargie à la pente entaillée par les réseaux de canyons Nord-Ouest du Golfe du Lion et Ouest bordant la côte espagnole, depuis le canyon Petit-Rhône et jusqu'à la vallée de Valence. Sur cette carte, sont reportés les principaux édifices sédimentaires qui structurent le réceptacle du Néofan du Petit-Rhône et contraignent sa construction : en bleu l'éventail du Petit-Rhône, en jaune la Ride sédimentaire pyrénéo-languedocienne et en rouge l'extension de la masse glissée (WDF). Les unités représentées en blanc sont associées aux dépôts les plus récents de la Ride pyrénéo-languedocienne (Plu) ou aux dépôts mis en place par débordement ou au débouché des exutoires de Sète (S), La Fonera (LF), Palamos (P) et Valence (V). Les pointillés blancs indiquent l'extension du Néofan du Petit-Rhône. La localisation des profils sismiques présentés aux figures IV.34, IV.35 et IV.37 est également indiquée.*

Les anciens systèmes chenaux-levées de l'éventail du Petit-Rhône (n°1 et 6, d'après Gillet *et al.*, 2006), constituent des obstacles importants formant une barrière continue qui contraint les dépôts de la masse glissée et du Néofan le long de leurs limites Est.

La mise en place du Néofan est également conditionnée par la morphologie de son réceptacle : le toit de la masse glissée, mise en place juste avant l'avulsion du Néochenal. Les dépôts de la masse glissée WDF sont caractérisés par un faciès sismique transparent sur les données sismiques (**Fig. IV.34, IV.35**). Du fait de l'atténuation des ondes sismiques dans ce type de dépôts mais aussi en raison de la pénétration limitée des hautes fréquences, la base du WDF n'étaient pas toujours visibles sur les données sismiques THR (Chirp ou 3,5 kHz). Dans ce cas, elle a été identifiée grâce aux profils sismiques 6 traces Progrès (**Fig. IV.34**).

La partie occidentale de la masse glissée WDF, autour de la latitude 42°00' N, vient butter contre le relief formé par la Ride pyrénéo-languedocienne (**Fig. IV.37**). Sa bordure Est se termine en biseau sur les dépôts des anciennes levées des systèmes abandonnés (1) et (6) de l'éventail du Petit-Rhône (**Fig. IV.35**). Elle a été suivie sur 180 km de long suivant une direction approximative Nord-Sud, depuis la latitude 42°20' N. Sa limite occidentale (au Sud de l'unité LF, **Fig. IV.33**) n'est pas contrainte en raison de l'absence de couverture sismique, mais la masse glissée s'étend sur au moins 55 km suivant la direction Ouest-Est.



◀ Fig. IV.34- Profils sismiques Chirp et multitraces équivalents (Pgch-54 et PgMc-54) depuis la vallée de La Fonera et jusqu'au chenal abandonné (1) du Petit-Rhône. Ces profils



*recouper les chenaux secondaires (Ch4, Ch5 et Ch6), le champ de cuvettes d'érosion, le lobe de La Fonera et identifient la base et le toit du WDF. Les zones en pointillés, délimitant la base ou le toit du WDF sur Pgch-54, indiquent les portions où la limite du WDF a été pointée à partir du profil 6 traces équivalent (et inversement sur PgMc-54). La localisation des profils est indiquée sur la figure IV.33.*

Dans sa partie aval, le WDF emprunte et remplit la vallée de Palamos (Pgch-37 sur **Fig. IV.33**) et sa terminaison se situe au niveau de la connexion entre les vallées de Palamos et de Valence. Il est possible que le WDF s'étendait plus en aval dans la vallée de Valence, et qu'il ait été érodé par les événements gravitaires postérieurs qui ont transité via la vallée de Valence.

La carte des isohypses de la base de la masse glissée indique qu'avant la mise en place du WDF, il existait une vallée bien marquée dans la continuité de l'exutoire du réseau de canyon de Sète et qui semble rejoindre la vallée actuelle de Palamos puis de Valence (**Fig. IV.36-A**). Les dépôts de la masse glissée se sont installés sur cette ancienne vallée, sur 40 à 50 m d'épaisseur (**Fig. IV.36-C**) aboutissant à un nivellement complet dans la zone aval. En amont, le toit du WDF a laissé plusieurs zones en dépression, offrant de l'espace disponible pour les dépôts postérieurs du Néofan (**Fig. IV.36-B**).

Sur l'ensemble de l'extension du WDF, les épaisseurs varient principalement entre 20 à 50 m et seules ses franges Ouest et Nord, en amont du point d'avulsion du Néochenal, affleurent. Le long de sa limite Nord-Est, en aval du point d'avulsion, le WDF peut affleurer très localement sous forme d'un petit bourrelet qui vient se terminer en biseau sur les levées du chenal abandonné (**Figs. IV.33-34**).

#### *IV.2.3.1.2. Les dépôts liés aux exutoires à la périphérie du Néofan*

Le long de la limite Ouest du Néofan du Petit-Rhône, plusieurs unités ont été définies à partir des données sismiques. Ces unités sont associées aux dépôts mis en place par débordement des vallées pyrénéo-languedociennes (Plu), de la vallée de Palamos (P) et de la vallée de La Fonera (LF), ou au débouché des exutoires de Sète (S) et Valence (V) (**Fig. IV.33**).

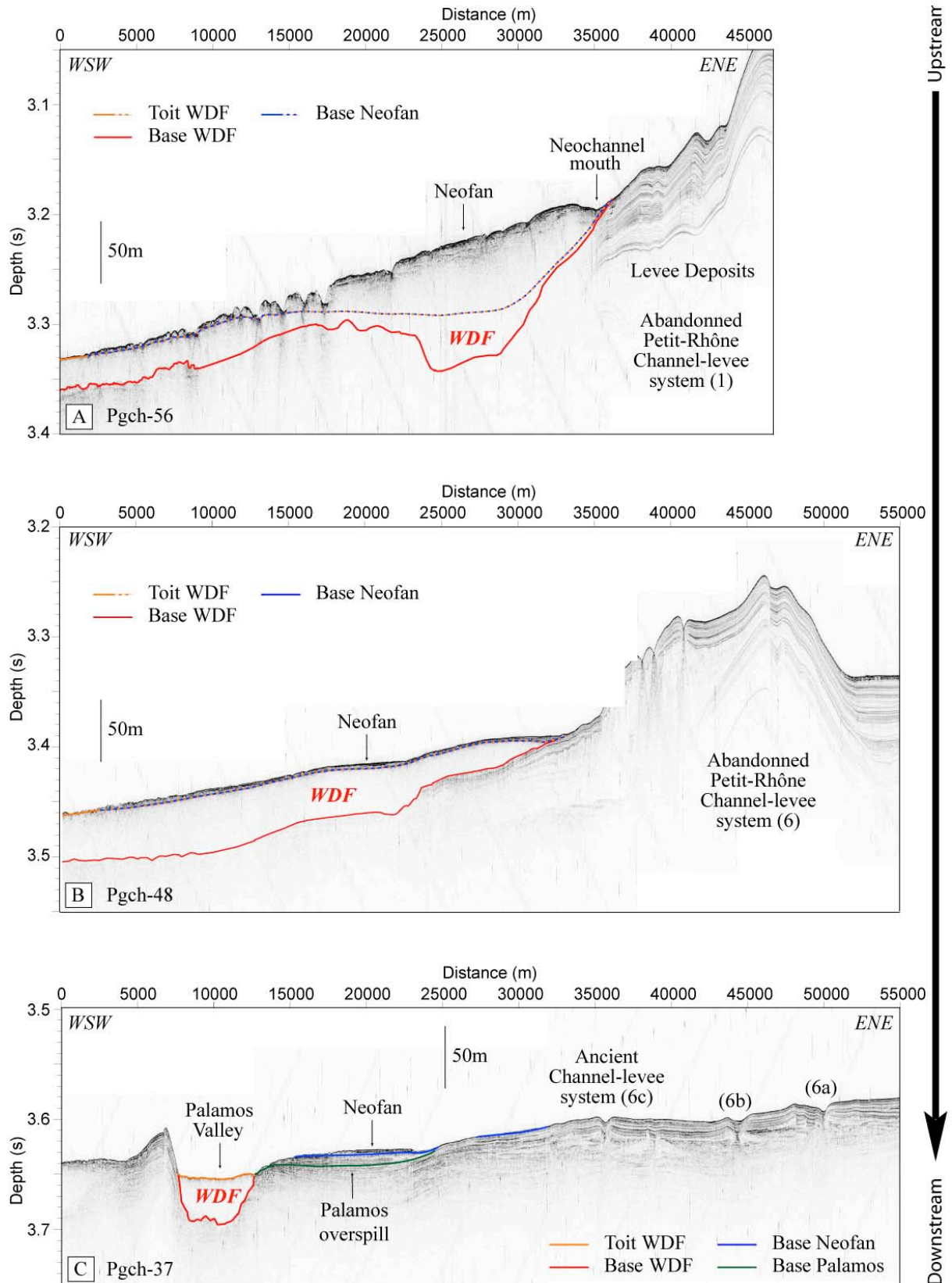


Fig. IV.35- Série de profils sismiques Chirp (A) Pgch-56, (B) Pgch-48 et (C) Pgch-37 montrant l'évolution amont-aval de l'extension et de l'épaisseur du WDF. La localisation des profils est indiquée sur la figure IV.33.

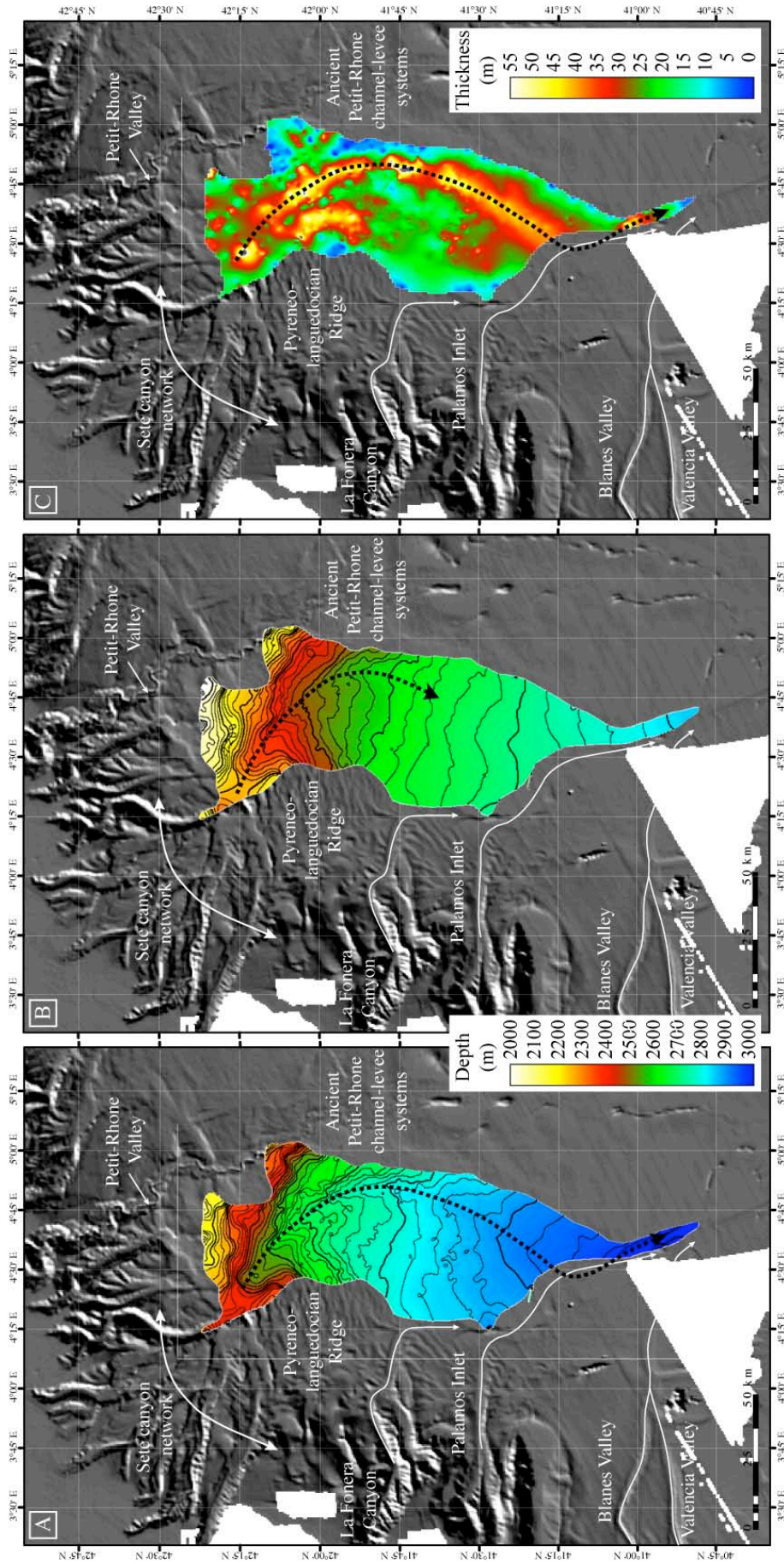


Fig. IV.36- Carte bathymétrique sur laquelle sont superposées (A) les isohypses de la base du WDF, (B) les isohypses du toit du WDF et (C) les isopaques du WDF. Les flèches en pointillés noirs sur (A) et (B) indiquent l'axe des zones en dépression. La base du WDF (A) montre une zone dépressionnaire dans la continuité de l'exutoire du réseau de canyons de Sète et se connectant avec la vallée de Palamos puis Valence. Cet axe creux est interprété comme une ancienne vallée de Sète. Le toit du WDF (B) laisse apparaître plusieurs dépressions dans la zone amont alors que la zone aval est presque entièrement nivelée. Les épaisseurs du WDF (C) varient de 20 à 50 m.

---

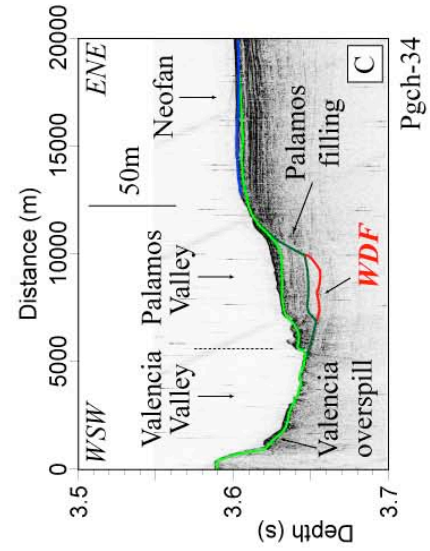
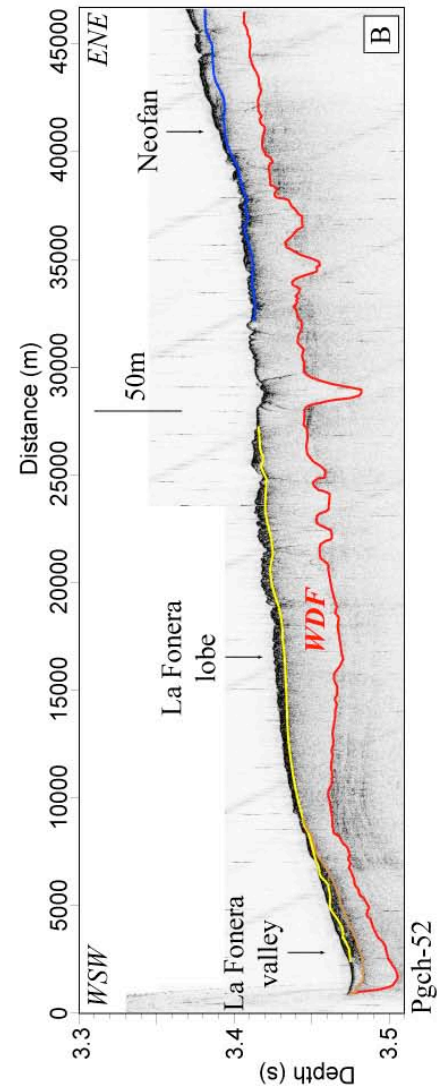
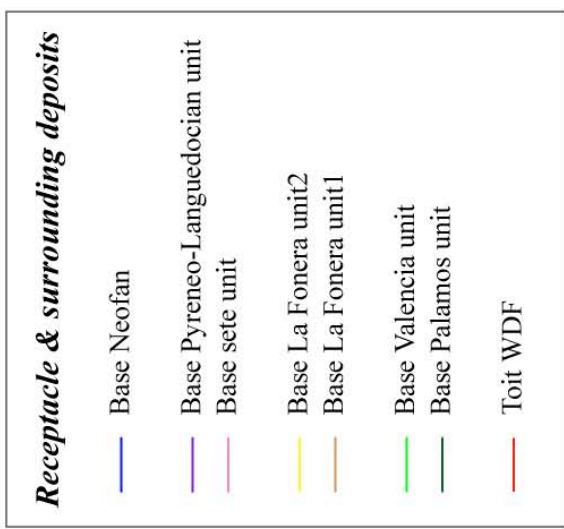
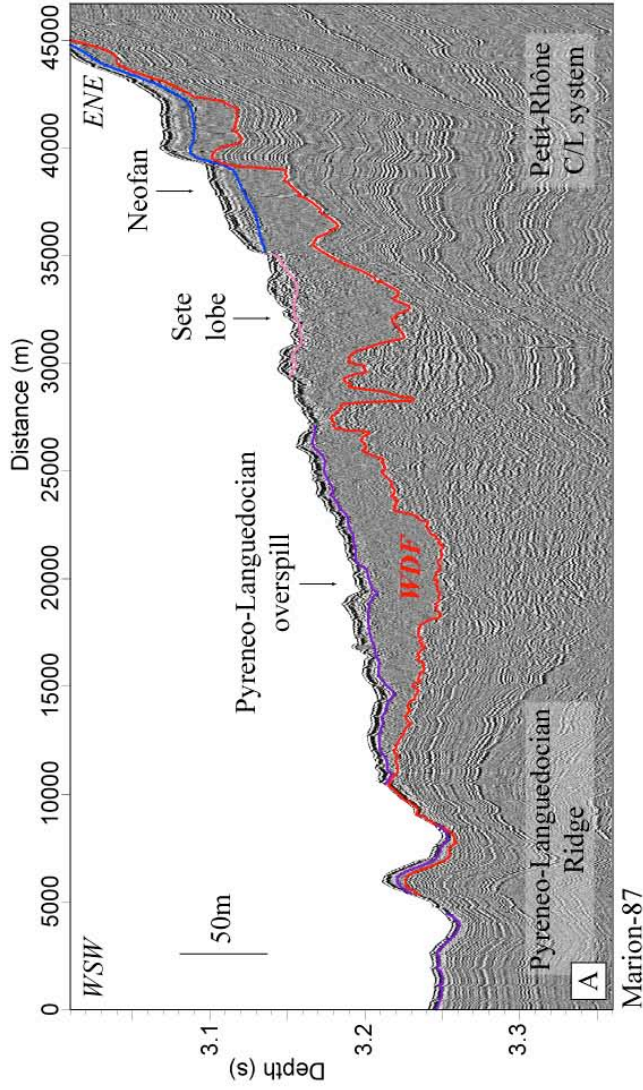
- L'unité de Sète

L'unité de Sète (S) est une unité sismique à faciès chaotique de très forte amplitude particulièrement identifiable sur les profils multitraces Marion (**Fig IV.37-A**). Elle repose directement sur le WDF et son toit est caractérisé par la présence de nombreuses hyperboles de diffraction (zone des scours). La cartographie de cette unité montre qu'elle se situe dans l'axe du débouché du réseau de canyons de Sète et se concentre dans une zone en dépression au toit du WDF. Le dépôt de l'unité de Sète semble postérieur à la construction du Néofan. L'unité S repose sur une surface majeure de forte amplitude qui scelle le toit du WDF lorsque le Néofan est absent.

- L'unité Pyrénéo-languedocienne (Plu)

L'unité sismique Plu est caractérisée par un faciès transparent (sur les profils Marion où elle est principalement identifiable) à chaotique et lité (sur les profils chirp). Elle repose directement sur le WDF sur une surface de très forte amplitude (**Fig IV.37-A**). La cartographie de cette unité (Plu) montre qu'elle s'est déposée dans la zone périphérique orientale de la Ride pyrénéo-languedocienne. L'unité (Plu) recouvre la partie Nord occidentale du WDF et remplit une dépression marquée au toit du WDF. Cette unité correspond aux dépôts de débordement récents qui participent à l'édification de la Ride pyrénéo-languedocienne.

► *Fig. IV.37- (A) Profil sismique Marion-87 situé au niveau de la zone amont du réceptacle du Néofan illustrant la relation entre la Ride pyrénéo-languedocienne (dépôts anciens et récents de la « Plu » : Pyreneo-languedocian unit), le lobe de Sète et le Néofan. Noter la forte pente de la levée de l'ancien système chenai-levées du Petit-Rhône. (B) Profil sismique Chirp Pgch-52 situé au niveau de la partie médiane du réceptacle illustrant la relation entre la masse glissée (WDF), les dépôts de La Fonera (remplissage de la vallée de La Fonera et lobe associé) et du Néofan. Dans cette zone, l'épaisseur du WDF est assez constante d'Ouest en Est et la pente du toit du WDF est faible. (C) Profil sismique Chirp Pgch-34 au niveau de la partie distale du réceptacle à la confluence entre les vallées de Palamos et de Valence. La vallée de Palamos est remplie par des dépôts du WDF (terminaison du WDF), des dépôts de remplissage liés à l'activité de la vallée de Palamos et recouverts par des dépôts de débordement provenant de la vallée de Valence. Les dépôts de la vallée de Palamos sont tronqués par la vallée de Valence. Les dépôts du Néofan sont ici très pelliculaires.*



---

- L'unité La Fonera (LF)

Cette unité sismique est caractérisée par un faciès lité de forte amplitude à transparent (chirp) et chaotique (au niveau de son extension occidentale), particulièrement identifiable sur les profils chirp (**Fig IV.37-B**). Elle repose sur la partie occidentale du WDF et sur la ride Pyrénéo-Languedocienne.

- Les unités Palamos (P) et Valence (V) correspondent aux dépôts mis en place par débordement ou au débouché des exutoires de Palamos et de Valence. La vallée de Palamos est remplie par les dépôts du WDF (terminaison du WDF). Au niveau de la confluence entre les vallées de Palamos et Valence, les dépôts de remplissage de la vallée de Palamos sont tronqués par la vallée de Valence et recouverts par ses dépôts de débordement (**Fig IV.37-C**).

En résumé, notre étude a montré que, au niveau du glacier du Golfe du Lion, plusieurs édifices sédimentaires majeurs ont initialement limité l'extension de la masse glissée WDF. En particulier, la pente créée par la levée droite du chenal abandonné (1) du Petit-Rhône en amont, puis du système (6) plus en aval a constitué une barrière topographique contre laquelle la masse glissée est venue buter. Par la suite, lors de la construction du Néofan, la topographie créée par le WDF est devenue à son tour un obstacle principal qui a guidé la construction du Néofan dans une étroite gouttière de 40-50 km de large.

À la périphérie du Néofan, plusieurs unités ont été identifiées sur les données sismiques et correspondent aux dépôts liés aux exutoires de Sète (Plu), (S), La Fonera (LF), Palamos (P) et Valence (V). Lorsque les unités ne sont pas en contact les relations stratigraphiques entre ces unités et le Néofan ne sont pas contraintes. C'est le cas des unités S, Plu et LF. Par contre, les unités V et P sont antérieures à la construction du Néofan.

#### IV.2.3.2. Structure sismique du Néofan du Petit-Rhône

##### *IV.2.3.2.1. Les unités identifiées*

Du fait de l'homogénéité des faciès chirp, qui sont principalement transparents, l'interprétation des données sismiques est surtout basée sur l'identification de réflecteurs de plus forte amplitude et de biseaux qui délimitent les unités sismiques cartographiées (**Fig. IV.38**). Dans la zone distale du Néofan, les unités ont une épaisseur très faible (voir plus loin), avoisinant la résolution du chirp (1 à 2 m). Pour délimiter et suivre ces unités, nous

nous sommes également basés sur les limites des zones de faible réflectivité identifiées sur l'imagerie acoustique (**Fig. IV.30**) qui nous ont aussi permis de corréler ces unités d'amont en aval en l'absence (ou la rareté) de profils longitudinaux pour croiser nos interprétations.

Les faciès de ces unités varient en fonction de la sismique disponible : monotraces au Nord de 41°45' et chirp au Sud (voir Chap. II). Du fait de leur faible résolution, les données 6 traces n'ont été utilisées que lorsque les unités étaient suffisamment épaisses (unité 1 par exemple, voir plus loin). Les faciès sont relativement transparents et peu différents entre les différentes unités sur les données THR chirp. Sur les données monotraces Marion, c'est-à-dire en amont du Néofan, les faciès sont plus diversifiés et seront décrits plus loin.

L'interprétation sismique a permis de montrer que la structure sismique du Néofan du Petit-Rhône est complexe : au total 11 unités sismiques ont été identifiées (**Fig. IV.38**).

En fonction de leur localisation, ces 11 unités ont été regroupées en trois principaux ensembles (Néofan inférieur, moyen et supérieur) (**Fig. IV.39**) qui montrent une organisation interne spécifique.

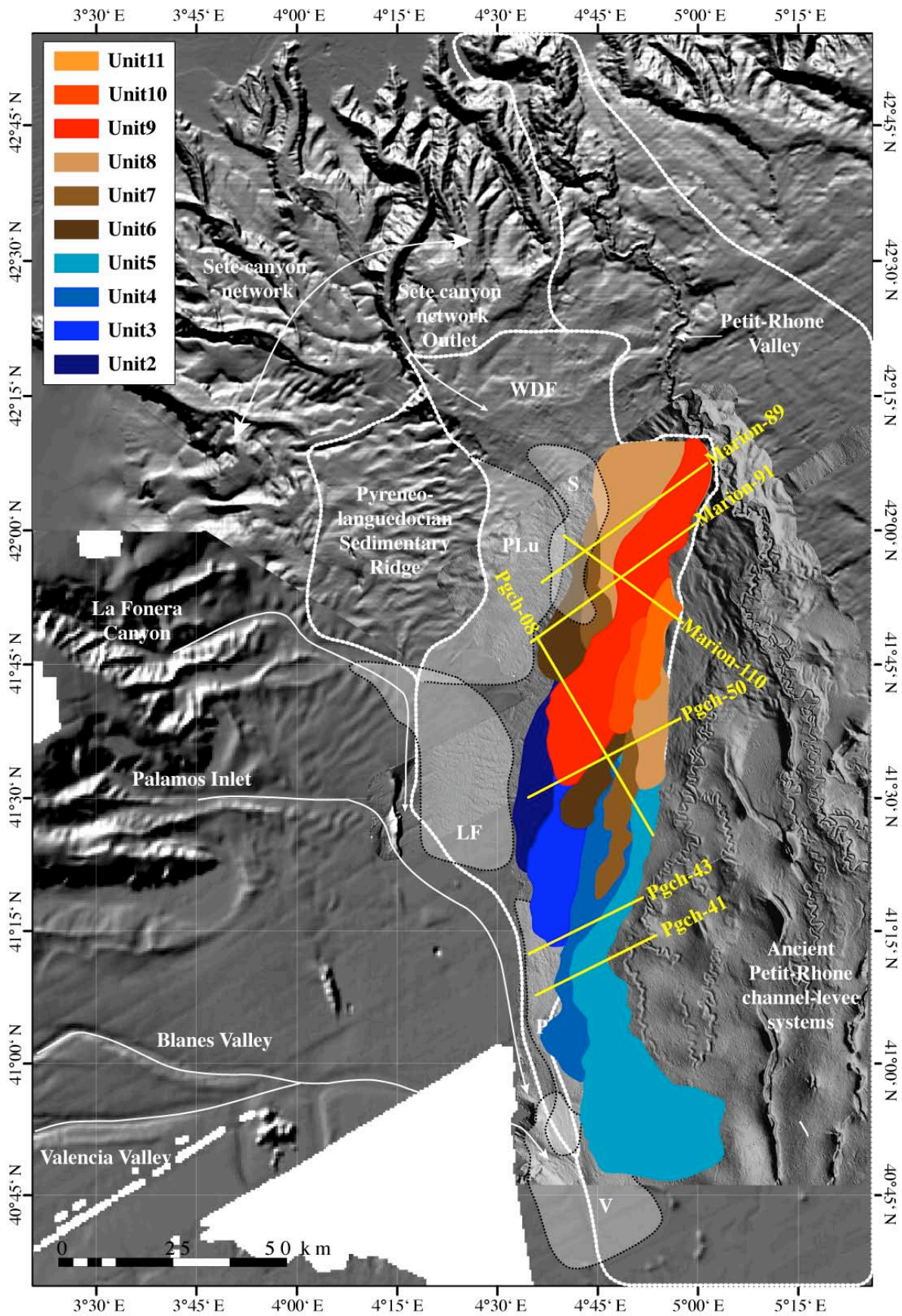
Le premier ensemble (Néofan inférieur) est constitué par les 5 unités les plus anciennes (1 à 5 de la plus ancienne à la plus récente) (**Fig. IV.39**).

L'unité 1 est une unité « profonde » et épaisse (voir **Fig. IV.42**) qui regroupe sans doute plusieurs sous-unités, qu'il est impossible d'individualiser en raison de la faible pénétration du chirp et la trop basse résolution des données multitraces. Cette unité est caractérisée par un faciès sismique chaotique de forte amplitude sur les données Marion et s'étend sur 45 km de long, 20 km de large et montrant une épaisseur maximale de 45 m.

L'unité 2 est située entre les latitudes 41°45' N et 41°22' N dans la partie occidentale de la gouttière qui canalise les dépôts du Néofan (**Fig. IV.40**). C'est une unité étroite et allongée qui s'étend sur 52 km de long et 10 km de large et dont l'épaisseur est comprise entre 1 et 8 m.

L'unité 3 est adjacente à l'unité 2 et la recouvre au niveau de sa partie amont et le long de sa limite orientale (**Fig. IV.40**). Son extension est de 56 km de long et 15 km de large et son épaisseur varie entre 1 et 10 m.

Les unités 4 et 5 (**Fig. IV.40**) correspondent aux unités du Néofan les plus étendues avec des longueurs de 80 km pour l'unité 4 et 115 km pour l'unité 5 (**Fig. IV.39**). La largeur de l'unité 4 est de 15 km et est relativement constante.





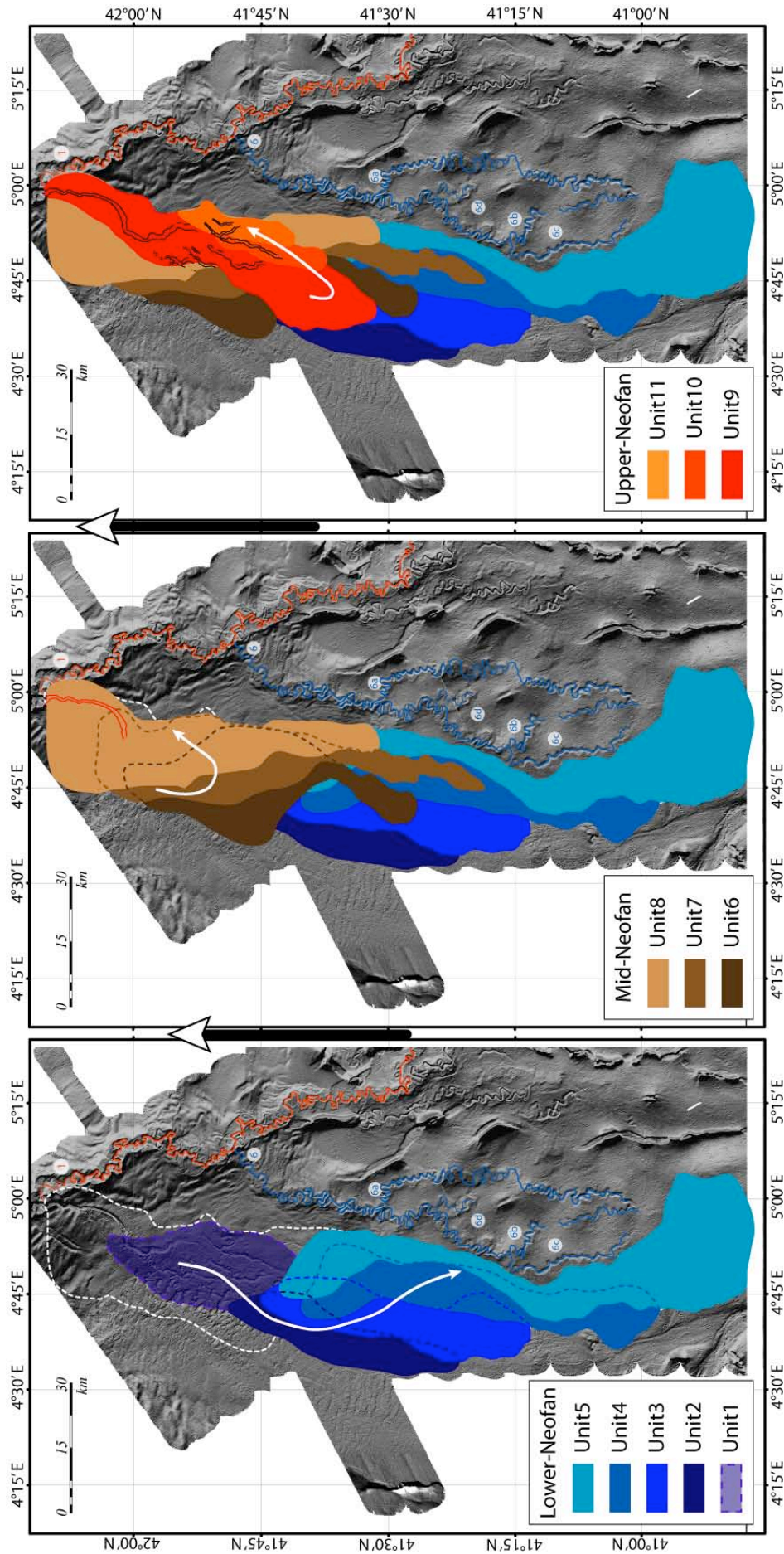
◀ *Fig. IV.38- Carte bathymétrique ombrée de la zone de mise en place du Néofan du Petit-Rhône élargie à la pente entaillée par les réseaux de canyons Nord-Ouest du Golfe du Lion et Ouest bordant la côte espagnole, depuis le canyon Petit-Rhône et jusqu'à la vallée de Valence. Les unités du Néofan du Petit-Rhône sont indiquées. Sur cette carte, sont reportées les unités qui composent le Néofan, la position des principaux édifices sédimentaires qui contraignent sa construction (éventail du Petit-Rhône, Ride sédimentaire pyrénéo-languedocienne et masse glissée occidentale) ainsi que les unités Plu, S, LF, P et V décrites précédemment. La localisation des profils sismiques présentés aux figures IV.40, IV.41, IV.42, IV.43 et IV.44 est également indiquée.*

En revanche, l'unité 5 est très étroite dans sa partie amont (7 km) et s'élargit progressivement vers l'aval jusqu'à un maximum de 35 km. Les épaisseurs maximales de ces unités sont comprises entre 10 m (unité 5) et 15 m (unité 4), et deviennent très pelliculaires (~1-2 m) à leur terminaison (**Fig. IV.41**). Ces deux unités 4 et 5 sont aussi les unités qui se sont mises en place le plus loin dans la cuvette. D'après leurs localisations et leurs extensions limitées, les dépôts qui correspondent aux unités 4 et 5 ont très probablement été canalisés par la dépression qui existait au toit de la masse glissée dans sa partie amont (voir **Fig. IV.36-B**), alors que plus en aval, la zone était plus nivelée pouvant expliquer l'étalement plus important de l'unité 5 dans sa partie aval.

Notons que la différence de résolution des profils Marion au Nord et Chirp au Sud de la zone, est potentiellement à l'origine de la différenciation d'un plus grand nombre d'unités dans la zone sud (unités 2 à 5), alors qu'une seule unité épaisse est individualisée au Nord (unité 1). Il est possible que l'unité 1 représente en fait la superposition des parties amont des unités 1 à 5. Ces unités qui sont les plus anciennes du Néofan du Petit-Rhône montrent un schéma d'organisation caractérisé par des migrations latérales (**Fig. IV.41**) de l'Ouest vers l'Est de la gouttière qui s'accompagne d'une progradation vers le Sud (**Fig. IV.39**).

Le second ensemble (Néofan moyen) compte 3 unités numérotées 6 à 8 par ordre chronologique de dépôt (**Figs. IV.42, IV.43, IV.44**). Ces 3 unités sont regroupées dans la partie septentrionale du Néofan.

L'unité 6 s'étend depuis la latitude 42°00' N et jusqu'à 41°30' N, principalement en rive droite de l'actuel tracé du Néochenal, dans le prolongement du coude du Néochenal laissant supposer la présence d'une paléo-terminaison du chenal (**Fig. IV.46**). Elle s'étend sur 70 km de long et entre 25 km (partie amont) et 7 km (partie aval) de large pour une épaisseur d'environ 15 m.



*Fig. IV.39- Cartographie des unités qui composent le Néofan regroupées en 3 principaux ensembles inférieur, moyen et supérieur. Les unités sont numérotées de 9 à 1 de la plus ancienne à la plus récente. À l'échelle d'un ensemble, les flèches blanches indiquent le sens des migrations latérales des dépocentres associées soit à une progradation soit à une rétrogradation. À l'échelle du Néofan entier, la migration des dépocentres suit une évolution générale rétrogradante, indiquée par les flèches noires.*

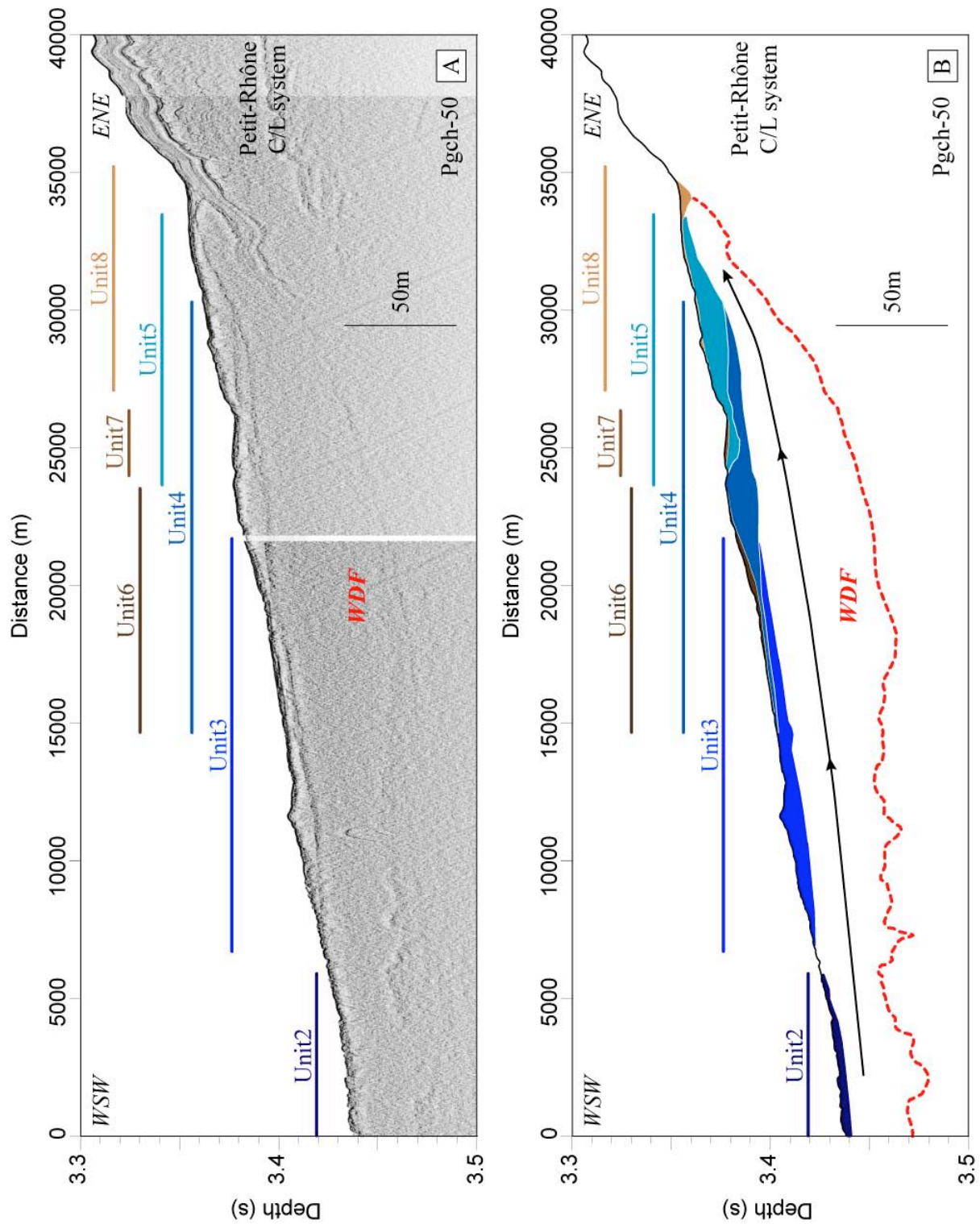


Fig. IV.40- Profil sismique chirp Pgch-50 et son interprétation illustrant les relations stratigraphiques entre les unités de l'ensemble inférieur du Néofan (unités 2, 3, 4 et 5) sur lesquelles viennent s'empiler les unités de l'ensemble moyen (unités 6, 7 et 8). Ces deux ensembles montrent une migration de l'OSO vers l'ENE.

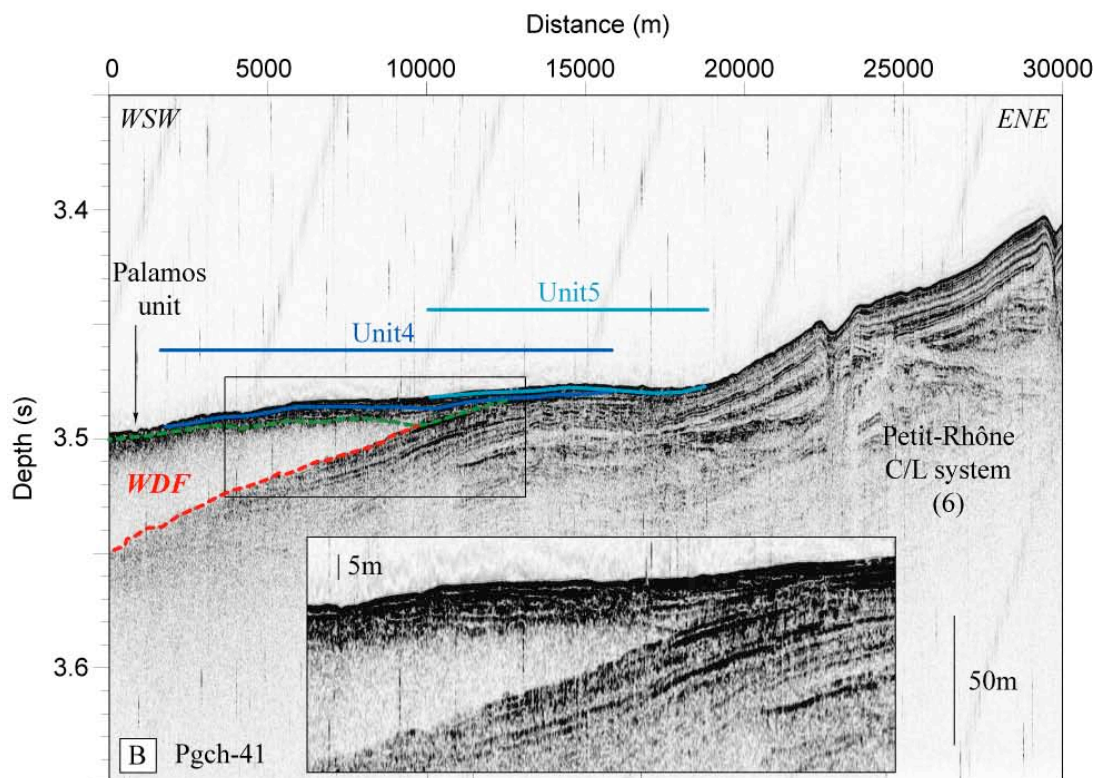
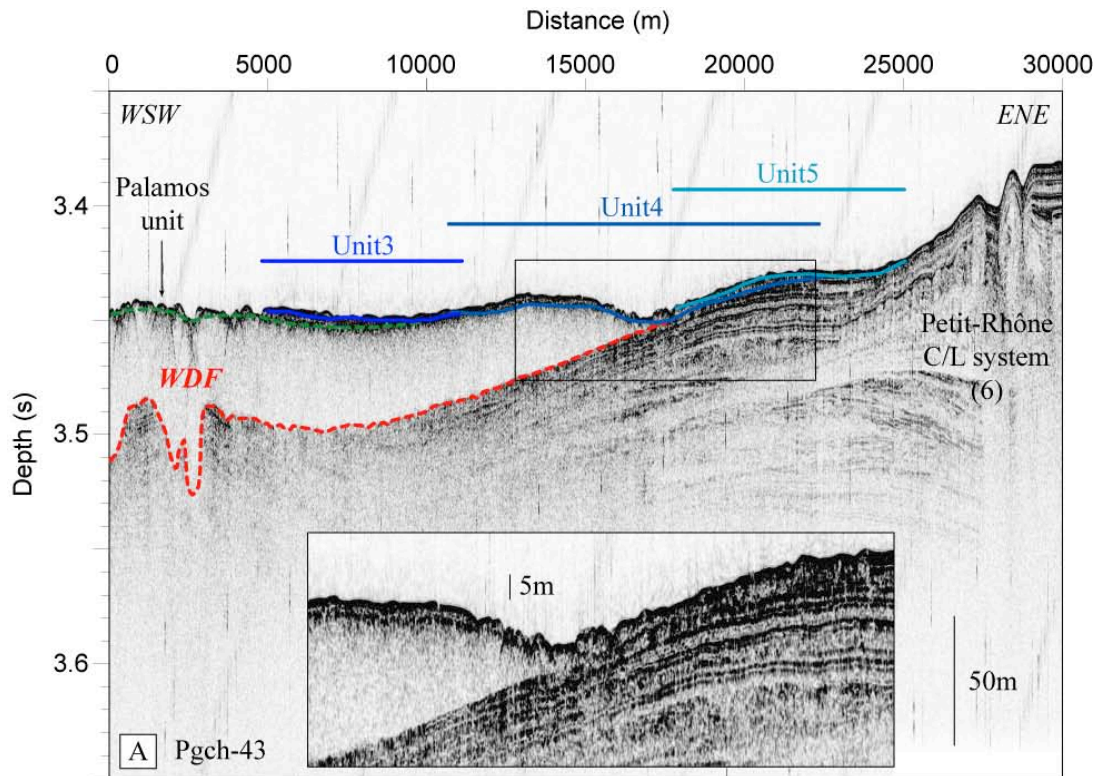


Fig. IV.41- Profils sismiques chirp (A) Pgch-43 illustrant les relations stratigraphiques entre les unités 3, 4 et 5 très pelliculaires du Néofan du Petit-Rhône. Noter en-dessous la masse glissée WDF, les levées de l'ancien système chenal-levée (6) du Petit-Rhône et l'unité de Palamos qui forment le substratum du Néofan. (B) Pgch-41 illustrant les relations stratigraphiques entre les unités 4 et 5 du Néofan du Petit-Rhône.

L'unité 7 est adjacente à l'unité 6 et la recouvre dans sa partie amont. Elle s'étend depuis la latitude 42°05' N et jusqu'à 41°20' N, sur 85 km de long. Sa largeur varie entre 20 km au niveau de sa partie amont et 7 km seulement dans sa partie aval avec une épaisseur d'environ 15 m.

L'unité 8, qui recouvrent partiellement les unités 6 et 7, mesure 76 km de long et entre 25 km (zone amont) et 7 km de large (zone aval) pour une épaisseur maximale d'environ 15 m.

La partie aval des 3 unités (6, 7 et 8) est fortement contrainte à l'Ouest par les dépôts antérieurs des unités 2 et 3 et leur extension vers le Sud est limitée par les unités 4 et 5 (**Fig. IV.41**). L'empilement des 3 unités (6, 7 et 8), qui composent le Néofan moyen, montre un schéma de mise en place des dépo-centres par migration latérale de l'Ouest vers l'Est et rétrogradant.

Enfin, l'ensemble le plus superficiel (Néofan supérieur) est constitué de 3 unités (9, 10 et 11 par ordre chronologique de mise en place). Ces unités mesurent entre 40 km (9) et 25 km (10 et 11) de long, pour des largeurs de 15 km (9), 5 km (10) et 7 km (11). Elles sont très superficielles et ne mesurent qu'1 à 2 m d'épaisseur (partie aval de 9, unités 10 et 11). La localisation des 3 unités les plus récentes montre que leur construction s'est effectuée par migrations latérales de l'Ouest vers l'Est et par rétrogradation.

À l'exception des secteurs amont de ces unités, où les faciès de réflectivité sont parasités par les apports issus de la marge (lobe de Sète) et à l'exception de l'unité 1 qui n'affleure jamais, les unités sismiques se traduisent en imagerie par des zones de faible réflectivité (tons gris à blancs) bien identifiées sur l'imagerie EM300 (**Fig. IV.30-B**).

#### *IV.2.3.2.2. Interprétation des unités*

Parmi les 11 unités identifiées, certaines étaient déjà connues dans la zone amont, d'après les travaux de Bonnel *et al.* (2005). La comparaison de l'interprétation du profil Marion-91 de Bonnel *et al.* (**Fig. IV.45**) et de notre interprétation (**Fig. IV.42**) (localisé au même endroit que le profil Marion 91) montre que :

- L'unité 1 (qui inclut probablement aussi les parties amont des unités 2 à 5) est corrélée à la partie basale de la NCU (voir IV.1), qui était alors interprétée comme le lobe d'avulsion du Néochenal. Notre interprétation ne permet pas de confirmer ou d'infirmer l'interprétation

---

de Bonnel *et al.*, mais elle montre que la sédimentation pendant cette période initiale du Néofan est beaucoup plus complexe que supposée antérieurement. Elle est caractérisée en particulier par la mise en place d'unités lobées progradantes, qui s'étendent loin dans le bassin (115 km pour l'unité 5) et comblent progressivement l'espace disponible au toit du WDF (**Fig. IV.46**).

- Les parties amont des unités 6 et 7 correspondent à la partie supérieure de la NCU. Leur cartographie suggère qu'elles ont été déposées au débouché d'un paléo-Néochenal qui se terminait en amont de sa terminaison actuelle (avant le premier coude à angle droit) (**Fig. IV.46**). Cette observation suggère que le lobe NCU initialement interprété dans sa totalité comme un lobe d'avulsion, est constitué, au moins à sa partie sommitale, par des lobes terminaux.

- Les parties amont des unités 8 et 9 se corrèlent à la NTU de Bonnel *et al.* (2005), qui correspond au système chenal-levée du Néofan (**Fig. IV.42**). La cartographie de ces unités montre cependant des extensions vers le Sud et Sud-Ouest inconnues jusqu'alors, et sans association avec un système chenal-levées aggradant. Ces extensions sont interprétées comme des lobes terminaux au débouché du Néochenal dans une position proche de celle actuellement observée. Postérieurement, les unités 10 et 11 représenteraient les lobes terminaux les plus récents associés au Néochenal dans sa position actuelle (**Fig. IV.46**).

Les chenaux secondaires mis en évidence au débouché du Néochenal sont probablement liés ou contemporains de la construction des unités 10 et 11. Néanmoins, nous ne pouvons pas l'attester en raison du caractère purement érosif de ces chenaux. L'absence de dépôts de débordement à partir de ces chenaux ainsi que leur profonde incision dans les unités sous-jacentes empêche l'établissement d'une chronologie relative.

En résumé, à l'échelle du Néofan, la localisation des dépôts évolue dans une tendance générale progradante puis rétrogradante les plus anciennes unités étant situées les plus en aval, et les plus récentes à proximité de la position actuelle du débouché du Néochenal. Dans le détail, les unités migrent toujours vers l'Est, mais cette migration latérale s'accompagne d'une progradation du Néofan inférieur alors que le Néofan moyen et le Néofan supérieur rétrogradent. Lors de notre étude, nous ne disposons pas de données de carottages qui nous auraient permis de préciser le contenu lithologique des lobes du Néofan du Petit-Rhône. Depuis, lors de la mission RHOSOS menée dans le Golfe du Lion en septembre 2008, une carotte a été réalisée dans le lobe 4 (profil pgch-08 à la distance 28 km, **Fig. IV.43-B**). Les sédiments récupérés, en faible quantité, étaient sableux (Dennielou, Com. pers.).

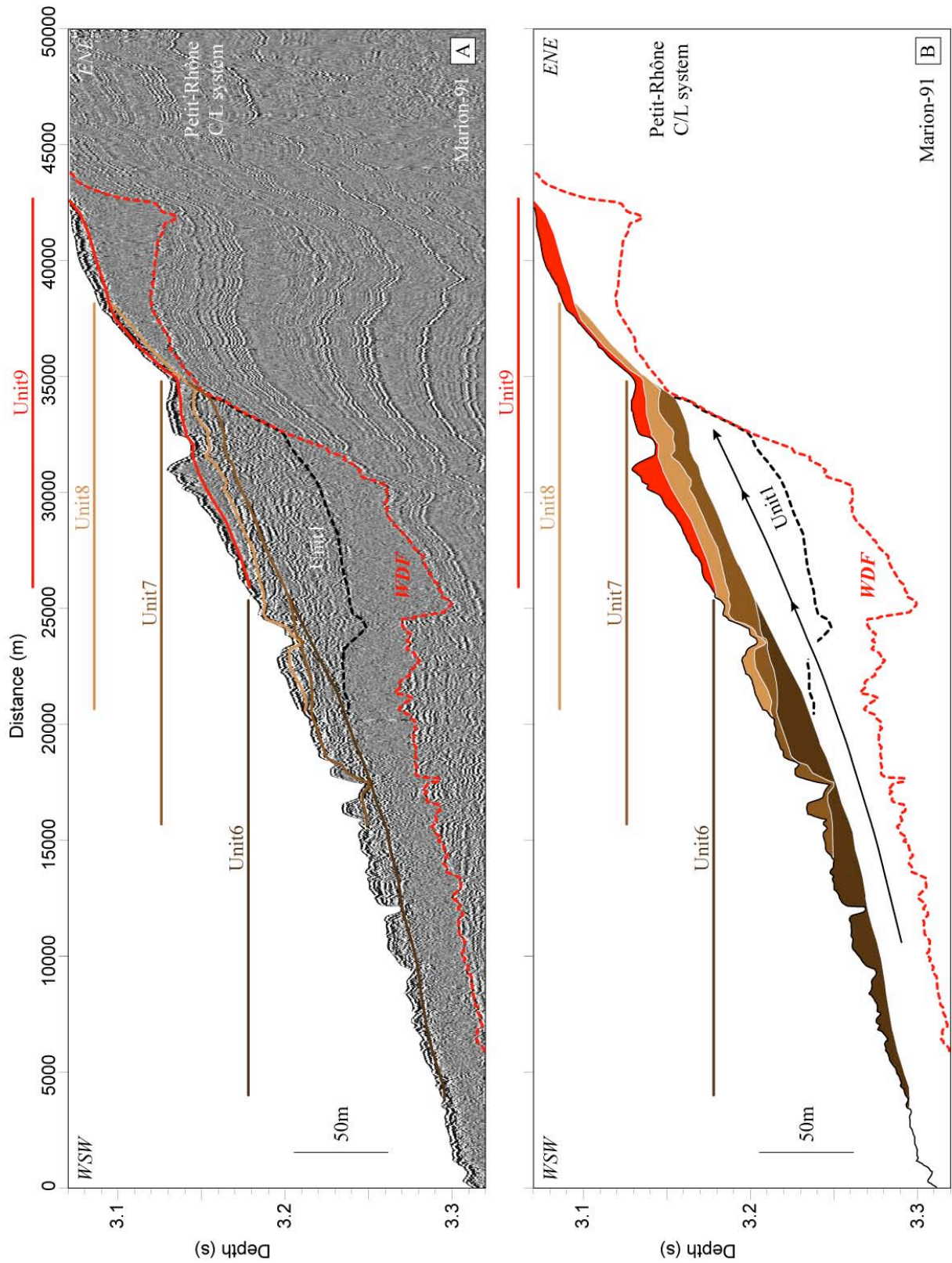


Fig. IV.42- Profil sismique monotrace Marion-91 et son interprétation illustrant les relations stratigraphiques entre les unités de l'ensemble moyen du Néofan (unités 6, 7 et 8) qui migrent de l'OSO vers l'ENE et sur lesquelles vient se construire l'unité 9 de l'ensemble supérieur.

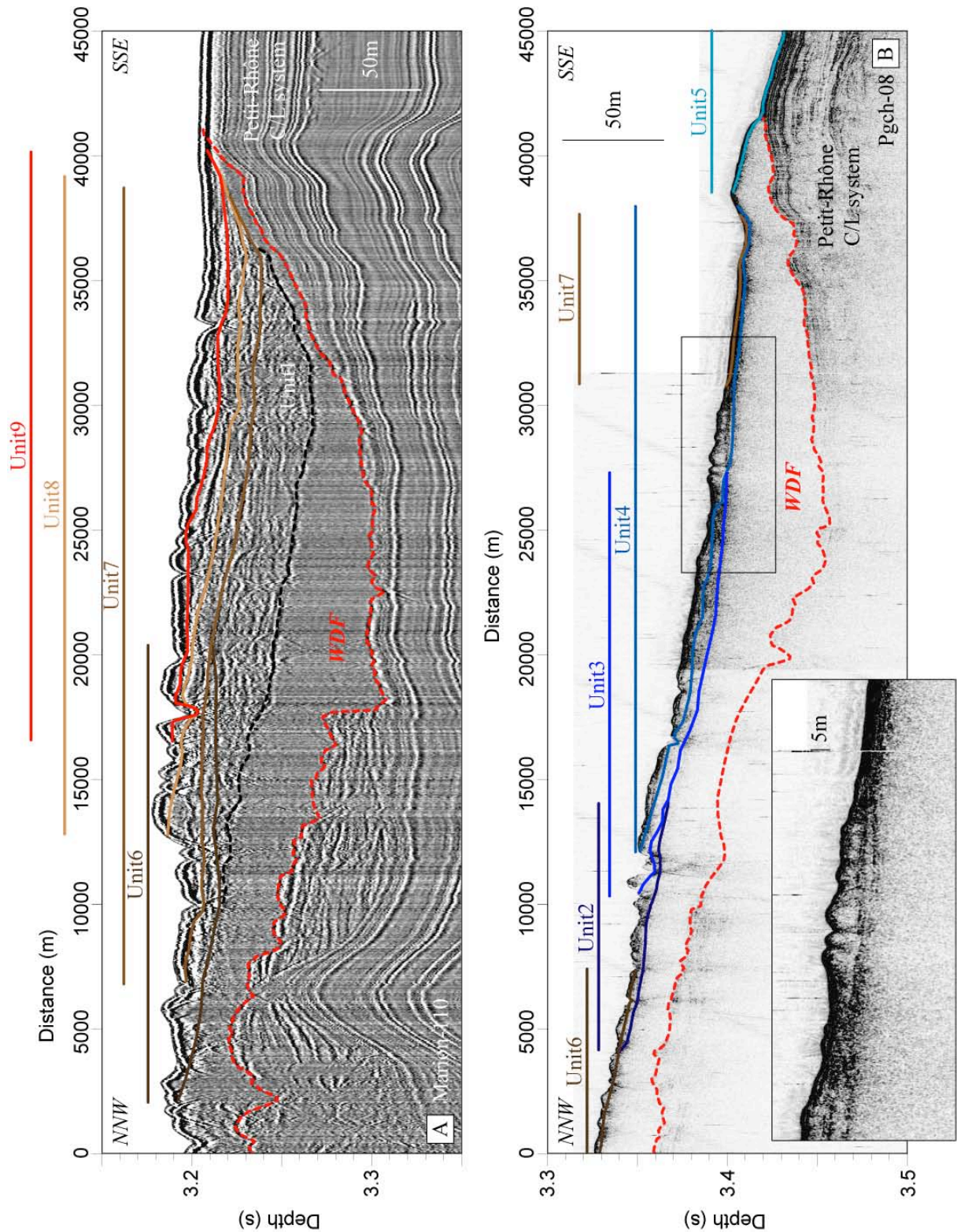


Fig. IV.43- (A) Profil sismique monotrace Marion-110 interprété au niveau de la zone amont du réceptacle du Néofan, montrant les relations entre les unités 6, 7, 8 et 9. Le WDF est identifié ainsi que l'unité 1. (B) Profil sismique chirp Pgch-08 interprété montrant les relations stratigraphiques entre les unités de l'ensemble inférieur (unités 2, 3, 4 et 5 qui migrent latéralement vers le SSE) et les unités de l'ensemble moyen (6 et 7).



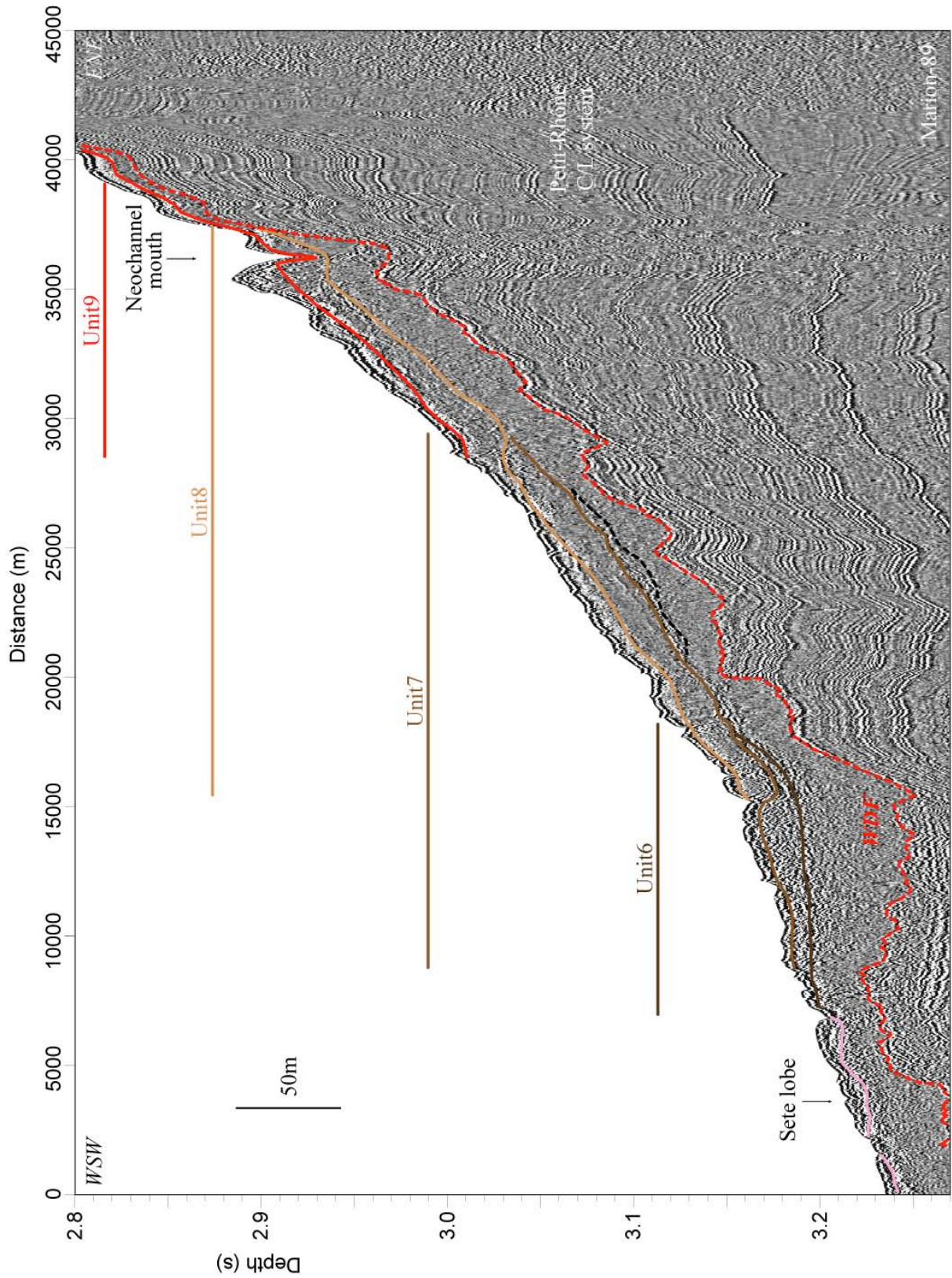


Fig. IV.44- Profil sismique montrace Marion-89 localisé au niveau de la zone amont du réceptacle du Néofan et montrant les relations entre les unités 6, 7, 8 et 9 du Néofan.

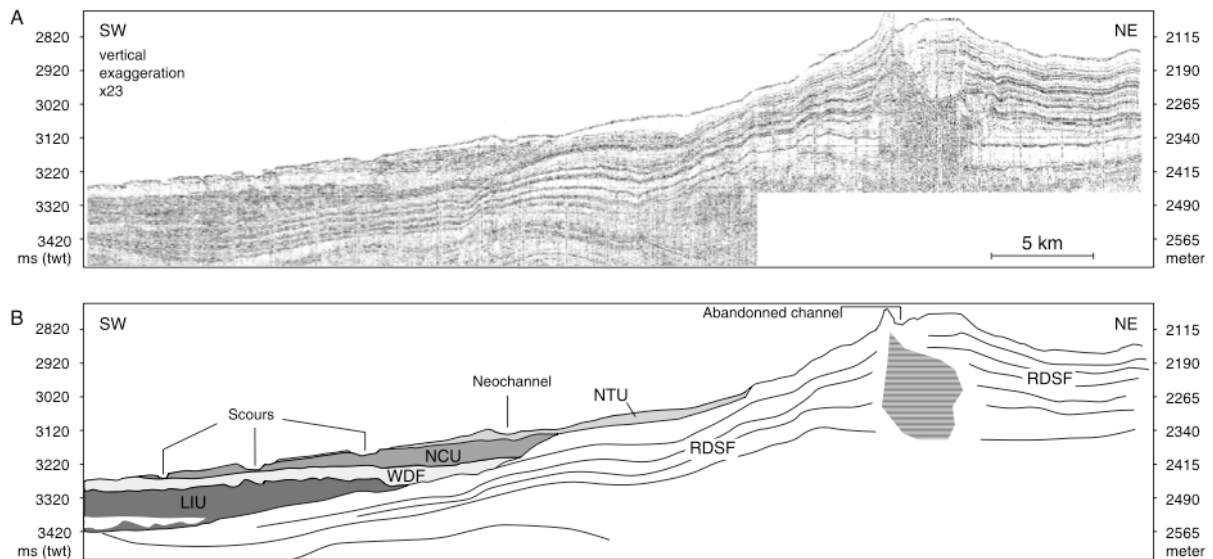


Fig. IV.45- Interprétation du profil Marion-91 proposée par Bonnel et al., (2005) identifiant les unités NTU et NCU du Néofan.

### Conclusions de l'étude sismique

1- Un des principaux objectifs de cette étude a été d'établir l'architecture sédimentaire et l'organisation stratigraphique à plusieurs échelles depuis la structure régionale du « contenant » jusqu'à la structure sédimentaire superficielle du Néofan du Petit-Rhône (le « contenu »). Le but était de tenter de contraindre l'impact de la morphologie préexistante sur la construction des lobes et sur leur lieu de mise en place en fonction des obstacles et de l'espace disponible créé par les dépôts antérieurs au Néofan. Le repérage des contraintes topographiques à une échelle régionale a permis de mettre en évidence l'impact des anciennes levées de l'éventail du Petit-Rhône, qui confinent le WDF le long de sa limite Est. La topographie au toit du WDF joue, elle aussi, un rôle sur l'extension et la localisation des dépôts du Néofan.

2- L'architecture du Néofan du Petit-Rhône est complexe avec au total 11 unités sismiques cartographiées et regroupées en 3 ensembles. À l'échelle du Néofan, la localisation des dépôts évolue dans une tendance générale rétrogradante, les plus anciennes unités étant situées les plus en aval, et les plus récentes à proximité de la position actuelle du débouché du Néochenal. Dans le détail, les unités migrent toujours vers l'Est, mais cette migration latérale s'accompagne soit d'une progradation (Néofan inférieur) soit d'une rétrogradation (le Néofan moyen et supérieur).

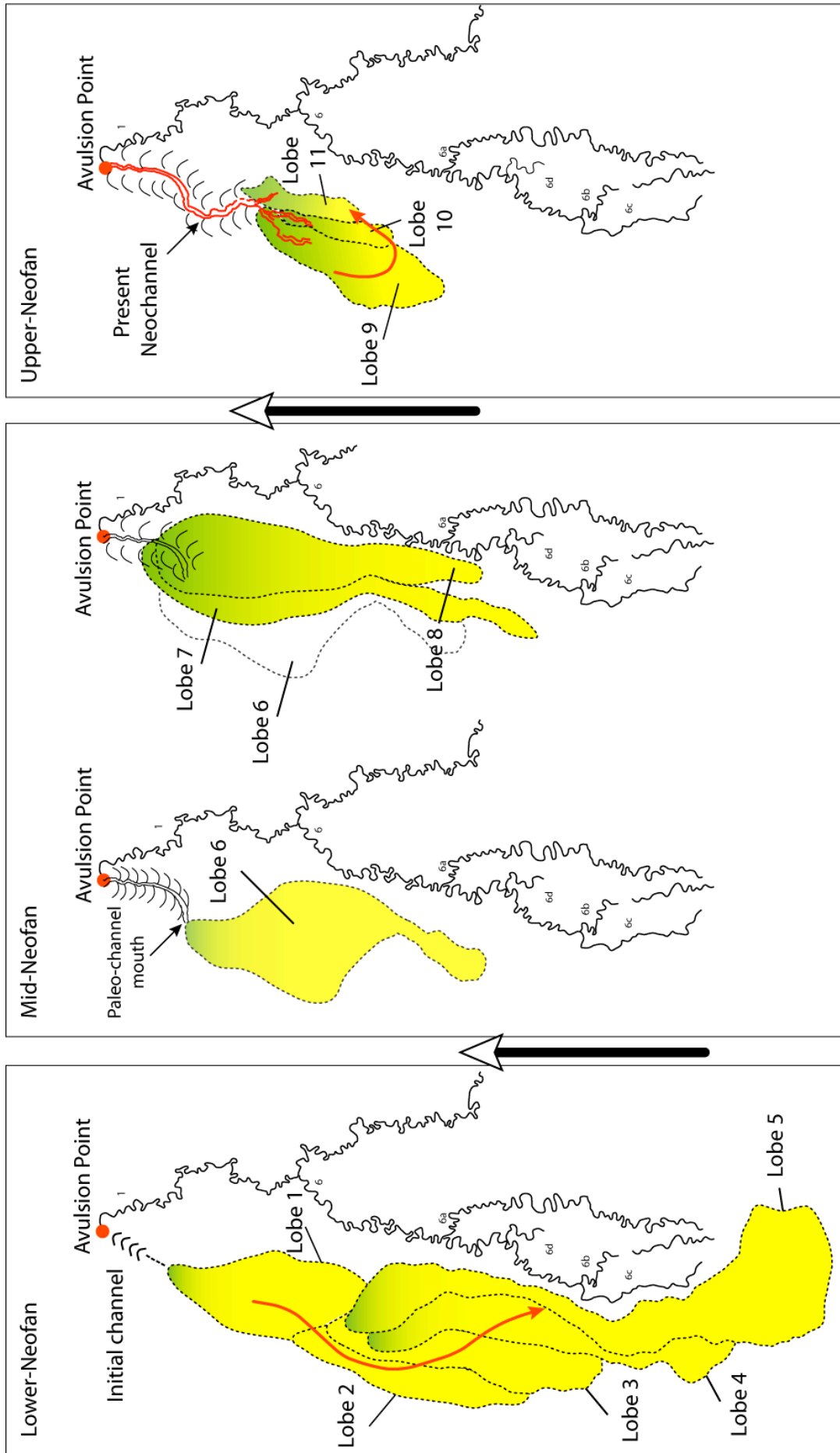


Fig. IV.46- Schémas illustrant le scénario de construction du Néofan du Petit-Rhône. Les flèches noires indiquent le mouvement de rétrogradation des dépôts observé au passage d'un ensemble à l'autre.

---

### IV.3- DISCUSSION

#### **IV.3.1. Un profil d'équilibre atteint pour le Néochenal ?**

Les chenaux turbiditiques modernes et matures affichent généralement un profil longitudinal (le long de l'axe du thalweg) relativement lisse et concave avec une décroissance progressive de la pente vers l'aval qui s'apparente à la forme des profils d'équilibre définis pour les fleuves. Il est donc tentant de vouloir appliquer aussi le concept de profil d'équilibre aux chenaux turbiditiques. Dans le cas des chenaux turbiditiques, à l'échelle de plusieurs milliers d'années, l'état d'équilibre d'un chenal est le résultat d'une balance entre l'érosion et le dépôt par les courants de turbidité. La pente d'un chenal en équilibre est, d'après Pirmez *et al.* (2000), celle qui permet le transport sédimentaire avec un minimum d'aggradation et d'érosion.

En domaine fluvial, la notion de profil d'équilibre est liée à la notion de niveau de base qui correspond en général au niveau de la mer. Comment peut-on définir un niveau de base en domaine sous-marin ? Pour ceux qui ont proposé l'extension de ce concept au domaine sous-marin, le niveau de base s'apparenterait au niveau de la terminaison du chenal en-dessous duquel les écoulements ne peuvent plus éroder. Ce niveau de base pour les chenaux turbiditiques ne serait pas fixe dans le temps (Kneller, 2003), car la terminaison d'un système évolue dans l'espace au cours du temps (par progradation, rétrogradation ou avulsion).

Même si le niveau de base d'un chenal varie en permanence en fonction du temps, en fonction des vitesses d'érosion et de la durée de fonctionnement d'un chenal et que le profil d'équilibre n'est probablement jamais atteint, le chenal tend vers cet état "idéal" d'équilibre par atténuation des ruptures de pente. Lorsque des perturbations, causées par exemple par des failles ou une avulsion, affectent le chenal, c'est son profil d'équilibre qui est modifié. Par exemple, l'avulsion d'un chenal initial vers un chenal fils perturbe localement le profil, par l'introduction d'un segment à plus forte pente le long du profil du thalweg (Pirmez *et al.*, 2000). Selon Pirmez *et al.* (2000), le réajustement d'un profil d'équilibre est assuré par des changements des taux d'érosion et d'accumulation des courants de turbidité. Ces taux d'érosion/dépôt dépendent de plusieurs facteurs : la décharge des courants de turbidité, les caractéristiques de la charge sédimentaire (comme la taille des grains) et les effets topographiques locaux (comme le degré de confinement latéral) qui eux-mêmes affectent la vitesse et la décharge des écoulements. Les systèmes tendent à lisser ces irrégularités

topographiques en un laps de temps très court (fonction de la fréquence des écoulements) et la rupture du profil longitudinal créée au point d'avulsion est effacée rapidement (Pirmez *et al.*, 2000). Le réajustement du profil après l'avulsion a lieu par érosion régressive (c'est-à-dire par recul du point de rupture de pente) et encaissement du chenal en amont du point d'avulsion (Pirmez *et al.*, 2000) et par dépôt en aval. Au fur et à mesure du recul du point de rupture de pente (knickpoint), le gradient de pente et avec lui le pouvoir érosif du courant diminuent. En effet, les segments pentus tendent à augmenter le taux d'érosion par l'accélération des courants de turbidité qu'ils provoquent alors que l'accumulation est dominante vers l'aval à mesure que la pente diminue.

Le profil bathymétrique du Néochenal, de la tête du canyon Petit-Rhône jusqu'au Néofan, montre une forme générale concave du fait de la décroissance progressive de la pente. Il est cependant marqué par 2 ruptures de pente majeures (cf. knickpoints, **Fig. IV.14, IV.20B**) l'une au point d'avulsion et l'autre quelques kilomètres en amont. Le Néochenal est donc en déséquilibre par rapport à un profil idéal théorique (concave et asymptotique).

Le Néochenal a eu une durée d'activité courte (2500 ans au maximum, **Tabl. IV.1**) en comparaison de la durée d'activité des chenaux de la partie sud de l'éventail du Petit-Rhône abandonnée. Malgré le manque de contraintes stratigraphiques précises, le début de mise en place du complexe supérieur de l'éventail du Petit-Rhône, qui inclut les chenaux 7 à 1 reconnus (**Fig. IV.47**), mais probablement beaucoup d'autres non connus, est estimé entre 200 et 500 ka (d'après Bellaïche *et al.*, 1989 in Droz *et al.*, 2006), ce qui est long en regard des 2500 ans du Néofan. Cette durée de fonctionnement du Néochenal est en revanche à peu près équivalente à celle du chenal Amazone.

Par ailleurs, le Néofan est un système chenal-levées-lobes dont la localisation est atypique en comparaison avec la position des autres lobes connus des systèmes (2) et (1) du Petit-Rhône abandonnés. Il s'est construit dans un contexte morphologique particulier, situé plus en amont par rapport à la zone d'épandage distale des systèmes de lobes plus anciens (**Fig. IV.47**). De plus, le Néochenal a également dû s'accommoder de pentes plus fortes en comparaison avec les pentes dans la zone des anciens lobes du Petit-Rhône ou de la terminaison du système Amazone. Dans un tel contexte physiographique de mise en place, sur des pentes relativement fortes (1-2° sur la levée, 0,20° dans le fond du réceptacle) et durant un temps limité (2500 ans), le système du Néofan n'a probablement pas fonctionné suffisamment longtemps pour ajuster son profil et tendre vers un état d'équilibre théorique.

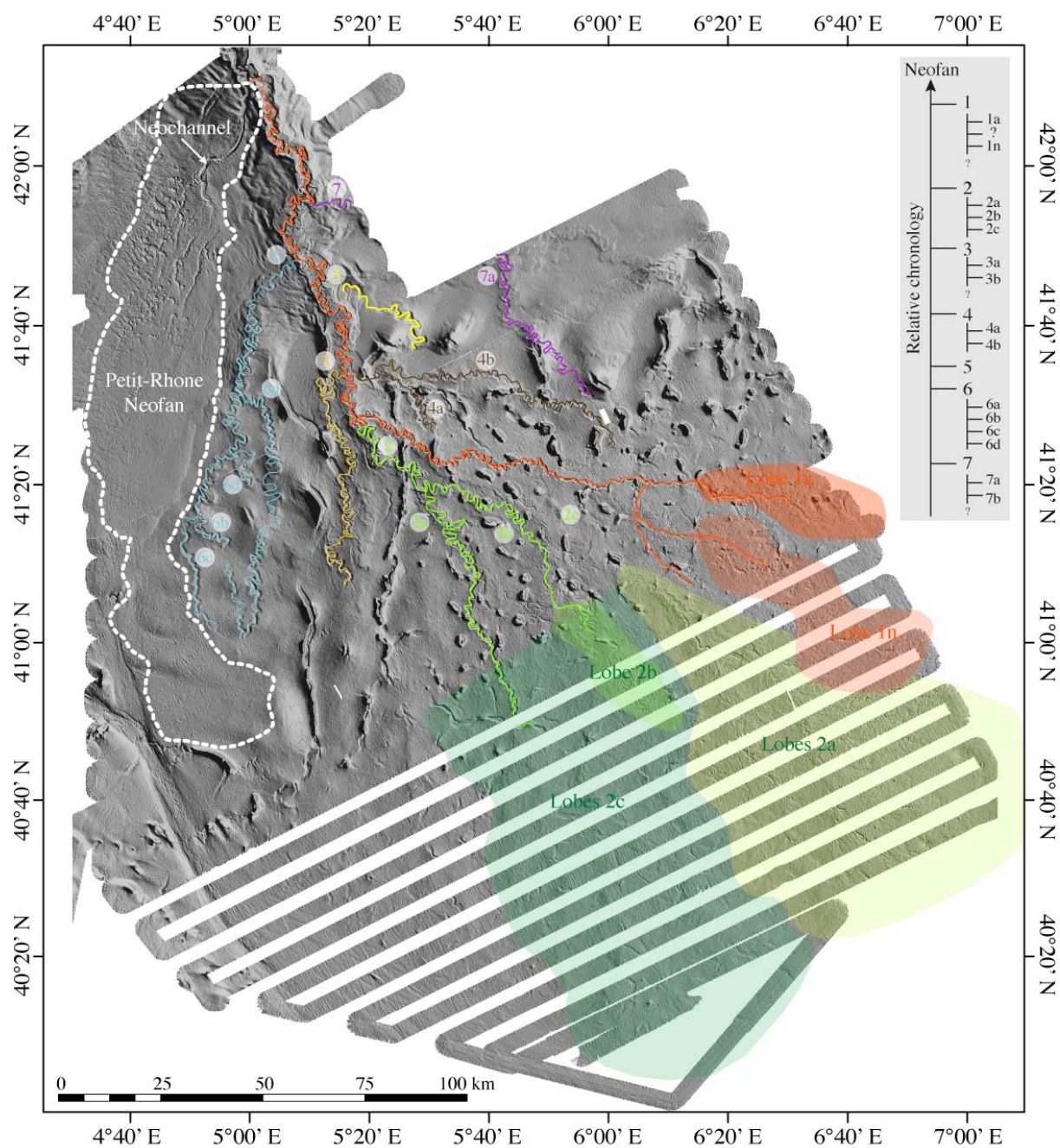


Fig. IV.47- Carte bathymétrique ombrée de l'éventail turbiditique du Petit-Rhône où sont cartographiés les systèmes chenaux-levées (7-1) du complexe supérieur, les lobes liés aux anciens systèmes (2) et (1) (d'après Gillet et al., 2006) ainsi que l'extension du Néofan du Petit-Rhône.

### **IV.3.2. Le scénario de construction du Néofan du Petit-Rhône : contrôles topographique et glacio-eustatique**

À l'échelle régionale, les dépôts du Néofan sont fortement contraints par 2 principaux édifices sédimentaires : la Ride sédimentaire pyrénéo-languedocienne au Nord-Ouest, et à l'Est, les reliefs importants créés par les anciens systèmes chenaux-levées de l'éventail du Petit-Rhône. Le Néofan est également encadré par les dépôts liés aux exutoires du réseau de canyons de Sète, de La Fonera et des vallées de Palamos et de Valence. Le réceptacle du Néofan forme donc un couloir étroit (40-50 km de large au maximum) mais très allongé (170 km).

La zone où s'est construit le Néofan se superpose à la masse glissée WDF, dont l'extension et la localisation ont elles-mêmes été contraintes par les édifices sédimentaires cités précédemment. La morphologie du toit de la masse glissée a pu être définie, permettant d'approcher la topographie des fonds lors de la construction du Néofan : des axes dépressionnaires N-S dans la zone amont, offrant de l'espace disponible, ont canalisé les premiers dépôts du Néofan (Néofan inférieur) dans la zone Ouest de la gouttière puis vers le Sud.

L'architecture du Néofan du Petit-Rhône est définie par 3 ensembles (Néofan inférieur, moyen et supérieur) constitués de l'empilement de plusieurs unités. Les unités correspondant aux dépôts de lobes les plus anciens (unités 1 à 5) se sont mises en place le plus vers l'aval. Par la suite, la position des lobes du Néofan moyen et du Néofan supérieur dans une zone plus en amont suggère que, malgré leurs faibles épaisseurs et leurs faibles reliefs sur le fond, les lobes anciens ont probablement agi comme des obstacles pour les dépôts ultérieurs qu'ils ont confiné en amont.

Dans cette zone du glaciaire du Golfe du Lion, caractérisée par de faibles pentes absolues (autour de 0.20-0.15°), d'importantes variations de pente (augmentation d'un facteur 3 à 8 et diminution d'un facteur 2,5 à 20) ont été mises en évidence à l'échelle locale. Les variations de pente, aussi faibles soient-elles, doivent être prises en considération car elles ont un impact sur la dynamique des écoulements gravitaires. Il est donc important de raisonner en terme de changement relatif de la pente et non en terme de pente absolue. Tout comme la morphologie préexistante (espace disponible, pente locale...) conditionne la localisation des dépôts, les changements relatifs de la pente (diminution ou augmentation) ont un impact significatif sur la chenalisation (arrêt ou reprise de l'incision).

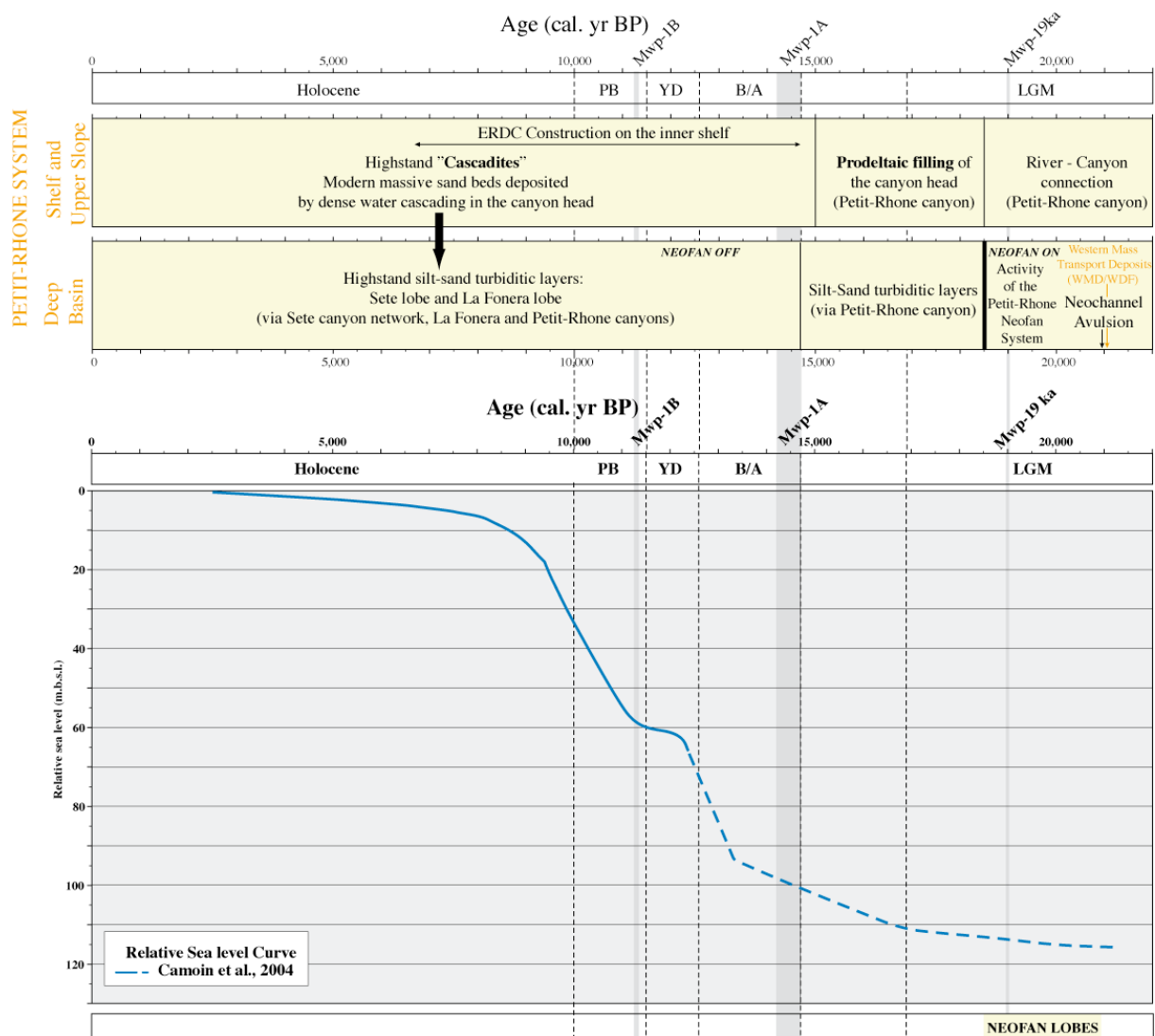


Fig. IV.48- Principaux événements opérant au niveau de la plateforme (d'après Jouet, 2007 ; Berné et al., 2007) et du bassin profond du Golfe du Lion (d'après Dennielou et al., 2009) et ayant participé à la construction du système du Néofan du Petit-Rhône lors des 20 000 dernières années. Les différents événements sont positionnés sur la courbe des variations du niveau marin de Camoin et al. (2004) et par rapport aux événements climatiques majeures intervenus pendant cette période (Bolling-Allerod (B/A), Younger Dryas (YD), Préboréal (PB) et Holocène, d'après Mangerud et al., 1974). Les principales pulsations du niveau de la mer sont également indiquées : Mwp-1A et mwp-1B (Fairbanks, 1989 ; Bard et al., 1996 ; Weaver et al., 2003).

Enfin, à l'échelle du Néofan dans son ensemble, la migration des dépo-centres s'inscrit dans un schéma général progradant puis rétrogradant. Cette tendance rétrogradante a deux explications possibles qui se combinent probablement :



- le principe de compensation et d'accommodation (Mutti and Sonnino, 1981) déjà évoqué plus haut, qui s'applique de l'échelle des unités à celle du Néofan dans son entier.

- la mise en place du Néofan entre 21 ka cal. BP et 18,5 ka cal. BP, c'est-à-dire durant la remontée post-glaciaire qui a suivi le dernier maximum glaciaire (**Fig. IV.48**). Comme sur la marge de l'Amazonie, la sédimentation dans le Néofan a enregistré la déconnexion progressive du Rhône et du bassin profond. La rétrogradation des dépocentres, particulièrement celle qui marque les unités 9 à 10 les plus récentes, pourrait refléter la diminution progressive des apports à l'éventail puis l'abandon du Néofan, en réponse à cette déconnexion.

### **IV.3.3. Le Néofan du Petit-Rhône : un bel exemple de transition chenal-levées/lobe**

Le Néofan du Petit-Rhône est caractérisé par la présence d'une importante chenalisation, bien visible dans la bathymétrie, qui se manifeste sous la forme d'un chenal principal d'alimentation, le Néochenal (45 km de long depuis le point d'avulsion jusqu'à sa disparition topographique), auquel s'ajoute une chenalisation secondaire, sous forme de multiples chenaux courts et incisés mais qui ne sont pas connectés au Néochenal.

Les figures d'érosion (cuvettes d'érosion, escarpements) sont nombreuses dans la zone du Néofan et sont similaires aux observations faites dans d'autres systèmes (Normark *et al.*, 1979 ; Wynn *et al.*, 2002), où elles ont été interprétées comme étant des marqueurs de la zone de transition chenal-levées/lobe. La forte densité des cuvettes d'érosion et des escarpements au niveau du Néofan du Petit-Rhône constitue une des particularités morphologiques de la zone, de même que l'état de fraîcheur de ces figures érosives. Ces caractéristiques (densité et état de fraîcheur) conduisent à s'interroger sur l'origine de ces figures érosives ainsi que sur leur âge. Plusieurs éléments permettent de proposer des hypothèses quant à leur formation.

La répartition des figures érosives suggère que ces marqueurs n'appartiennent pas à une seule et même génération et que l'érosion a opéré en plusieurs phases successives à partir d'exutoires qui ont migré au cours du temps.

Les figures érosives observées dans la zone montrent 2 orientations principales. La majorité d'entre elles est orientée NO-SE (direction des escarpements) et correspondent à des écoulements gravitaires qui auraient suivi une direction NE-SO. Cette direction des écoulements permet d'interpréter une partie de ces figures érosives comme étant liées à une probable paléo-terminaison du Néochenal située au niveau du premier coude à angle droit, avant que le Néochenal n'ait progradé vers le Sud. L'existence d'une telle paléo-terminaison

---

du Néochenal a également été suggérée par la localisation de l'unité 6, qui a été interprétée comme étant un lobe terminal situé au débouché de cette paléo-terminaison (**Fig. IV.46**).

Par la suite, le chenal à progradé vers le Sud-Sud-Est et la construction de l'ensemble supérieur du Néofan correspond à la période où le Néochenal était dans sa configuration actuelle. Les chenaux secondaires mis en évidence au débouché du Néochenal sont aussi probablement contemporains de la construction des lobes les plus récents. Le deuxième ensemble de figures érosives montre des orientations assez constantes E-O (direction des escarpements) et sont surtout localisées au Sud de la terminaison actuelle du Néochenal ou des chenaux secondaires Ch4, Ch5 et Ch6. Ce deuxième ensemble suggère une deuxième génération liée à des écoulements en provenance du Nord, c'est-à-dire sortant de la terminaison actuelle du Néochenal.

Suite à la progradation du Néochenal, sa terminaison a progressivement migré vers le Sud-Est. Le fond marin a enregistré la migration progressive des terminaisons successives du Néochenal et des figures d'érosion associées, qui s'est matérialisée par plusieurs générations de cuvettes d'érosion.

Aux nombreuses cuvettes d'érosion NO-SE, interprétées comme étant contemporaines d'une ancienne terminaison du Néochenal, pourraient se superposer des cuvettes d'une génération probablement plus récente. Aucun critère morphologique ne permet de les distinguer des cuvettes plus anciennes de même orientation, et c'est seulement leur localisation privilégiée à l'extérieur du deuxième méandre qui permet d'évoquer l'hypothèse de débordements récents alors que le Néochenal était déjà dans sa configuration actuelle. Ainsi ces cuvettes ne se seraient pas mises en place en contexte de paléo-terminaison de chenal, mais seraient liées aux débordements répétés de la partie supérieure concentrée en éléments fins (*overspill/flowstripping*) des courants de turbidité au niveau du méandre ou de portions de chenal plus en amont. Il est très probable que les cuvettes d'érosion situées en position externe de ce méandre et dans son prolongement soient créées par des processus de débordements récurrents, similaires aux cuvettes d'érosion géantes observées au niveau du méandre Shepard de la vallée sous-marine de l'éventail du Monterey (Fildani *et al.*, 2006). De même, le petit réseau de chenaux secondaires (Ch1-Ch1b-Ch2) résulte probablement de débordements répétés d'écoulements gravitaires s'échappant du Néochenal dans la courbure externe d'un méandre et se serait formé par amalgamation de scours suivant le scénario décrit au niveau du méandre Shepard (Fildani *et al.*, 2006).

Les carottes prélevées dans la zone ont mis en évidence l'absence de remplissage pélagique ou hémipélagique de certaines cuvettes d'érosion (Dennielou *et al.*, 2009). L'entretien de ces structures érosives ne peut être lié à l'activité du Néochenal qui a cessé toute activité même sporadique il y a 15 ka cal. BP. Il est en revanche très possible que les phénomènes de plongées d'eaux denses (*Cascading events* d'après Canals *et al.*, 2006, Gaudin *et al.*, 2006) au niveau du réseau de canyons Sète puissent avoir entretenu l'état de "fraîcheur" des cuvettes d'érosion. Il faut également envisager qu'une partie des figures érosives, situées dans le prolongement de l'exutoire de Sète, soit liée aux événements gravitaires post-fonctionnement du Néofan (via l'exutoire du réseau de canyons de Sète) qui sont à l'origine des dépôts sableux superficiels les plus récents dans la zone du Néofan.

#### **IV.3.4. Conclusions**

Le Néofan du Petit-Rhône est un système chenel-levées-lobes jeune, dont la durée de fonctionnement de 2300-2500 ans ne lui a pas permis d'atteindre des conditions d'équilibre.

À l'échelle régionale, les dépôts du Néofan sont fortement contraints par 2 principaux édifices sédimentaires : la Ride sédimentaire pyrénéo-languedocienne au Nord-Ouest, et à l'Est, les reliefs importants créés par les anciens systèmes chenaux-levées de l'éventail du Petit-Rhône ainsi que par la topographie du toit de la masse glissée WDF sous-jacente. Le réceptacle du Néofan forme donc un couloir étroit (40-50 km de large au maximum) mais très allongé (170 km). Ce contexte de mise en place est très différent de celui des lobes des systèmes anciens qui semblent avoir bénéficié d'une zone plus libre et plus large où les seules contraintes topographiques exprimées sont les diapirs de sel (**Fig. IV.47**). De plus, les dépôts situés à la terminaison du Néochenal se situent en position plus proximale du canyon du Petit-Rhône (200 km) par rapport aux lobes des plus anciens (à 250-300 km du canyon). Le Néofan est donc localisé dans une position atypique et dans un contexte morphologique particulier, très différent de la zone terminale (lower fan) qui caractérise généralement les éventails turbiditiques.

Les variations de réflectivité au niveau de la zone du Néofan du Petit-Rhône et aux alentours ont permis d'identifier une zone de très faible réflectivité, probable signature du lobe de Sète et une zone en forme de langue allongée caractérisant le Néofan. Celle-ci est constituée de plusieurs unités de forme allongée plus ou moins lobée caractérisées par de faibles réflectivités. La plupart des unités distinguées par leur faible réflectivité ont également été reconnues en sismique.

---

L'architecture du Néofan du Petit-Rhône est ainsi caractérisée par l'empilement décalé de 11 unités sismiques qui ont été regroupées en 3 ensembles. La localisation des dépôts évolue selon une tendance générale progradante puis rétrogradante, les plus anciennes unités étant situées les plus en aval et les plus récentes à proximité de la position actuelle du débouché du Néochenal. À l'échelle d'un ensemble du Néofan, les unités lobées qui les composent s'empilent par migration latérale et progradation ou rétrogradation, et suivent le principe de compensation et d'accommodation, en comblant progressivement l'espace laissé disponible dans la gouttière par les dépôts antérieurs. La rétrogradation finale mise en évidence dans le Néofan supérieur pourrait résulter de la combinaison de deux phénomènes simultanés : le processus de compensation et la déconnexion post-glaciaire du fleuve et du bassin.

Le Néofan du Petit-Rhône est également caractérisé par la présence d'une importante chenalisation, qui se manifeste sous la forme d'un chenal principal d'alimentation, le Néochenal (45 km de long depuis le point d'avulsion jusqu'à sa disparition topographique), auquel s'ajoute en aval une chenalisation secondaire déconnectée, sous forme de multiples chenaux courts et incisés dont certains ont été formés par la coalescence de cuvettes d'érosion qui sont très fréquentes dans la zone. Suite à la progradation du Néochenal au cours de l'édification du Néofan, sa terminaison a progressivement migré vers l'aval. Les indices de ces migrations sont l'existence de plusieurs générations de cuvettes d'érosion dont la localisation a évolué au cours du temps ainsi que la localisation des unités récentes du Néofan.





**CHAPITRE V-**  
**SYNTHESE ET DISCUSSION**

---





Les 2 sites étudiés ont permis de caractériser l'objet « lobe » dans des contextes tectoniques et environnementaux différents. Les différences d'organisation des dépôts, en réponse à ces contextes de sédimentation différents, ont permis de souligner l'influence des multiples paramètres qu'il convient de prendre en compte si l'on veut comprendre la mise en place et l'évolution des dépôts dans un bassin.

Parmi les nombreux forçages qui influent sur la construction des lobes, et malgré des contextes physiographiques différents (terminaison de chenal à une distance plus ou moins éloignée de la source), le confinement est un facteur de contrôle déterminant pour les 2 sites d'étude et s'observe de l'échelle régionale (physiographie du réceptacle) à l'échelle locale (échelle du lobe).

Les paramètres globaux (variations eustatiques, climat), par leur activité dans les zones amont des systèmes sédimentaires (source, plateau, haut de pente), doivent également être pris en considération dans le contrôle de la construction des systèmes turbiditiques et des lobes, surtout lorsqu'il s'agit de systèmes fonctionnant en "on/off", c'est-à-dire déconnectés de leur source, et donc inactifs, en période de haut niveau marin, comme c'est le cas des éventails de l'Amazone et du Petit-Rhône. Les systèmes chenaux-levées-lobes de ces deux éventails ont en effet enregistré la déconnexion progressive des systèmes lors de la remontée post-glaciaire du niveau marin.

La prise en compte de l'ensemble de ces facteurs, ainsi que des caractéristiques des lobes, nous a amenés à proposer un modèle de fonctionnement des lobes terminaux des édifices fonctionnant en "on/off".

## **V.1- MODELES DE FONCTIONNEMENT DES LOBES DE L'AMAZONE ET DU NEOFAN**

Cette partie permet de rappeler et synthétiser les principales caractéristiques des lobes étudiés en termes de morphologie, d'architecture interne, de contenu lithologique, de dimensions et de timing de construction. Ces caractéristiques sont détaillées dans le tableau V.1.

### **V.1.1. Vers un modèle type Amazone (Tableau V.1 et Fig. V.1)**

Les lobes récents de l'Amazone sont situés à la terminaison du système, en position très distale par rapport aux apports (1100 km de la tête de canyon), dans la plaine abyssale de Demerara. Ce large bassin est peu tectonisé, mais est parsemé de monts volcaniques, de 90 à

---

850 m de relief, qui constituent des obstacles locaux pour les épandages distaux. Le sommet de ces reliefs est resté hors de la zone d'influence des écoulements qui ont parcouru la zone et construit les lobes.

Les 8 derniers systèmes chenaux-levées actifs (Brown, 1F, 1E, 1D, 1C, 1B, 1A et Amazone) mis en place dans la zone étudiée, comptent entre 1 et 5 lobes (17 lobes au total), qui se caractérisent par un faciès acoustique de réflectivité faible à moyenne (tons clairs) associé à des éléments de plus forte réflectivité (tons foncés) en forme de croissant ou de nervures de feuille, qui correspondraient à des chenaux d'alimentation peu profonds (3 à 5 m de profondeur) plus ou moins pérennes.

Selon leur forme, les lobes appartiennent à deux grandes catégories (lobes allongés et étroits et lobes étalés) qui témoignent du degré de confinement qui a prévalu lors de leur mise en place. Leurs épaisseurs estimées sont comprises entre 10 et 25 m. L'architecture interne de certains lobes (A1 et A3) montre plusieurs sous-unités empilées dont l'organisation spatiale définit une structure rétrogradante. Par manque de données idéalement positionnées, il n'a pas pu être démontré que cette organisation en sous-unités rétrogradantes, est généralisable à l'ensemble des lobes.

Les lobes de l'Amazone sont caractérisés par des teneurs en sable importantes (atteignant 50 à 80% des sédiments prélevés), au niveau du corps des lobes A1, A3 et 1D, sous la forme de séquences de sables massifs « propres » très fins à fins (d'épaisseur moyenne métrique) ou très riches en débris végétaux (d'épaisseur moyenne pluridécimétrique). Malgré le manque de prélèvements dans d'autres lobes, la similitude des faciès de réflectivité de l'ensemble des lobes reconnus suggèrent qu'ils ont tous, comme A1 et A3, un contenu sableux important. Ces caractéristiques ont permis de proposer que les processus en jeu dans la construction des lobes terminaux de l'Amazone résultent du dépôt d'écoulements très riches en sables, denses, peu épais avec une partie basale laminaire majoritaire et une partie sommitale turbulente. Ce type d'écoulements favorise un transport longue durée et longue distance des écoulements tout en maintenant un transport efficace des sables jusqu'à la terminaison des chenaux.

Les contraintes stratigraphiques ont permis de déterminer que les 8 systèmes considérés se sont mis en place en 9300 ans, de 19700 ans cal. BP à 10389 ans cal. BP, c'est-à-dire en période de remontée du niveau marin qui a suivi le dernier maximum glaciaire. Elles ont aussi montré que les deux derniers lobes du système Amazone (A2 et A3) à eux seuls ont fonctionné sur une durée cumulée d'environ 3000 ans. Ces résultats soulignent que la durée d'activité des systèmes chenaux-levées est très variable pour un même éventail.

Eventail turbiditique	Contexte géographique	Superficie Longueur du système	Fonctionnement on/off	Caractéristiques du fleuve : Débit moyen + charge solide transportée	Largeur de la plateforme	Distance Canyon - Lobes	Profondeurs de mise en place des lobes	Types de lobes	Dimensions Longueur (km) Epaisseur (m)	Facès de réflectivité acoustique
<b>Amazonie</b>	Océan Atlantique Equatorial Plaine abyssale de Demerara	330 000 km <sup>2</sup> L=1100 km	Inactif en haut niveau marin	130 000 m <sup>3</sup> /s 9.10 <sup>10</sup> kg/an	330 km	1100 km	4100-4700 m	Lobes allongés et étroits Lobes étalés	lobes allongés: L=20->80 km, l=6-20 km lobes étalés: L=30-60 km, l=18-25 km E=10-25 m	corps du lobe de faible réflectivité associé à des éléments de forte réflectivité en forme de nervure de feuilles ou de croissant (chenaux)
<b>Petit-Rhône dont Néofan</b>	Méditerranée occidentale Glacis du Golfe du Lion Bordure Nord du Bassin des Baléares	L=300 km l=200 km	Inactif en haut niveau marin	1700 m <sup>3</sup> /s 1.10 <sup>10</sup> kg/an	70 km	200 km	2600 m	11 unités identifiées regroupées en 3 ensembles (Néofan inférieur, moyen, supérieur)	Lobes du Néofan inférieur: 45<L<115 km, 10<l<35 km, E=2-10 m Lobes du Néofan moyen: L=70-85 km, l=7-25 km, E=15 m Lobes du Néofan supérieur: L=25 km, l=5-15 km, E=2 m	Corps des lobes dominés par des faciès acoustiques de faible réflectivité, système de petits chenaux distributeurs d'alimentation d'un lobe (30-50m de large) caractérisé par de forte réflectivité.
<b>Zaire</b>	Zone méridionale du Golfe de Guinée Marge continentale passive mature (Congo-Angola)	330 000 km <sup>2</sup> L=900 km	Fonctionnement actuel en haut niveau marin Connexion permanente entre l'estuaire du fleuve et la tête du canyon	42 800 m <sup>3</sup> /s 5.5.10 <sup>10</sup> kg/an	70 km	1000 km	+ de 5000 m	5 lobe terminaux progradants vers l'aval	Système de lobes du Zaire: L=100 km, l=40 km E=50 m max. S= 300 km <sup>2</sup> Dimensions d'un lobe: 40<l<20 km 40<l<10 km E=5-10 <sup>max</sup> m	Corps des lobes: forte réflectivité Franges des lobes: réflectivité moyenne Chenaux distributeurs: faible réflectivité

Tabl. V.1- Tableau récapitulatif des principales caractéristiques des systèmes turbiditiques de l'Amazonie, du Néofan du Petit-Rhône et du Zaire ainsi que les spécificités majeures de leurs lobes terminaux.

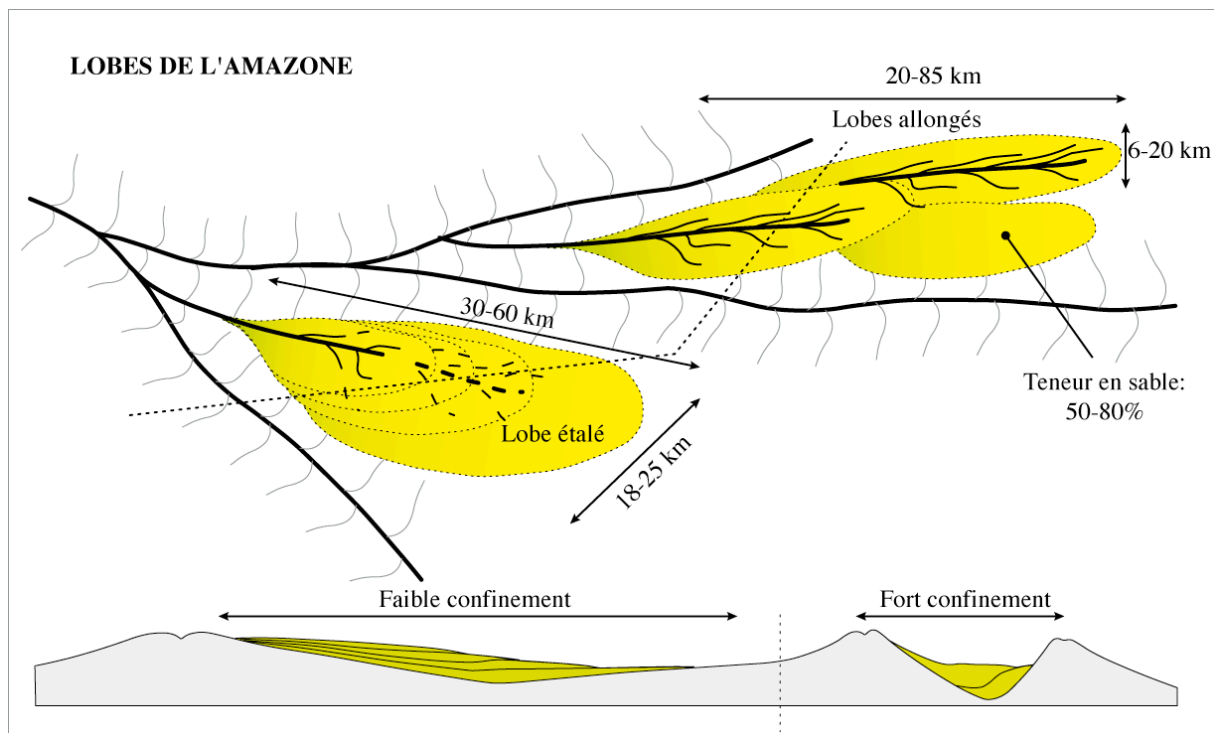


Fig. V.1- Modèle de fonctionnement des lobes terminaux de l'Amazonie.

### **V.1.2. Vers un modèle type Néofan du Petit-Rhône (Tableau V.1 et Fig. V.2)**

Le Néofan du Petit-Rhône est un système chenal-levées-lobes jeune, dont la durée de fonctionnement de 2300-2500 ans n'a probablement pas permis au Néochenal d'atteindre des conditions d'équilibre avant son abandon.

À l'échelle régionale, le réceptacle du Néofan forme un couloir étroit (40-50 km de large au maximum) mais très allongé (170 km), où les dépôts sont fortement contraints par 2 principaux édifices sédimentaires : la Ride sédimentaire pyrénéo-languedocienne au Nord-Ouest, et à l'Est, les reliefs importants créés par les anciens systèmes chenaux-levées de l'éventail du Petit-Rhône ainsi que par la topographie du toit de la masse glissée WDF sous-jacente.

L'architecture du Néofan est complexe avec au total 11 unités sismiques cartographiées et regroupées en 3 ensembles (Néofan inférieur, moyen et supérieur). Les dimensions des unités identifiées varient entre 25 km et 115 km de long et entre 5 km et 35 km de large.

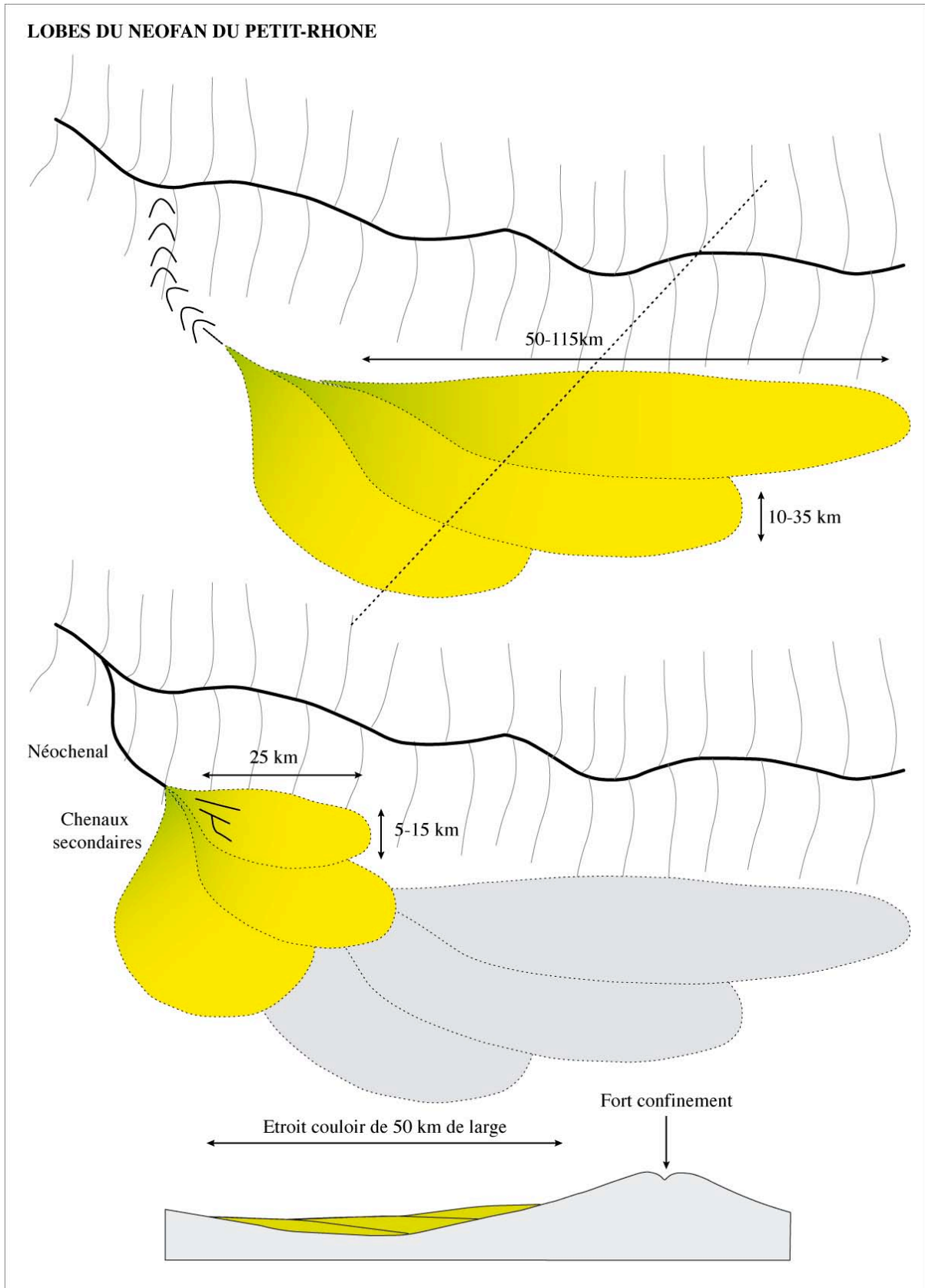


Fig. V.2- Modèle de fonctionnement des lobes du Néofan du Petit-Rhône.

---

L'épaisseur des lobes est comprise entre 10 et 15 m en moyenne avec des valeurs extrêmes de 45 m pour l'unité 1 et de quelques mètres pour les lobes les plus superficiels (9-10-11).

La localisation des dépôts évolue dans une tendance générale rétrogradante, les plus anciennes unités étant situées les plus en aval, et les plus récentes à proximité de la position actuelle du débouché du Néochenal. La signature acoustique des lobes les plus récents et ceux qui affleurent correspond à des zones de faible réflectivité.

Le Néofan du Petit-Rhône est également caractérisé par la présence d'une importante chenalisation, qui se manifeste sous la forme d'un chenal principal d'alimentation, le Néochenal (45 km de long depuis le point d'avulsion jusqu'à sa disparition topographique), auquel s'ajoute en aval une chenalisation secondaire, sous forme de multiples chenaux courts et incisés. Suite à la progradation du Néochenal au cours de l'édification du Néofan, sa terminaison a progressivement migré, alimentant plusieurs ensembles de lobes au fur et à mesure de sa progradation. Plusieurs générations de cuvettes d'érosion dont la localisation a évolué au cours du temps ont enregistré la position d'une paléo-terminaison du chenal avant qu'il ne rejoigne sa position actuelle.

### **V.1.3. Comparaison du fonctionnement des systèmes Amazone et Néofan**

Dans notre étude, l'objet « lobe » a non seulement été caractérisé dans des contextes différents, mais également avec des degrés de résolution différents en fonction des données disponibles. Les systèmes turbiditiques de l'Amazone et du Néofan du Petit-Rhône sont deux systèmes fonctionnant en « on-off » en lien avec les variations relatives du niveau marin. Bien que leurs lobes soient situés à la terminaison des systèmes chenaux-levées, il faut noter la différence importante de distance depuis la tête du canyon jusqu'aux lobes entre le système Amazone (1100 km) et le Néofan (200 km) qui apparaît ainsi en position atypique, en zone plus proximale que la majorité des lobes terminaux d'éventail turbiditique. Il est également important de souligner la différence de maturité entre ces deux systèmes, le Néofan correspondant à un système chenal-levées-lobes juvénile qui a fonctionné pendant moins de 2500 ans.

### V.1.3.1. Impact du confinement

En contexte de terminaison d'éventail turbiditique, à plusieurs centaines de kilomètres de la côte, au niveau de la plaine abyssale de Demerara (pour l'éventail de l'Amazone) ou sur le glacis du Golfe du Lion (pour le Néofan du Petit-Rhône), ce type de marge passive correspond à un environnement peu ou pas tectonisé et faiblement confiné. En effet, les pentes moyennes régionales sont très faibles ( $\sim 0,10-0,20^\circ$ ) et il n'est pas immédiat de pouvoir mesurer l'impact du degré de confinement régional sur la mise en place des dépôts.

Cependant, bien que situées à plusieurs centaines de kilomètres de la côte, les zones de mise en place des lobes terminaux récents de l'Amazone et du Néofan du Petit-Rhône ne se situent pas sur des zones vierges, mais sur des zones qui ont déjà une histoire liée aux phases antérieures d'activité des systèmes telles que d'anciens systèmes chenaux-levées, d'anciens lobes ou d'autres édifices sédimentaires. Le Néofan du Petit-Rhône est ainsi localisé dans un couloir étroit de 50 km de large environ bordé à l'Ouest, par la Ride sédimentaire pyrénéo-languedocienne et à l'Est par l'éventail du Petit-Rhône. La morphologie du réceptacle des lobes du Néofan est conditionnée par la topographie au toit de la masse glissée WDF (mise en place juste avant l'avulsion du Néochenal) et par les dépôts associés aux anciennes levées de l'éventail du Petit-Rhône. La zone d'épandage distale récente de l'Amazone couvre quant à elle une zone relativement étroite ( $\sim 100$  km de large), en raison des contraintes topographiques imposées par les dépôts antérieurs (potentiellement la prolongation des systèmes Blue, Orange ou Purple) et les reliefs volcaniques. À l'échelle du bassin, les lobes du Néofan semblent être construits dans une zone plus confinée par rapport à la zone d'épandage distale récente de l'Amazone.

À une échelle plus locale, la migration de la zone de dépôt des lobes est régie par le principe d'accommodation et de compensation (sensu Mutti and Sonnino, 1981). Dans le cas de l'Amazone, l'enchevêtrement des systèmes chenaux-levées et des lobes conduit à un motif de lobe qui peut être confiné latéralement par les dépôts d'un ancien système chenal-levées ou d'un ancien lobe, pouvant expliquer les formes plus ou moins allongées des lobes (types de lobes allongés ou étalés). Les creux bathymétriques, existant entre les reliefs créés par les levées et les lobes environnants, forment des sites de dépôts préférentiels pour la mise en place des futurs lobes. En effet, les anciens systèmes chenaux-levées ou les anciens lobes forment des hauts bathymétriques de plusieurs mètres de relief seulement. Malgré ces faibles reliefs, ces hauts topographiques constituent des obstacles suffisants pour dévier les

écoulements gravitaires ou en modifier les caractéristiques physiques et ainsi contrôler la localisation des lobes.

Dans le cas du Néofan, la localisation des dépôts évolue dans une tendance générale rétrogradante, les plus anciennes unités étant situées les plus en aval, et les plus récentes à proximité de la position actuelle du débouché du Néochenal. Dans le détail, les unités migrent toujours vers l'Est, l'unité antérieure formant un obstacle à l'Ouest, mais cette migration latérale s'accompagne d'une progradation du Néofan inférieur alors que le Néofan moyen et le Néofan supérieur rétrogradent. Le mécanisme d'évitement de lobe a été observé dans chaque cas d'étude : Amazone (lobes A1-A2), Néofan (lobes des ensembles inférieur, moyen et supérieur).

Enfin, à l'échelle d'un lobe, sa forme et son architecture interne fournissent également des preuves d'un contrôle topographique lié à la morphologie et à la taille de la dépression située à la terminaison du chenal. L'architecture interne des lobes en empilement de plusieurs sous-unités qui migrent latéralement, aggradent ou rétrogradent (**Fig. V.3**) est fonction de l'espace initial disponible, lui-même lié à l'histoire sédimentaire antérieure, et suit le principe d'accommodation et de compensation (Mutti and Soninno, 1981). Les travaux de modélisation de Pyrcz *et al.* (2005) basés sur un modèle stochastique (aléatoire) ont permis de reconstituer les géométries des dépôts observées suite aux écoulements gravitaires successifs qui interviennent lors de la construction des lobes. Les géométries obtenues reflètent le motif d'empilement par compensation, où les écoulements ont tendance à déposer leur contenu au niveau des creux topographiques et à aplanir les reliefs.

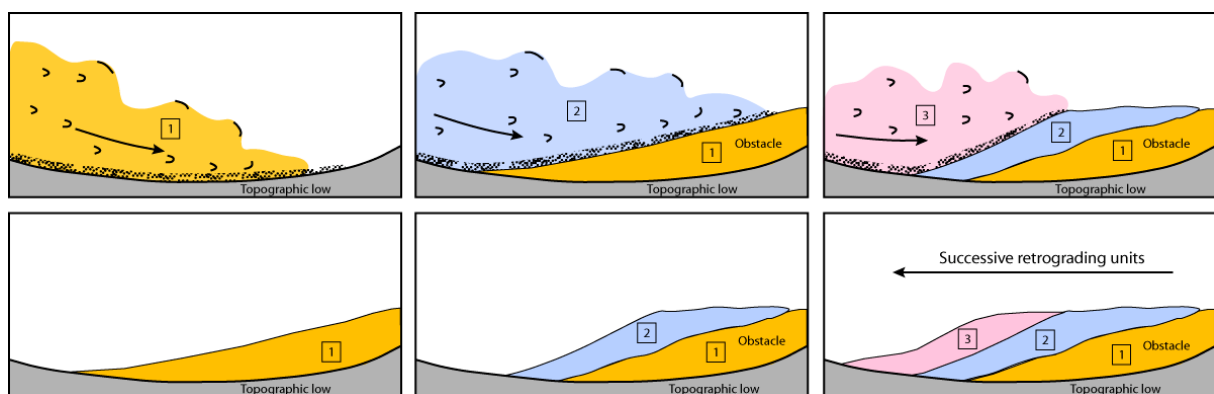


Fig. V.3- Scénario de construction d'un lobe suivant plusieurs étapes montrant l'impact : (1) d'un creux topographique au débouché d'un chenal et (2-3) d'un obstacle frontal.



Ainsi, l'agencement, la géométrie et l'architecture interne des lobes terminaux dépendent en grande partie de forçages internes (degré de confinement, pente de la morphologie préexistante, variations relatives des pentes même lorsqu'elles les pentes sont faibles). Au niveau de la terminaison des systèmes chenaux-levées, même des reliefs de faible amplitude sont suffisants pour contraindre la mise en place des lobes. Nous avons montré que la construction d'un lobe est caractérisée par des migrations latérales et longitudinales forcées par le degré de confinement de la dépression initiale et des dépôts précédents. L'accommodation doit donc être considérée comme un des paramètres primordiaux contrôlant la mise en place des dépôts et s'exprimant à toutes les échelles de l'édifice (échelle du bassin, de la zone d'épandage distale ou d'un lobe).

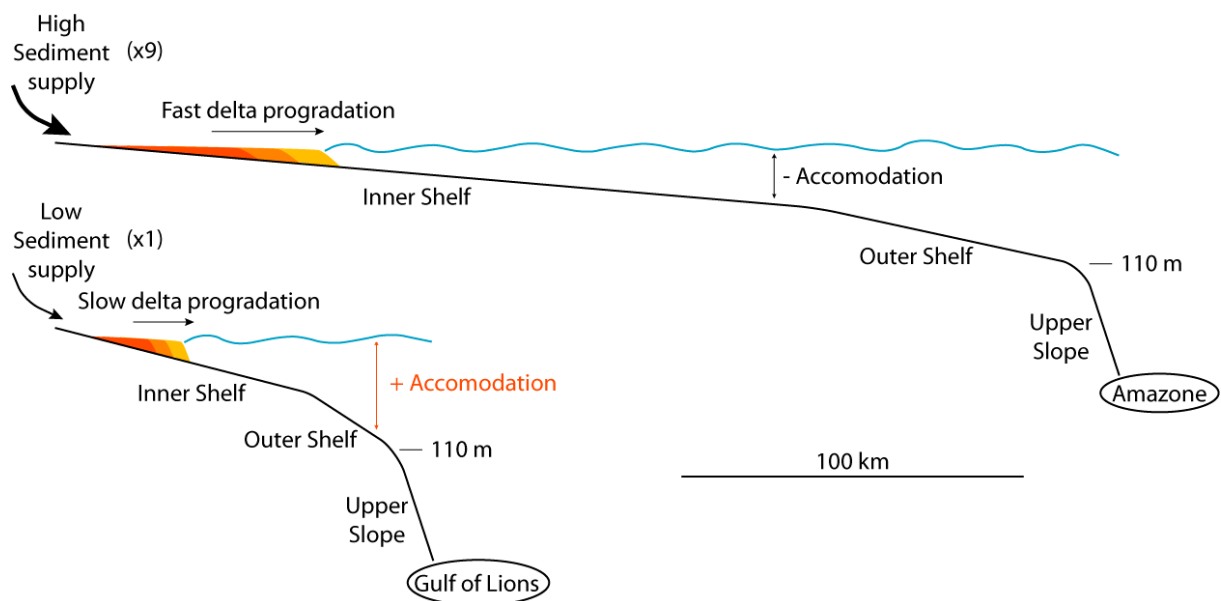
#### V.1.3.2. Diachronisme de la fin d'activité : enregistrement de la déconnexion des systèmes turbiditiques

Les systèmes chenaux-levées-lobes étudiés, que ce soit pour les éventails de l'Amazone ou du Néofan du Petit-Rhône, correspondent aux dépôts chenalisés les plus récents mis en place et ont donc enregistré la déconnexion tardi-glaciaire holocène des systèmes turbiditiques (**Fig. V.5**).

La fin d'activité du système turbiditique de l'Amazone a été datée à ~ 10 ka cal. BP. Celle du Néofan du Petit-Rhône a été datée à 18,5 ka cal. BP (Bonnell *et al.*, 2005), soit 8 ka plus tôt, même si la persistance d'une activité turbiditique sporadique (résultat du remplissage de la tête du canyon du Petit-Rhône par des sables pro-deltaïques entre 18,5 et 15 ka cal. BP, puis des phénomènes de plongées d'eaux denses après 15 ka cal. BP), via le canyon du Petit-Rhône a été démontrée par Dennielou *et al.* (2009). La différence d'âges de fin de fonctionnement entre les systèmes Amazone et Petit-Rhône est significative et mérite d'être discutée.

Le niveau marin relatif et le profil bathymétrique de la plateforme continentale définissent l'accommodation (ou espace disponible pour les sédiments). Ainsi, en fonction de l'inclinaison de la plateforme, la remontée du niveau marin va favoriser ou non l'accommodation et par conséquent une rétrogradation plus ou moins rapide des dépôts deltaïques (intervalle transgressif). Cet intervalle transgressif est ponctué par des phases de progradation rapide du delta/prodelta lors des périodes de stagnation ou de ralentissement de la remontée du niveau marin (par exemple, pendant le Younger Dryas).

Les morphologies des plateformes de l'Amazonie et du Golfe du Lion sont caractérisées par des différences d'inclinaison des parties interne et externe. La plateforme interne de l'Amazonie est peu pentée alors que la plateforme externe est fortement pentée. Dans le cas du Golfe du Lion, la plateforme interne est plus pentée que celle de l'Amazonie, et on observe un accroissement modéré de la pente externe qui est cependant moins pentée que celle de l'Amazonie (**Fig. V.4**). L'inclinaison différente des deux plateformes internes s'accompagne d'une différence de largeur des plateformes (rapport de 1/5 entre les largeurs des deux plateformes) et de quantité d'apports (rapport de 1/9 entre les charges solides des deux fleuves). Dans le cas de l'Amazonie, lors d'une diminution de vitesse dans la remontée du niveau marin ou d'une stagnation, la faible inclinaison de la plateforme interne offre peu d'espace disponible et favorise une progradation rapide du delta/prodelta vers le large, ce qui permet le maintien d'une connexion entre les apports du fleuve et le bassin.



*Fig. V.4- Schéma illustrant les différences d'inclinaison entre les plateformes de l'Amazonie et du Golfe du Lion.*

À l'inverse, durant ces périodes de remontée lente ou de stagnation, la plateforme interne du Golfe du Lion étant plus fortement pentée, elle offre plus d'accommodation, ce qui favorise l'aggradation ou la progradation lente du complexe deltaïque et une déconnexion plus rapide entre les apports du fleuve et le bassin. Au Younger Dryas (12,6-11,5 ka cal. BP), le niveau marin était situé autour de 60 m en-dessous du niveau marin actuel. Pendant cette

période, le système de l'Amazone était toujours alimenté et actif alors que le Néofan du Petit-Rhône n'était déjà plus alimenté. L'agencement des dépôts deltaïques déglaciaires sur la plateforme du Golfe du Lion est très bien contraint et documenté : Berné *et al.* (2007) et Jouet (2007) ont montré que le Younger Dryas est enregistré au niveau du complexe deltaïque du Rhône (*Early Rhone Deltaic Complex ou ERDC*) qui se situe sur la plateforme interne du Golfe du Lion, c'est-à-dire loin de la tête du canyon du Petit-Rhône (à ~40 km). Cet éloignement du delta explique pourquoi le bassin profond ne recevait déjà plus d'apports directs à cette époque.

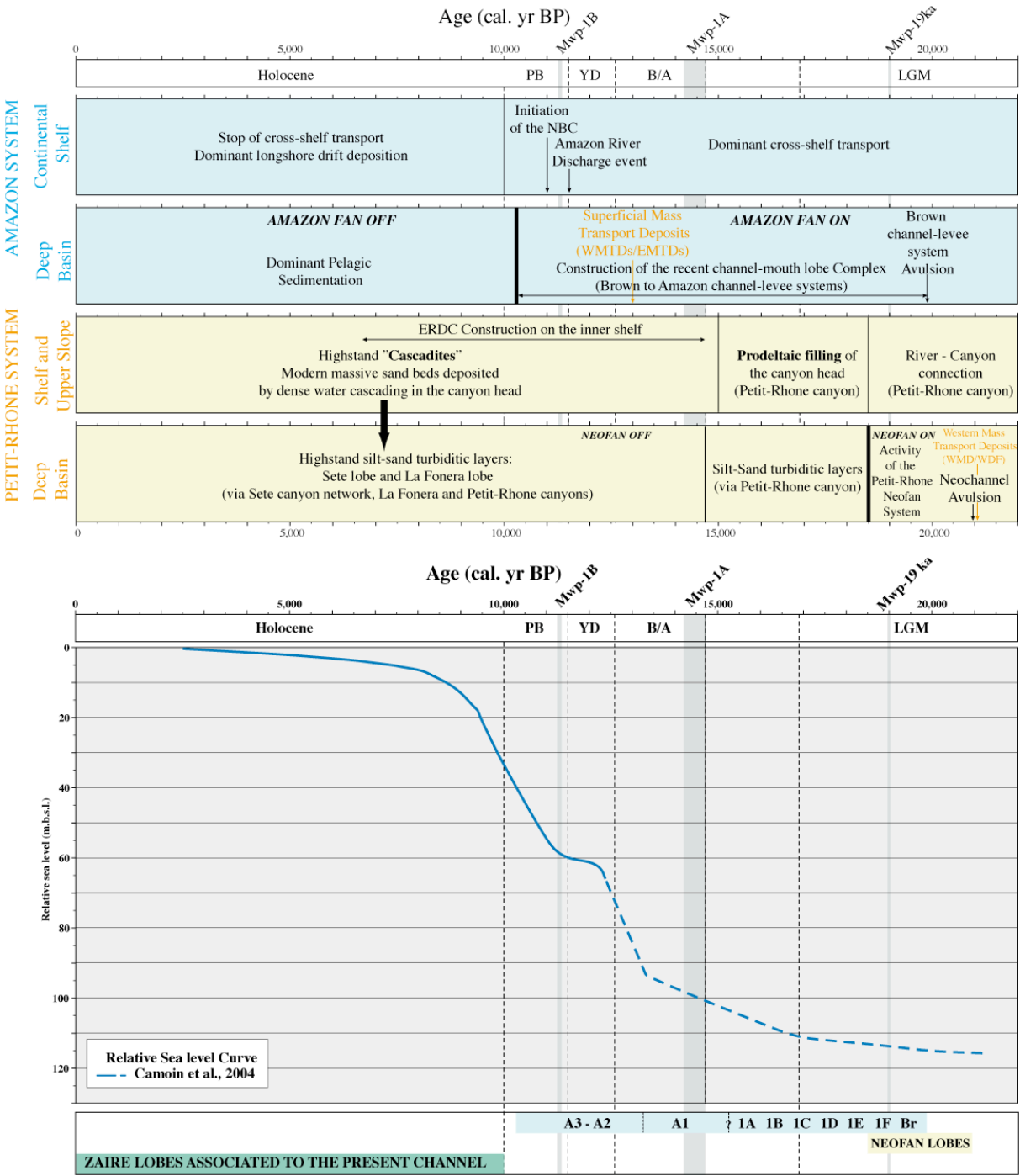
Au niveau de la plateforme de l'Amazone, la trace morphologique d'un delta/prodelta pouvant être l'enregistrement relique du Younger Dryas, équivalent à l'ERDC sur la plateforme du Golfe du Lion, pourrait être observée entre les isobathes -60 à -80 m (cf. Chap. III, **Fig. III. 5**), c'est-à-dire à proximité de la tête du canyon de l'Amazone (à moins de 10 km) ce qui expliquerait la persistance d'une alimentation de l'éventail de l'Amazone à cette époque.

Cependant, comment expliquer que l'activité de l'éventail de l'Amazone n'ait pas été stoppée à la fin du Younger Dryas et qu'elle perdure jusqu'à ~10 ka cal. BP ? Il semble que la déconnexion du delta de l'Amazone ait suivi le même scénario que l'histoire de la déconnexion de l'ERDC sur la plateforme du Golfe du Lion. En effet, il a été démontré que, malgré la remontée rapide du niveau marin (mwp-1B) qui survient après le Younger Dryas, l'ERDC a continué de prograder pendant environ 1500 ans, grâce à une augmentation du flux sédimentaire d'un facteur 4,5 à la transition Younger Dryas - Préboréal qui a permis de contrer la remontée du niveau marin (Berné *et al.*, 2007 ; Jouet, 2007 ;). De la même manière, la marge de l'Amazone est marquée, à la fin du Younger Dryas, par un fort événement de décharge fluviale qui a pu maintenir la connexion plateforme – bassin profond malgré un niveau marin déjà haut et la remontée rapide correspondant au mwp-1B.

La rétrogradation de la zone de dépôt des lobes entre A1-A2 et A3 et l'arrêt de fonctionnement du système turbiditique de l'Amazone suivent un événement de décharge majeur du fleuve, montrant que l'effet d'un flux sédimentaire accru permet de maintenir la connexion du delta avec le bassin profond pendant 1000-2000 ans (même ordre de grandeur que pour l'ERDC) jusqu'à ce que la remontée du niveau marin ne puisse plus être contrée.

L'alimentation ou non d'un système turbiditique est donc directement dépendante de l'évolution des dépôts prodeltaïques sur la plateforme (en fonction de sa morphologie et de

son inclinaison), et donc des apports potentiellement disponibles pour le bassin profond. Le couplage entre la remontée du niveau marin et les flux sédimentaires influe sur la localisation des dépôts deltaïques et donc sur la distance source – tête de canyon qui contrôle la connexion/déconnexion avec le bassin profond. Par conséquent, l'étude de l'objet « lobe », même s'il constitue le dernier maillon de la chaîne (dépôt final), nécessite de comprendre et d'intégrer les connaissances à l'échelle de l'ensemble du système depuis la source (histoire du bassin versant et de la plateforme) jusqu'au bassin profond (démarche Source to Sink).



◀ *Fig. V.5- Principaux événements opérant au niveau de la plateforme (d'après Berné et al., 2007 ; Jouet, 2007) et du bassin profond (d'après Jégou et al., 2008 ; Dennielou et al., 2009) et ayant participé à la construction des systèmes de l'Amazone et du Néofan du Petit-Rhône lors des 20 000 dernières années. Les différents événements sont positionnés sur la courbe des variations du niveau marin de Camoin et al. (2004) et par rapport aux événements climatiques majeurs intervenus pendant cette période (Bolling-Allerod (B/A), Younger Dryas (YD), Préboréal (PB) et Holocène) d'après Mangerud et al. (1974). Les principales pulsations du niveau de la mer sont également indiquées : Mwp-1A et mwp-1B (Fairbanks, 1989 ; Bard et al., 1996 ; Weaver et al., 2003).*

## **V.2. COMPARAISON AVEC UN MODELE DE FONCTIONNEMENT DE LOBES D'UN EVENTAIL ACTIF EN PERIODE DE HAUT NIVEAU MARIN : LE CAS DES LOBES DU ZAÏRE ACTUEL**

### **V. 2.1. Le modèle du Zaïre : description sommaire**

Les principales caractéristiques de l'éventail du Zaïre et de ses lobes récents sont détaillées dans le tableau VI.1, en regard des caractéristiques des éventails de l'Amazone et du Petit-Rhône.

À la différence des systèmes Amazone et du Petit-Rhône, le système turbiditique du Zaïre fonctionne même en période de haut niveau marin grâce à un profond canyon qui incise la totalité de la plateforme continentale et permet une connexion permanente avec le fleuve, quel que soit le niveau marin. Le modèle de lobes établi par Bonnel (2005) s'applique aux lobes alimentés pendant l'Holocène par le chenal actuel du Zaïre (**Fig. V.6**). Ceux-ci s'étendent sur une zone de 100 km de long et 40 km de large et montrent une épaisseur cumulée de 50 m. Les dimensions unitaires sont détaillées dans le tableau V.1.

Les lobes du Zaïre (**Fig. V.6-A**) sont caractérisés par des faciès de réflectivité forte à moyenne (tons sombres) correspondant respectivement au corps et à la frange des lobes et un faciès de faible réflectivité (tons clairs) caractérisant les chenaux d'alimentation (Babonneau, 2002 ; Bonnel, 2005).

L'organisation du dernier système de lobes du Zaïre est caractérisée par 3 ensembles principaux de lobes (amont, intermédiaire et aval), tous formés de plusieurs lobes, qui montrent une migration de l'activité vers l'aval au cours du temps. Chaque ensemble est constitué de plusieurs sous-unités qui se mettent en place par migrations latérales (ensembles amont et aval) ou par aggradation verticale et rétrogradation (ensemble intermédiaire) des

---

dépocentres (Bonnell, 2005). Les lobes montrent une importante chenalisation, dont l'architecture évolue vers l'aval. Au niveau de la zone la plus distale d'un lobe, les chenaux sont de très petite taille (quelques dizaines de mètres de large, quelques mètres de profondeur) et montrent à leur terminaison, des dépôts en forme de langue, interprétés comme des précurseurs de lobe (**Fig. V.6-B**).

Les corps des lobes sont constitués de séquences turbiditiques à dominante argilo-silteuse alors que les chenaux d'alimentation sont formés de sable fin à moyen (Babonneau, 2002 ; Bonnell, 2005).

L'activité des 3 ensembles de lobes montre une progression vers l'aval (Bonnell, 2005) (**Fig. V.6-C**). L'ensemble amont s'est construit de 10 000 ans C<sup>14</sup> BP à 4000 ans C<sup>14</sup> BP environ. L'abandon vers 4000 ans C<sup>14</sup> BP de cet ensemble s'est effectué de façon progressive. L'ensemble intermédiaire a été actif pendant plus de 2000 ans, mais son arrêt de fonctionnement n'a pu être déterminé. L'ensemble aval, le plus récent du système de lobes, s'est mis en place au cours des derniers 1000 ans et semble être encore actif actuellement.

## **V. 2.2. Confrontation des modèles et discussion**

### V. 2.2.1. Comparer ce qui est comparable

Avant de pouvoir comparer de façon détaillée, en terme de taille, de morphologie, d'architecture interne ou de durée de fonctionnement, les objets sédimentaires d'éventails différents, il est nécessaire de savoir ce qu'il est possible de comparer.

Le mode de hiérarchisation des systèmes, leurs périodes et durées d'activité, la qualité et le fonctionnement des sources, la nature des apports, etc., induisent une grande variabilité des systèmes turbiditiques. Quel lobe ou ensemble de lobes de l'Amazone ou du Néofan doit être comparé à quel lobe ou ensemble de lobes du Zaïre actuel ?

Parmi les nombreux critères disponibles pour tenter d'établir des équivalences, nous excluons en particulier la taille des dépôts et les durées d'activité des systèmes en raison de leur forte dépendance aux forçages externes et internes.

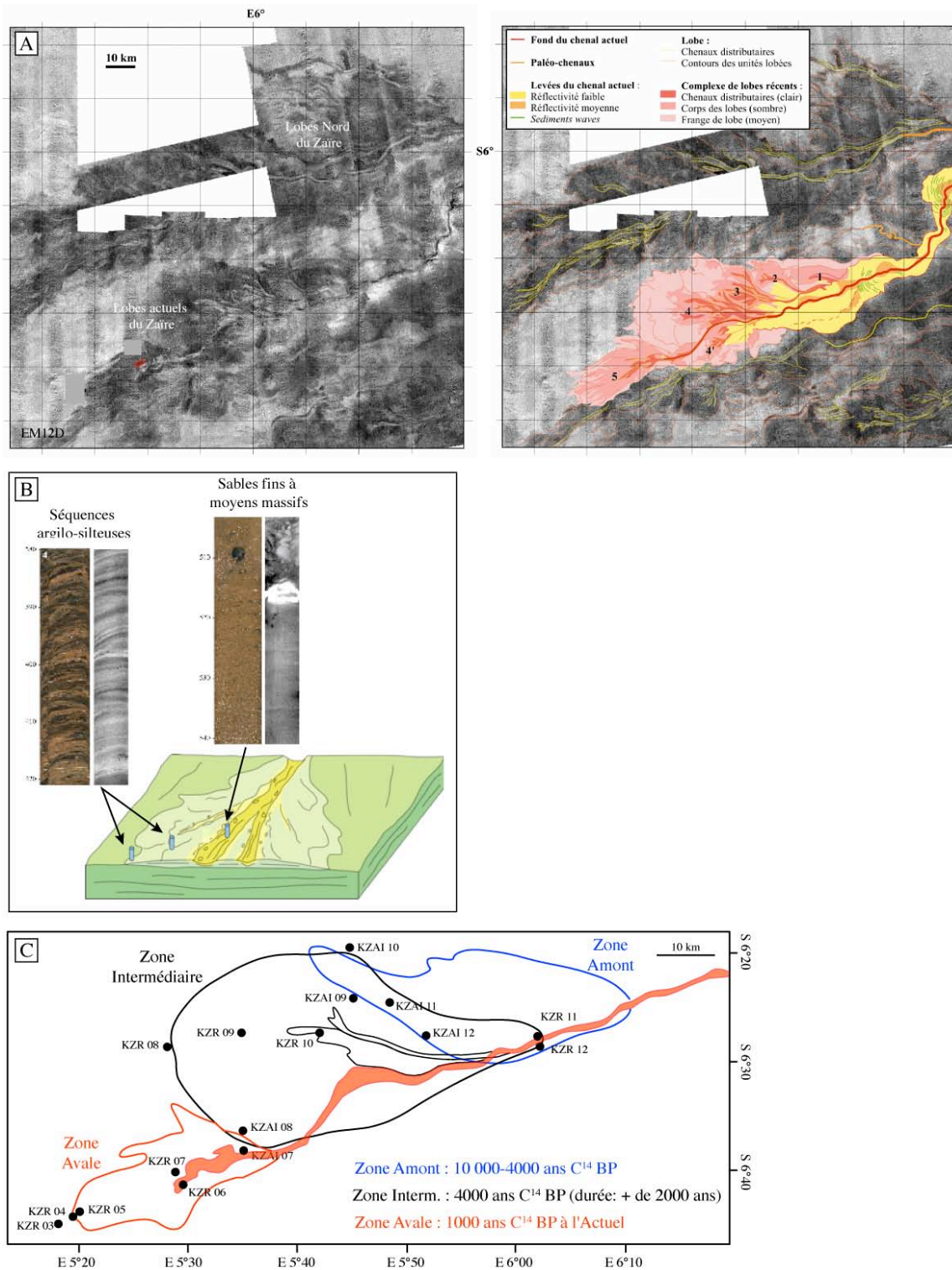


Fig. V.6- Les lobes de l'éventail du Zaïre. (A) Mosaique d'imagerie acoustique EM12D couvrant le système de lobes holocènes alimentés par le chenal actuel (modifiée d'après Babonneau, 2002). (B) Schéma illustrant la répartition des sédiments au sein des lobes (modifiée d'après Babonneau, 2002). (C) Organisation du dernier système de lobes, constitué par 3 ensembles successifs de lobes qui ont migré vers l'aval au cours du temps. Les périodes d'activité des différents ensembles de lobes sont indiquées (modifiée d'après Bonnel, 2005).

---

L'architecture nous semble être un critère à priori plus "indépendant" (même s'il ne l'est pas complètement) et nous proposons qu'un seul système chenel-levées-lobes de l'Amazone (par exemple système 1C ou système Amazone) soit l'équivalent du Néofan supérieur (unités 9, 10 et 11 alimentées par le Néochenal dans sa position actuelle) et du système de lobes actuel du Zaïre (5 lobes alimentés par le chenal actuel du Zaïre). Cependant n'étant pas en mesure de certifier de l'équivalence proposée, la comparaison menée ici se limitera à souligner des ressemblances et des différences majeures observées dans le fonctionnement des édifices étudiés en regard de l'éventail du Zaïre.

#### V. 2.2.2. Les points de similitude

Les principaux points de similitude sont :

- Le contexte général de mise en place des lobes : ils sont situés, à une distance importante de la tête du canyon (source des apports) en contexte de bassin profond peu ou pas tectonisé, où les pentes moyennes régionales sont équivalentes (autour de 0,10-0,20°). Le Néofan montre cependant une mise en place en zone plus proximale, avec des pentes relativement plus fortes au niveau du chenal qui s'est développé sur la levée de son chenal père. Néanmoins, la zone de développement des lobes est plus plate avec des pentes du même ordre de grandeur que celles des lobes de l'Amazone et du Zaïre.

- Les dimensions des lobes : dans chacun des cas, ils sont du même ordre de grandeur (L = 20-80 km ; l = 10-40 km, e = 5-25 m).

- La présence d'une chenalisation des lobes dans les trois exemples, même si l'organisation des chenaux d'alimentation des lobes est différente.

- Le mécanisme d'évitement de lobe a été observé dans chaque cas d'étude : en particulier pour les lobes A1-A2 de l'Amazone, et pour l'ensemble des lobes du Néofan et du chenal actuel du Zaïre.

- L'architecture interne des lobes : bien qu'elle n'ait pu être mise en évidence pour tous les lobes, une architecture en plusieurs sous-unités qui se mettent en place par migrations latérales, aggradation verticale ou par rétrogradation a été retrouvée dans plusieurs cas. Cette architecture est définie par l'espace disponible et suit le principe d'accommodation et de compensation (Mutti and Soninno, 1981).

- Le contenu lithologique : dans les trois cas (Zaïre, Amazone, Néofan), le contenu lithologique des lobes est sableux (même si des prélèvements plus nombreux seraient nécessaires dans le cas de l'Amazone et du Néofan pour généraliser cette nature lithologique à



tous les lobes), confirmant les observations déjà faites dans de nombreux systèmes turbiditiques modernes, où la partie distale (lower fan) des systèmes est riche en sédiments sableux. Les systèmes chenaux-levées en amont des lobes jouent, à l'égard des écoulements, un rôle de « trieuse à sédiments », en permettant de concentrer vers l'aval les éléments grossiers alors que les particules les plus fines sont évacuées par débordements dans les zones situées plus en amont. Dans les zones distales, où les chenaux présentent des reliefs plus atténués, les écoulements, chargés en sables, peuvent épisodiquement déborder et la fraction grossière (sableuse) est plus importante qu'au niveau des portions amont des levées (Var : Migeon, 2000 ; Zaïre : Babonneau, 2002 ; Amazone : Piper and Deptuck, 1997 ; Normark *et al.*, 1997).

Néanmoins, même si les lobes terminaux de l'Amazone, du Néofan et du Zaïre sont caractérisés par des teneurs en sable importantes, ces teneurs et la répartition des sédiments ne sont pas pour autant similaires (cf. différences entre les modèles de lobes).

- La durée de fonctionnement des lobes de l'Amazone A2 et A3 (lobes les plus récents) a pu être estimée à 1000-2000 ans, ce qui est en accord avec la durée d'activité de 1000 ans calculée pour le dernier lobe du système actuel de l'Éventail du Zaïre (Bonnell, 2005). Dans les deux cas également, les durées d'activité des différents lobes et systèmes chenaux-levées se sont avérées très variables.

### V. 2.2.3. Les différences essentielles

Malgré ces multiples points de similitude, les systèmes Amazone, Néofan et Zaïre se différencient également par plusieurs points :

- Une répartition des faciès acoustiques (EM12D et EM300) inversée entre les lobes de l'Amazone et du Néofan (corps des lobes : faible réflectivité ; chenaux d'alimentation : forte réflectivité) et les lobes du Zaïre (corps des lobes : forte réflectivité ; chenaux d'alimentation : faible réflectivité) a été mise en évidence, soulignant des différences importantes dans la répartition des sédiments au sein de ces lobes. La « tache blanche » du lobe terminal du Var (Unterseh, 1999 ; Bonnell, 2005) ou la partie terminale de l'éventail Celtique (Auffret *et al.*, 2000) caractérisées par de faibles réflectivités, sont également associées à la présence de dépôts sableux en quantités importantes. Néanmoins, les relations entre réflectivité et lithologies sont complexes et dépendent des conditions in-situ particulières des dépôts (propriétés géo-acoustiques des sédiments, surpression interstitielle, cf. chap. II).

- La répartition des sédiments diffère entre les systèmes Amazone et Zaïre (l'absence de contraintes lithologiques sur les lobes du Néofan ne permet pas de comparaison). En effet, dans le cas du Zaïre, les sables sont concentrés dans les axes des chenaux qui sillonnent le lobe alors que le corps et les franges du lobe sont à dominante argilo-silteuse. À l'inverse, c'est le corps des lobes de l'Amazone qui est dominé par les sables (le remplissage des chenaux d'alimentation des lobes reste inconnu en l'absence de prélèvements).

La concentration en particules grossières des écoulements est un élément important qui va conditionner la dynamique des écoulements et donc la structure des dépôts de lobes en terminaison des systèmes chenaux-levées. Il semble que l'approvisionnement en sable depuis le fleuve jusqu'au domaine marin ait été plus efficace dans le cas de l'Amazone que pour le système du Zaïre, où les sables sont piégés dans la zone des grands lacs et des marécages (Babonneau, 2002) et où les apports du fleuve sont à dominante argileuse. En fonction des proportions relatives en sable et en argile des écoulements gravitaires, il est possible d'expliquer les schémas de répartition des sédiments très différents entre les lobes à dominante argileuse de type Zaïre (rapport sable/argile faible des écoulements) et des lobes à dominante sableuse de type Amazone (rapport sable/argile fort des écoulements) (**Fig. V.7**).

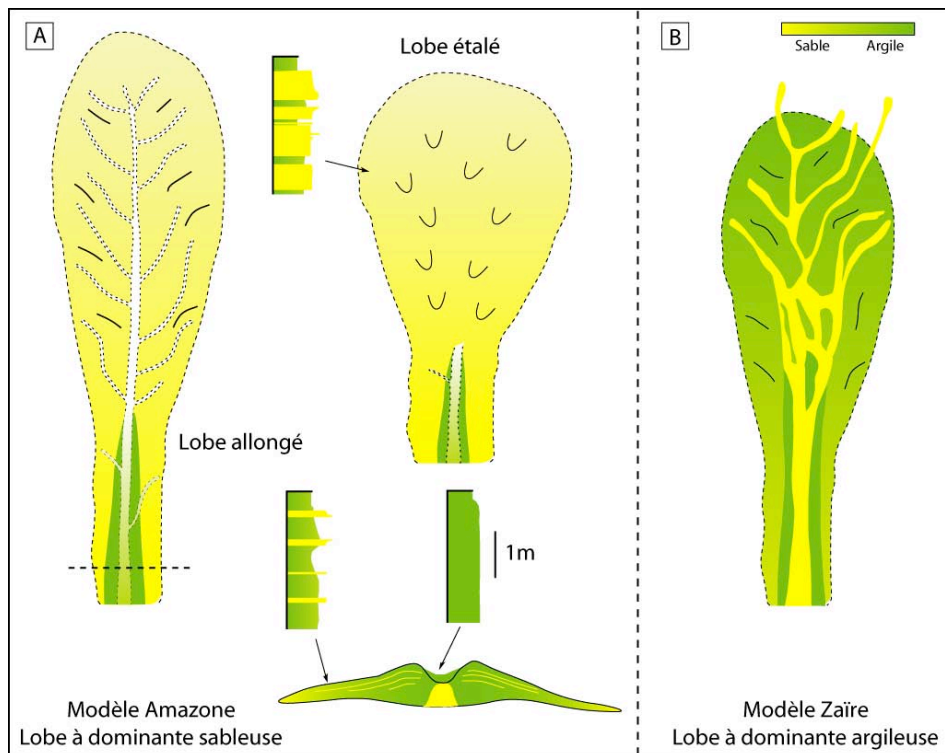


Fig. V.7- Schémas illustrant les modèles de lobes proposés pour (A) le système de l'Amazone (lobe à dominante sableuse), (B) le système du Zaïre (lobe à dominante argileuse).

- Des périodes de construction distinctes définissent l'édification de la terminaison de ces systèmes. En effet, Bonnel (2005) a montré que le système de lobes lié à l'activité du chenal actuel du Zaïre, s'est mis en place il y a 10 000 ans et qu'il est probablement toujours actif. Cette période d'activité d'une durée de 10 000 ans, dans le cas de l'éventail du Zaïre, a permis au chenal du Zaïre de construire un système de 5 lobes, répartis en 3 ensembles de durées variables (6000, 2000 et 1000 ans).

En comparaison, sur une période de temps à peu près équivalente en terme de durée totale (9300 ans) mais décalée dans le temps entre 19700 ans cal. BP et 10 389 ans cal. BP, 7 avulsions se sont succédées dans l'histoire récente de l'éventail de l'Amazone avant son arrêt de fonctionnement et ont permis de construire 17 lobes (associés aux 8 derniers systèmes chenaux-levées).

Le fonctionnement du Néofan s'étend sur une durée beaucoup plus courte 2300-2500 ans (entre environ 20,8-21 ka cal. BP et 18,5 ka cal. BP), c'est-à-dire lors du Dernier Maximum Glaciaire et le début de la remontée du niveau marin qui a suivi, permettant de construire 11 unités regroupées en 3 ensembles (Néofan inférieur, moyen et supérieur).

Le chenal actuel du Zaïre et le système de lobes qu'il alimente fonctionne depuis 10 000 ans et correspond donc à des lobes de haut niveau marin. Les dépôts de lobes du Zaïre datant du Dernier Maximum Glaciaire et de la période déglaciaire, qui seraient donc contemporains de la mise en place des lobes terminaux de l'Amazone et du Néofan du Petit-Rhône, pourraient être situés au Nord des lobes alimentés par le chenal actuel du Zaïre (« lobes Nord ») (**Fig.V.6-A**). Malheureusement, aucune contrainte lithologique ni stratigraphique n'est disponible pour ce système de lobes.

### V.3- CONCLUSION

Grâce à la multiplication des cas d'étude (cette étude et les études antérieures) sur les lobes terminaux et bien qu'il ne soit pas toujours évident de comparer les lobes de systèmes turbiditiques modernes différents, les données disponibles à des résolutions différentes sont complémentaires et permettent d'avancer dans la compréhension du mode de fonctionnement des lobes et des paramètres qui régissent ce fonctionnement.

Ces études mettent en avant le fait qu'il n'existe pas qu'un modèle universel de lobes terminaux mais plusieurs cas qui peuvent néanmoins présenter des points communs (dont notamment l'existence d'une chenalisation dans la zone de transition chenal/lobe qui se prolonge au sein des lobes). Les différences essentielles observées (répartition des sables et

---

âges de mise en place) dépendent de paramètres, tels que le rapport sable/argile des apports aux éventails (lié en partie à la morphologie du bassin versant) ou la physiographie des plateformes continentales (qui détermine en partie l'impact des mouvements du niveau marin relatif sur la connexion des fleuves aux bassins).





## **CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES**

---





## CONCLUSIONS

Les 2 sites d'étude sont localisés en terminaison de système, au niveau du bassin profond, en position très distale par rapport aux apports dans le cas des lobes terminaux de l'Amazone et en position plus proximale pour les lobes situés à la terminaison du Néochenal du Petit-Rhône. Dans les 2 cas, les lobes se mettent en place dans des bassins peu tectonisés, plus ou moins larges. Néanmoins, le degré de confinement des écoulements par la morphologie préexistante exerce un fort contrôle sur la construction des lobes.

### **Modèles de lobes**

Les résultats de cette étude ont permis de détailler la morphologie, l'architecture interne, le contenu lithologique, les dimensions des lobes (longueur, largeur, épaisseur), ainsi que leur timing de construction. La multiplication des cas d'étude sur les lobes terminaux et la complémentarité des échelles d'observation (et de la résolution des outils), et bien que la comparaison de lobes de systèmes turbiditiques modernes différents soit parfois délicate, les données disponibles à des résolutions différentes sont complémentaires et permettent d'avancer dans la compréhension du fonctionnement des lobes. Nos résultats, confrontés au mode de fonctionnement du Zaïre, mettent en avant le fait qu'il n'existe pas qu'un seul mais plusieurs modèles de lobes terminaux. À l'image de la multitude des exemples d'éventails turbiditiques proposés dans la classification de Reading et Richards (1994), il existe également une multitude d'exemples de lobes terminaux qui se différencient par leur forme générale, l'organisation des sous-unités internes (migrations latérales, aggradation et/ou rétrogradation) ou par leur schéma de répartition des sédiments (dominante argileuse ou sableuse) en fonction des forçages internes et externes qu'ils subissent.

### **Forçages agissant sur la construction des lobes**

L'impact déterminant des facteurs forçants internes (confinement, espace disponible, morphologie préexistante, variations de pente...) sur la construction des lobes a été mis en avant et est primordial que ce soit à l'échelle régionale ou à l'échelle locale. L'étude de systèmes turbiditiques fonctionnant en « on/off », c'est-à-dire très liés aux effets des migrations de la ligne de rivage induite par les changements eustatiques, impliquait également de prendre en compte le rôle de l'eustatisme dans le contrôle de la sédimentation, mais aussi,

---

comme dans les systèmes turbiditiques actifs, celui de l'évolution climatique et des changements environnementaux, en particulier dans les bassins versants. Nous en avons discuté les impacts sur les systèmes chenaux-levées et les lobes associés construits en période de remontée du niveau marin (après le Dernier Maximum Glaciaire). L'étude de l'objet « lobe », même s'il constitue le dernier maillon de la chaîne (dépôt final), nécessite de comprendre et d'intégrer les connaissances à l'échelle de l'ensemble du système, dans une démarche « *source to sink* », c'est-à-dire depuis la source (histoire du bassin versant et de la plateforme) jusqu'au bassin profond.

## **PERSPECTIVES**

Si l'ensemble des résultats obtenus dans le cadre de cette thèse, à travers l'étude des 2 chantiers (lobes terminaux de l'Amazone et du Néofan du Petit-Rhône) a permis de préciser l'organisation des dépôts de terminaison de chenaux et les facteurs qui ont contrôlé leur mise en place, plusieurs points mériteraient d'être approfondis en vue de progresser encore dans la connaissance des lobes terminaux.

La compréhension de l'organisation et de l'architecture interne des lobes de l'Amazone et du Néofan du Petit-Rhône, bien que basée sur des jeux de données de résolution différente et complémentaires pourrait être encore améliorée, grâce à une exploration près du fond des lobes, par des outils comme le SAR (Sonar Acoustique Remorqué), le Chirp près du fond (système Sysif Ifremer) ou un AUV (Autonomous Underwater Vehicle équipé d'un sondeur multifaisceaux et d'un sondeur de sédiments) qui fourniraient des données encore plus haute résolution. Ainsi, par exemple la chenalisation des lobes, qui a été mise en évidence par des marques de forte réflectivité (en forme de croissant ou de nervures de feuilles) au niveau du corps des lobes de l'Amazone et du Néofan, pourrait être mieux imagée.

Le contenu lithologique et une stratigraphie précise de la terminaison du Néochenal du Petit-Rhône n'ont pas pu être précisés, compte tenu de l'absence de carottages dans les lobes. Il me paraît donc crucial d'acquérir des carottes, que nos travaux permettront de positionner au mieux. La carotte réalisée dans le cadre de la mission Rhosos postérieurement à nos travaux, était un premier pas qui a permis d'affirmer l'existence de sables et son étude permettra d'en préciser les caractéristiques. Cependant, et comme c'est le cas pour les lobes de

l'Amazone, la généralisation du caractère fortement sableux des lobes de ces deux éventails ne pourra être faite qu'après l'acquisition de plusieurs carottes sur plusieurs lobes.

La chronologie de construction des lobes terminaux de l'Amazone doit également être affinée, c'est pourquoi grâce à des carottages Kullenberg supplémentaires qui échantillonneraient les lobes des systèmes Brown, 1F, 1E, 1D<sub>D</sub>, 1C et A2, nous pourrions espérer obtenir par datations au radiocarbone des contraintes stratigraphiques supplémentaires. De plus, les données ODP et notamment le site 946 ont permis de repérer plusieurs niveaux qu'il serait intéressant d'échantillonner en vue de datations (base des HARP's de 1C, 1D...), pour tenter de reconstituer les périodes d'activité des différents systèmes chenaux-levées depuis Brown jusqu'à Amazone. Des contraintes stratigraphiques supplémentaires permettraient de contraindre plus précisément la durée de fonctionnement d'un lobe et de voir s'il y a une variabilité de cette durée en fonction des systèmes (Brown, 1D...) ou de la taille des lobes par exemple. Un cadre temporel plus précis (depuis Brown jusqu'à Amazone) permettrait également de mieux contraindre et caler l'impact des facteurs externes (variations climatiques, variations du niveau marin relatif, fontes des glaciers, événements de décharge du fleuve...) et la manière dont ils se répercutent et s'enregistrent dans la construction des lobes.

Enfin, nos travaux ont montré qu'il est important de repositionner l'objet « lobe » à l'échelle de l'ensemble du système dans une démarche *Source to Sink* qui permette d'appréhender l'impact des facteurs forçants externes sur la mise en place des lobes. En connectant l'histoire de la dernière déglaciation bien connue sur la plateforme du Golfe du Lion avec les dépôts contemporains de cette même période mis en place dans le bassin profond, il est possible de mieux comprendre la construction des systèmes et lobes associés. Dans la même optique, il me paraît essentiel d'acquérir une connaissance plus complète et plus précise de l'histoire des dépôts de la plateforme de l'Amazone qui permettrait de mieux contraindre l'édification du système turbiditique de l'Amazone lors de la dernière déglaciation.



## **BIBLIOGRAPHIE**

---



**BIBLIOGRAPHIE**

- Anderson, J.B., Rodriguez, A., Abdulah, K.C., Fillon, R.H., Banfield, L.A., McKeown, H.A. and Wellner, J.S., 2004. Late-Quaternary stratigraphic evolution of the northern Gulf of Mexico margin: a synthesis. In: J.B. Anderson and R.H. Fillon (Editors), Late-Quaternary stratigraphic evolution of the northern Gulf of Mexico margin. SEPM, Tulsa, pp. 1-23.
- Arz, H.W., Pätzold, J. and Wefer, G., 1998. Correlated millennial-scale changes in surface hydrography and terrigenous sediment yield inferred from last-glacial marine deposits off northeastern Brazil. *Quaternary Research*, 50: 157-166.
- Auffret, G., Zaragosi, S., Voisset, M., Droz, L., Loubrieu, B., Pelleau, P., Savoye, B., Bourillet, J.-F., Baltzer, A., Bourquin, S., Dennielou, B., Coutelle, A., Weber, N. and Floch, G., 2000. Premières observations sur la morphologie et les processus sédimentaires récents de l'Eventail Celtique. *Oceanologica Acta*, 23(1): 109-116.
- Babonneau, N., 2002. Mode de fonctionnement d'un chenal turbiditique méandrique : Cas du système Turbiditique Actuel du Zaïre. Thèse de doctorat, Université Bordeaux I, Bordeaux, 308 pp.
- Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M. and Klein, B., 2002. Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Marine and Petroleum Geology*, 19(4): 445-467
- Badalini, G., Kneller, B. and Winker, C., 2000. Architecture and processes in the Late Pleistocene Brazos-Trinity Turbidite System, Gulf of Mexico Continental Slope. GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference, Deep water reservoirs of the world: 16-34.
- Bahorich, M.S. and Farmer, S.L., 1995. 3-D seismic discontinuity for faults and stratigraphic features: The coherence cube. *The Leading Edge*, 14: 1053-1058.
- Baltzer, A., 1994. Dynamique sédimentaire des marges de Nouvelle-Ecosse et des entrées de la Manche au Quaternaire. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 221 pp.
- Bard, E., Arnold, M., Hamelin, B., Tisnerat-Laborde, N. and Cabioch, G., 1998. Radiocarbon calibration by means of mass spectrometric  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  and  $^{14}\text{C}$  ages of corals. An updated data base including samples from Barbados, Mururoa and Tahiti. *Radiocarbon*, 40(3): 1085-1092.
- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L., Cabioch, G., Faure, G. and Rougerie, F., 1996. Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, 382: 241-244.
- Bassetti, M.A., Jouet, G., Dufois, F., Berne, S., Rabineau, M. and Taviani, M., 2006. Sand bodies at the shelf edge in the Gulf of Lions (Western Mediterranean): Deglacial history and modern processes. *Marine Geology*, 234(1-4): 93-109.
- Baztan, J., Berné, S., Olivet, J.-L., Rabineau, M., Aslanian, D., Gaudin, M., Réhault, J.P. and Canals, M., 2005. The axial incision : the key to understand canyon evolution (in the western Gulf of Lions). *Marine and Petroleum Geology*, 22(6-7): 805-826.
- Beauboeuf, R.T. and Friedmann, S.J., 2000. High resolution seismic/sequence stratigraphic framework for the evolution of Pleistocene intra slope basins, Western Gulf of Mexico: Depositional models and reservoir analogs. In: P. Weimer et al. (Editors), Deep water reservoirs of the world. GCSSEPM Foundation, Houston, pp. 40-60.
- Behling, H., 1996. Evidence of dry and cold climatic conditions at glacial times in tropical southeastern Brazil. *Quaternary Research*, 48: 348-358.

- 
- Bellaiche, G., Coutellier, V. and Droz, L., 1989. Detailed morphology, sedimentary structure and evolution of the continental margin of the western Provençal Bassin (South of France) since late Miocene. *Marine Geology*, 89: 259-268.
- Bellaiche, G., Orsolini, P., Petit-Perrin, B., Berthon, J.L., Ravenne, C., Coutellier, V., Droz, L., Aloisi, J.C., Got, H., Méar, Y., Monaco, A., Auzende, J.M., Beuzard, P. and Monti, S., 1983. Morphologie au Sea-Beam de l'éventail sous-marin profond du Rhône (Rhône deep-sea fan) et de son canyon afférent. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series II*, 296: 579-583.
- Berné, S., Aloisi, J.C., Baztan, J., Dennielou, B., Droz, L., Dos Reis, T., Lofi, J., Méar, Y. and Rabineau, M., 2002. Notice de la carte morpho-bathymétrique du Golfe du Lion. Ifremer et Région Languedoc Roussillon, Brest, pp. 48.
- Berné, S., Jouet, G., Bassetti, M.A., Dennielou, B. and Taviani, M., 2007. Late Glacial to Preboreal sea-level rise recorded by the Rhône deltaic system (NW Mediterranean). *Marine Geology*, 245(1-4): 65-88.
- Berné, S., Lericolais, G., Marsset, T., Bourillet, J.F. and De Batist, M., 1998. Erosional offshore sand ridges and lowstand shorefaces: Examples from tide- and wave-dominated environments of France. *Journal of Sedimentary Research*, 68: 540-555.
- Berné, S. and Loubrieu, B., 1999. Canyons and recent sedimentary processes on the western Gulf of Lions margin. First results of the Calmar cruise. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 328(7): 471-477.
- Berné, S., Vagner, P., Guichard, F., Lericolais, G., Liu, Z., Trentesaux, A., Yin, P. and Yi, H.I., 2002. Pleistocene forced regressions and tidal sand ridges in the East China Sea. *Marine Geology*, 188: 293-315.
- Bird, M.I., Fyfe, W., Pinheiro-Dick, D. and Chivas, A.R., 1992. Carbon isotope indicators of catchment vegetation in the Brazilian Amazon. *Global Biogeochem. Cycles*, 6: 293-306.
- Bond, G.C., Broecker, W., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. and Bonani, G., 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365: 143-147.
- Bond, G.C., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., J., A., Huon, S., Janitschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G. and Ivy, S., 1992. Evidence for massive discharge of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, 360: 245-249.
- Bonnell, C., 2005. Mise en place et fonctionnement des lobes distaux dans les systèmes turbiditiques actuels : Exemple de l'éventail du Var et du Zaïre. Thèse de Doctorat, Université Bordeaux I, Bordeaux, 292 pp.
- Bonnell, C., Dennielou, B., Droz, L., Mulder, T. and Berné, S., 2005. Architecture and depositional pattern of the Rhône Neofan and recent gravity activity in the Gulf of Lions (western Mediterranean). *Marine and Petroleum Geology*, 22(6-7): 827-843.
- Bouma, A.H., 1962. *Sedimentology of some flysh deposits: a graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
- Bouma, A.H., 2000. Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers. *Marine and Petroleum Geology*, 17(2): 137-143.
- Bruzzi, C., 1998. Les tempêtes et l'évolution morphosédimentaire des plages orientales du delta du Rhône. Thèse de Doctorat, Université de Provence, Aix-Marseille, Aix-Marseille, 326 pp.
- Burgess, P.M. and Hovius, N., 1998. Rates of delta progradation during highstands: consequences for timing of deposition in deep-marine systems. *Journal of the Geological Society*, 155: 217-222.



- Bush, M.B., Colinvaux, P.A., Wiemann, M.C., Piperno, D.R. and Liu, K.B., 1990. Late Pleistocene temperature depression and vegetation change in Ecuadorian Amazonia. *Quaternary Research*, 34: 330-345.
- Camoin, G.F., Montaggioni, L.F. and Braithwhite, C.J.R., 2004. Late to post glacial sea levels in the Western Indian Ocean. *Marine Geology*, 206: 119-146.
- Canals, M. and al., e., 2006. Flushing submarine canyons. *Nature*, 444(7117): 354-355.
- Cantelli, A., Johnson, S., Pirmez, C. and Parker, G., 2006. Experimental work on self-formed submarine channels, AAPG Annual Meeting. Abstracts volume, 15,18, Houston, Texas, pp. 18.
- Carminati, E. and Doglioni, C., 2004. Mediterranean tectonics. *Encyclopedia of Geology*. Elsevier.
- Castro, J.C., Miura, K. and Braga, J.A.E., 1978. Stratigraphic and structural framework of the Foz do Amazonas Basin, 10th Annual Offshore Technology Conference, Houston, Texas, pp. 1843-1847.
- Cisowski, S.M. and Hall, F.R., 1997. An examination of the paleointensity record and geomagnetic excursions recorded. In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus and L.C. Peterson (Editors), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, College Station, Texas, pp. 231-244.
- Clauzon, G., 1974. L'hypothèse eustatique et le creusement pré-pliocène de la vallée du Rhône. *Annales de Géographie*, 456: 129-140.
- Cohen, H.A. and McClay, K., 1996. Sedimentation and shale tectonics of the northwestern Niger Delta front. *Marine and Petroleum Geology*, 13(3): 313-328.
- Colinvaux, P.A., 1989. Forest paleoecology: ice-age Amazon revisited. *Nature*, 340: 188-199.
- Colinvaux, P.A., De Olivier, P.E., Moreno, J.E., Miller, M.C. and Bush, M.B., 1996. A long pollen record from lowland Amazonia: forest and cooling in glacial times. *Science*, 274: 85-88.
- Damuth, J.E., 1977. Late Quaternary sedimentation in the western equatorial Atlantic *Bulletin of the Geological Society of America*, 88: 695-710.
- Damuth, J.E. and Embley, R.W., 1981. Mass-transport processes on the Amazon cone: western equatorial Atlantic. *AAPG Bulletin*, 65: 629-643.
- Damuth, J.E. and Flood, R.D., 1985. Amazon Fan, Atlantic Ocean. In: A.H. Bouma, Normark, W.R. & Barnes, N.E. (Editor), *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*. Springer-Verlag, New York, pp. 97-106.
- Damuth, J.E., Flood, R.D., Kowsmann, R.O., Belderson, R.H. and Gorini, M.A., 1988. Anatomy and Growth Pattern of Amazon Deep-Sea Fan Revealed by Long-Range Side-Scan Sonar (GLORIA) and High-Resolution Seismic Studies. *AAPG Bulletin*, 72(8): 885-911.
- Damuth, J.E., Flood, R.D., Pirmez, C. and Manley, P.L., 1995. Architectural elements and depositional processes of Amazon Deep-sea Fan imaged by long-range sidescan sonar (GLORIA), bathymetric swath-mapping (SeaBeam), high resolution and piston-core data. In: K.T. Pickering, R.N. Hiscott, N.H. Kenyon, F. Ricci Lucchi and R.D.A. Smith (Editors), *Atlas of Deep-water Environments: Architectural Styles in Turbidite Systems*. Chapman and Hall, London, pp. 105-121.
- Damuth, J.E., Kolla, V., Flood, R.D., Kowsmann, R.O., Monteiro, M.C., Gorini, M.A., Palma, J.J. and Belderson, R.H., 1983. Distributary channel meandering and bifurcation patterns on the Amazon deep-sea fan as revealed by long-range side-scan sonar (GLORIA). *Geology*, 11: 94-98.
- Damuth, J.E. and Kumar, N., 1975. Amazon Cone: morphology, sediments, age and growth pattern. *Geological Society of America Bulletin*, 86: 863-878.

- 
- de Vries, H., 1958. Variation in concentration of radiocarbon with time and location on earth. *Proc. Koninkl. Nederl. Akad. Wetenschappen*, B61: 1-9.
- Dennielou, B., Jallet, L., Sultan, N., Jouet, G., Berné, S., Voisset, M. and Giresse, P., 2009. Post-glacial persistence of turbiditic activity within the Rhône deep-sea turbidite system (Gulf of Lions, Western Mediterranean): Linking the outer shelf and the basin sedimentary record. *Marine Geology*, 257: 65-86.
- Dennielou, B., Jouanneau, J.-M., Marsset, T. and Savoye, B., 2003. Vitesses d'accumulation des sédiments, fréquence des dépôts, âge et durée de vie des corps sédimentaires sur l'éventail turbiditique profond du Zaire, 9ème Congrès des Sédimentologues Français, Bordeaux, pp. 162-163.
- dos Reis, A.T., 2001. La tectonique salifère et son influence sur l'architecture sédimentaire quaternaire de la marge du Golfe du Lion, Méditerranée occidentale. Thèse de Doctorat, Université Paris VI, 373 pp.
- Doust, H. and Omatsola, E.M., 1990. Niger Delta In: J.D. Edwards and P.A. Santagrossi (Editors), *Divergent/Passive Margin Basins AAPG Mem.*, pp. 201-238.
- Droz, L., 1983. L'éventail sous-marin profond du Rhône (Golfe du lion) : grands traits morphologiques et structure semi-profonde. Thèse de 3ème cycle, Univ. Paris VI, 195 pp.
- Droz, L., Marsset, T., Ondréas, H., Lopez, M. Savoye, B. & Spy-Anderson F.-L., 2003. Architecture of an active mud-rich turbidite system : The Zaire Fan (Congo-Angola margin southeast Atlantic) : Results from Zaiango 1 and 2 cruises. *AAPG Bulletin*, 87(7): 1145-1168.
- Droz, L., Canals, M., Dennielou, B., Ivanov, M., Amblas, D., Lastras, G., Akhmetzhanov, A. and PROGRES and TTR-14 Leg 3 Shipboard Scientific Parties, Submitted. New insights into initial channel formation from the Petit-Rhône Neofan (Gulf of Lions, Western Mediterranean). *Geology*
- Droz, L., Auffret, G.A., Savoye, B. and Bourillet, J.F., 1999. L'éventail profond de la marge Celtique : stratigraphie et évolution sédimentaire *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 328: 173-180.
- Droz, L. and Bellaiche, G., 1985. Rhone Deep-Sea Fan: morphostructure and growth pattern. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69: 460-479.
- Droz, L., Dennielou, B., Bonnel, C., Berné, S., Ferrer, P., Jegou, I. and Team, P., 2004. The southern prolongation of the Rhône Neofan from recent high resolution data (PROGRES cruise, EUROSTRATAFORM/WP3), EUROSTRATAFORM 2nd Annual Meeting, Venice, Italy.
- Droz, L., Dennielou, B., Jegou, I., Canals, M., Ivanov, M., Lastras, G. and Amblas, D., 2005. Evidences d'un contrôle de la formation des chenaux par des "scours": Le cas du Néofan du Rhône (Campagnes Progres et TTR-14, Programme Eurostrataform), 10ème Congrès Français de Sédimentologie. Livre des résumés, Publications ASF, Paris, Presqu'île de Giens, France, pp. 354.
- Droz, L., Dos Reis, A.T., Rabineau, M., Berne, S. and Bellaiche, G., 2006. Quaternary turbidite systems on the northern margins of the Balearic Basin (western Mediterranean): a synthesis. *Geo-Marine Letters*, 26: 347-359.
- Droz, L., Kergoat, R., Cochonat, P. and Berne, S., 2001. Recent sedimentary events in the western Gulf of Lions (Western Mediterranean). *Marine Geology*, 176(1-4): 23-37.
- Ducassou, E., 2006. Evolution du système turbiditique profond du Nil au cours du Quaternaire récent. Thèse de Doctorat, Université Bordeaux I, Bordeaux, 336 pp.
- Durrieu de Madron, X., 1992. Hydrography and nepheloid structures in the Grand-Rhône canyon. *Continental Shelf Research*: 457-477.

- Durrieu de Madron, X., Radakovitch, O., Heussner, S., Loye-Pilot, M.D. and Monaco, A., 1999. Role of the climatological and current variability on shelf-slope exchanges of particulate matter: Evidence from the Rhône continental margin (NW Mediterranean). *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 46(9): 1513-1538.
- Estournel, C., Durrieu de Madron, X., Marsaleix, P., Auclair, A., Julliand-Dufau, C. and Vehil, R., 2003. Observation and modelisation of the winter coastal oceanic circulation in the Gulf of Lions under wind conditions influenced by the continental orography (FETCG experiment). *Journal of Geophysical Research*, 108: 8059.
- Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342: 637-642.
- Ferré, B., Guizien, K., Durrieu de Madron, X., Palanques, A., Guillén, J. and Grémare, A., 2005. Fine-grained sediment dynamics during a strong storm event in the inner shelf of the Gulf of Lions (NW Mediterranean). *Continental Shelf Research*, 25(19-20): 2410-2427.
- Figueiredo, A.G. and Nittrouer, C.A., 1995. New insights to high resolution stratigraphy on the Amazon continental shelf. *Marine Geology*, 125: 393-399.
- Fildani, A. and Normark, W.R., 2004. Late Quaternary evolution of channel and lobe complexes of Monterey Fan. *Marine Geology*, 206(1-4): 199-223.
- Fildani, A., Normark, W.R., Kostic, S. and Parker, G., 2006. Channel formation by flow stripping: large-scale scour features along the Monterey East Channel and their relation to sediment waves. *Sedimentology*, 53: 1265-1287.
- Flagg, C.N., Gordon, R.L. and McDowell, S., 1986. Hydrographic and current observations on the continental slope and shelf in the Western Equatorial Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, 16: 1412-1429.
- Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A. et al., 1995. Introduction. In: R.D. Flood, D.J.W. Piper and A. Klaus (Editors), *Proceedings of Ocean Drilling Program Initial reports*, College Station, Texas, pp. 5-16.
- Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A. et al., 1995. *Proceedings of Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 155, College Station, Texas, 1233 pp.
- Flood, R.D., Manley, P.L., Kowsmann, R.O., Appi, C.J. and Pirmez, C., 1991. Seismic Facies and Late Quarternary Growth of Amazon Submarine Fan. In: P. Weimer and M.L. Link (Editors), *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. Springer-Verlag, New York, pp. 415-433.
- Flood, R.D. and Piper, D.J.W., 1997. Amazon Fan sedimentation: the relationship to equatorial climate change, continental denudation, and sea-level fluctuations. In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus and L.C. Peterson (Editors), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, pp. 653-675.
- Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A. and Peterson, L.C., 1997. *Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 155, College Station, Texas.
- Franzinelli, E. and Potter, P.E., 1983. Petrology, chemistry, and texture of modern river sands, Amazon River system. *Journal of Geology*, 91: 23-39.
- Galloway, W.E., 1998. Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems: Component facies, stratigraphic architecture and classification. *AAPG Bulletin*, 82: 569-595.
- Garcia, M. and Parker, G.A., 1989. Experiments on hydraulic jumps in turbidity currents near a canyon-fan transition, *Science*, pp. 393-396.
- Gaudin, M., 2006. *Processus et enregistrements sédimentaires dans les canyons sous-marins Bourcart et Cap Breton durant le dernier cycle climatique*. Thèse de Doctorat, Université Bordeaux I, 354 pp.

- 
- Gaudin, M., Berné, S., Jouanneau, J.-M., Palanques, A., Puig, P., Mulder, T., Cirac, P., Rabineau, M. and Imbert, P., 2006. Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea). *Marine Geology*, 234(1-4): 111-128.
- Gaullier, V., Antonini, E., Benkhelil, J. and Got, H., 1998. Recent gravity-driven sedimentary bodies in the North-Balearic Basin: geometry and quantification. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 327(10): 677-684.
- Gervais, A., 2002. Analyse multi-échelles de la morphologie, de la géométrie et de l'architecture d'un système turbiditique sableux profond (Système du Golo, Marge Est-Corse, Mer Méditerranée). Implications pour la reconnaissance des processus de transport et de dépôt des sédiments et pour la construction des lobes sableux en domaine profond. Thèse de Doctorat, Université Bordeaux I, 315 pp.
- Gervais, A., Mulder, T., Savoye, B. and Gonthier, E., 2006. Sediment distribution and evolution of sedimentary processes in a small sandy turbidite system (Golo system, Mediterranean Sea): implications for various geometries based on core framework. *Geo-Marine Letters*, 26: 373-395.
- Gervais, A., Savoye, B., Mulder, T. and Gonthier, E., 2006. Sandy modern turbidite lobes: A new insight from high resolution seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, 23(4): 485-502.
- Gervais, A., Savoye, B., Mulder, T., Piper, D.J.W., Cremer, M. and Pichevin, L., 2004. Present morphology and depositional architecture of a sandy submarine system: the Golo turbidite system (Eastern margin of Corsica). In: S. Lomas and P. Joseph (Editors), *Confined Turbidite Systems*. Geological Society, Special Publication, London, pp. 59-89.
- Gibbs, R.J., 1967. The geochemistry of the Amazon River system. Part I : The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. *Geological Society of America Bulletin*, 78: 1203-1232.
- Gillet, H., Droz, L., Savoye, B. and Bez, M., 2006 Morphostructure of the channel/levee complexes and correlative terminal lobes of the Petit-Rhône Fan (Western Mediterranean): Results from PROGRES cruise (EUROSTRATAFORM Project), EGU, Vienne, Autriche.
- Gueguen, E., 1995. La Méditerranée Occidentale: un véritable océan. Exemple de segmentation des marges et de hiatus cinématiques. Implications sur les processus d'amincissement crustal. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 281 pp.
- Guennoc, P., Gorini, C. and Mauffret, A., 2000. Histoire géologique du Golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitainien et de la surface messinienne. *Géologie de la France*, 3: 67-97.
- Guyot, J.L., Molinier, M., Guimaraes, V., Cudo, K. and de Oliveira, E., 1994. Nouveautés sur les débits monstrueux de l'Amazonie. Dossier de la Revue de Géographie Alpine 12: 77-83.
- Haberle, S., 1997. Upper Quaternary vegetation and climate history of the Amazon Basin: correlating marine and terrestrial pollen records. In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus and L.C. Peterson (Editors), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, pp. 381-396.
- Haberle, S.G. and M.A., M., 1999. Late Quaternary Vegetation and Climate Change in the Amazon Basin based on 50,000 year Pollen record from the Amazon Fan, ODP site 932. *Quaternary Research*, 51: 27-38.

- Hastenrath, S. and Merle, J., 1987. Annual cycle of subsurface thermal structure in the Tropical Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 17: 1518-1538.
- Heinrich, H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, 29: 142-152.
- Hiscott, R.N., Hall, F.R. and Pirmez, C., 1997. Turbidity-current overspill from the Amazon Channel: texture of the silt/sand load, paleoflow from anisotropy of magnetic susceptibility and implications for flow processes. In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus and L.C. Peterson (Editors), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, College Station, Texas, pp. 53-78.
- Hooghiemstra, H., 1984. Vegetation and climatic history of the High Plains of Bogota, Colombia: A continuous record of the last 3,5 million years. *Dissertationes Botanicae*, 79 Cramer, Berlin/Stuttgart.
- Hoorn, C., 1993. Marine incursions and the influence of Andean tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazonia : results of a palynostratigraphic study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 105: 267-309.
- Hoorn, C., 1997. Palynology of the Pleistocene glacial/interglacial cycles of the Amazon Fan (Holes 940A, 944A, and 946A). In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus and L.C. Peterson (Editors), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, pp. 397-410.
- Hoorn, C., Guerrero, J., Sarmiento, A.S. and Lorente, M.A., 1995. Andean tectonics as a cause for changing drainage pattern in Miocene northern South America. *Geology*, 23: 237-240.
- Hsü, K.J., Cita, M.B. and Ryan, W.B.F., 1973. The origine of the Mediterranean evaporites. In: W.B.F. Ryan, Hsü, K.J., et al. (Editor), *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, Volume 13*. (U.S. Government Printing Office), Washington, pp. 1203-1231.
- Hübscher, C., Figueiredo, A.G., Kruse, L. and Spieß, V., 2002. High-resolution analysis of the deposition pattern on the Amazon sub-aquatic delta and outer shelf. *Marine Geophysical Researches*, 23: 209-222.
- Hübscher, C., Spieb, V., Breitzke, M. and Weber, M.E., 1997. The youngest channel-levee system of the Bengal Fan: results from digital sediment echosounder data. *Marine Geology*, 141(1-4): 125-145.
- Hughen, K., Baillie, M., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J., Bertrand, C., Blackwell, P., Buck, C., Burr, G., Cutler, K., Damon, P., Edwards, R., Fairbanks, R., Friedrich, M, G., TP., Kromer, B., McCormac, F., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, P., Reimer, R., Remmele, S., Southon, J., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C., 2004. Marine04 Marine radiocarbon age calibration, 26 - 0 ka BP. *Radiocarbon*, 46: 1059-1086.
- Jallet, L., 2002. La ride sédimentaire pyrénéo-languedocienne : étude multi-échelle d'une accumulation sédimentaire marine profonde dans le Golfe du Lion (Méditerranée nord-occidentale). Thèse de Doctorat, Université de Perpignan, Perpignan, 243 pp.
- Jallet, L. and Giresse, P., 2005. Construction of the Pyreneo-Languedocian Sedimentary Ridge and associated sediment waves in the deep western Gulf of Lions (Western Mediterranean). *Marine and Petroleum Geology*, 22(6-7): 865-888.
- Jegou, I., Savoye, B., Pirmez, C. and Droz, L., 2008. Channel-mouth lobe complex of the recent Amazon Fan: The missing piece. *Marine Geology*, 252: 62-77.
- Jones, M. and Nicholls, G., 2001. Reservoir offset models for radiocarbon calibration. *Radiocarbon*, 43: 119-124.
- Jouet, G., 2007. Enregistrements stratigraphiques des cycles climatiques et glacio-eustatiques du Quaternaire terminal. Modélisations de la marge continentale du Golfe du Lion. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale Brest, Volume I - 443 pp.

- 
- Jouet, G., 2007. Enregistrements stratigraphiques des cycles climatiques et glacio-eustatiques du Quaternaire terminal. Modélisations de la marge continentale du Golfe du Lion. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 443 pp.
- Jouet, G., Berné, S., Rabineau, M., Bassetti, M.A., Bernier, P., Dennielou, B., Sierro, F.J., Flores, J.A. and Taviani, M., 2006. Shoreface migrations at the shelf edge and sea-level changes around the Last Glacial Maximum (Gulf of Lions, NW Mediterranean). *Marine Geology*, 234: 21-42.
- Kenyon, N.H., Klaucke, I., Millington, J. & Ivanov, M.K., 2002. Sandy submarine canyon-mouth lobes on the western margin of Corsica and Sardinia, Mediterranean Sea. *Marine Geology*, 184: 69-84.
- Kenyon, N.H., Droz, L., Ivanov, M.K. and Millington, J., 1995. Scour holes in a channel-lobe transition zone on the Rhône Cone. In: K.T. Pickering, R.N. Hiscott, N.H. Kenyon, F. Ricci Lucchi and R.D.A. Smith (Editors), *Atlas of Deep-water Environments: Architectural Styles in Turbidite Systems*. Chapman and Hall, London, pp. 212-215.
- Kenyon, N.H. and Millington, J., 1995. Contrasting deep-sea depositional systems in the Bering Sea. In: R.N.H. K.T. Pickering, N.H. Kenyon, F. Ricci Lucchi & R.D.A. Smith (Editor), *Atlas of Deep Water Environments: Architectural style in turbidite systems*. Chapman & Hall, London, pp. 96-102.
- Klaucke, I., Masson, D.G., Kenyon, N.H. and Gardner, J.V., 2004. Sedimentary processes of the lower Monterey Fan channel and channel-mouth lobe. *Marine Geology*, 206(1-4): 181-198.
- Kneller, B., 2003. The influence of flow parameters on turbidite slope channel architecture. *Marine and Petroleum Geology*, 20: 901-910.
- Kneller, B. and Buckee, C., 2000. The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology*, 47(Suppl.1): 62-94.
- Kneller, B.C., 1995. Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. In: A.J. Hartley and D.J. Prosser (Editors), *Characterization of Deep Marine Clastic Systems*. Geological Society Special Publications, pp. 31-49.
- Kolla, V., 2007. A review of sinuous channel avulsion patterns in some major deep-sea fans and factors controlling them. *Marine and Petroleum Geology*, 24(6-9): 450-469.
- Komar, P.D., 1971. Hydraulic jumps in turbidity currents. *Geological Society of America Bulletin*, 82: 1477-1488.
- Kostrewa, R., 2004. Internal architecture, geometry and reservoir characterisation of depositional lobes in outcrop and subsurface: examples from S-Turkey and the North Sea. PhD Thesis, University of Tübingen, 175 pp.
- Kumar, N. and Embley, R.W., 1977. Evolution and origin of Ceara Rise: an aseismic rise in the western equatorial Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 683-694.
- Lapouyade, A. and Durrieu de Madron, X., 2001. Seasonal variability of the advective transport of particulate matter and organic carbon in the Gulf of Lion (NW Mediterranean). *Oceanologica Acta*, 24(3): 295-312.
- Lastras, G., Canals, M., Urgeles, R., Amblas, D., Ivanov, M., Droz, L., Dennielou, B., Fabrés, J., Schoolmeester, T., Akhmetzhanov, A., Orange, D. and García-García, A., 2007. A walk down the Cap de Creus canyon, Northwestern Mediterranean Sea: Recent processes inferred from morphology and sediment bedforms. *Marine Geology*, 246(2-4): 176-192.

- Limonov, A.F., Woodside, J.M. and Ivanov, M.K., 1993. Geological and geophysical investigations of western Mediterranean deep-sea fans: Initial results of the UNESCO-ESF "Training through-Research" Cruise of RV Gelendzhik in the western Mediterranean (June-July 1992). UNESCO, 62, 154 pp.
- Lofi, J., Gorini, C., Berne, S., Clauzon, G., dos Reis, A.T., Ryan, W.B.F. and Steckler, M.S., 2005. Erosional processes and paleo-environmental changes in the Western Gulf of Lions (SW France) during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, 217(1-2): 1-30.
- Lofi, J., Rabineau, M., Gorini, C., Berne, S., Clauzon, G., De Clarens, P., dos Reis, A.T., Mountain, G.S., Ryan, W.B.F., Steckler, M.S. and Fouchet, C., 2003. Plio-Quaternary prograding clinoform wedges of the western Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, 198(3-4): 289-317.
- Loncke, L., 2002. Le delta profond du Nil: structure et évolution depuis le Messinien. Thèse de doctorat, Université P. et M. Curie (Paris 6), 180 pp.
- Loncke, L., Gaullier, V., Bellaiche, G. and Mascle, J., 2002. Recent depositional Patterns of the Nile deep-sea fan from Echo-character Mapping. *AAPG Bulletin*, 86(7): 1165-1186.
- Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows: II. depositional models with special reference to the deposits of high-density currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 279-297.
- Mangerud, J., Andersen, S.T., Berglund, B.E. and Donner, J.J., 1974. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification *Boreas*, 3: 109-128.
- Manley, P.L. and Flood, R.D., 1988. Cyclic Sediment Deposition Within Amazon Deep-Sea Fan. *AAPG Bulletin*, 72(8): 912-925.
- Mansor, S., en préparation. Le processus d'avulsion: exemples des éventails turbiditiques de l'Amazonie et du Zaïre. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest.
- Marfurt, K.J., Kirilin, R.L., Farmer, S.L. and Bahorich, M.S., 1998. 3-D seismic attributes using a semblance-based coherency algorithm. *Geophysics*, 63: 1150-1165.
- Marsset, T., Droz, L., Dennielou, B. and Pichon, E., 2009. Cycles in the architecture of the Quaternary Zaire turbidite system: a possible link with climate. *GSL-SEPM, Special Publication, External controls on deepwater depositional systems*, N°92.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C. and Shackelton, N.J., 1987. Age dating and orbital theory of the ice ages: development of a high resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 27: 1-29.
- Maslin, M., Vilela, C., Mikkelsen, N. and Grootes, P., 2005. Causes of catastrophic sediment failures of the Amazon Fan. *Quaternary Science Reviews*, 24: 2180-2193.
- Maslin, M.A., Burns, S., Erlenkeuser, H. and Hohnemann, C., 1997. Stable isotope records from sites 932 and 933. In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus and L.C. Peterson (Editors), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, College Station, Texas, pp. 305-318.
- Maslin, M.A., Durham, E., Burns, S.J., Platzman, E., Grootes, P., Greig, S.E.J., Nadeau, M.-J., Schleicher, M., Pflaumann, U., Lomax, B. and Rimington, N., 2000. Palaeoreconstruction of the Amazon River freshwater and sediment discharge using sediments recovered at Site 942 on the Amazon Fan. *Journal of Quaternary Science*, 15(4): 419-434.
- Maslin, M.A., Knutz, P.C. and Ramsay, T., 2006. Millennial-scale sea-level control on avulsion events on the Amazon Fan. *Quaternary Science Reviews*, 25(23-24): 338-3345.

- 
- Maslin, M.A. and Mikkelsen, N., 1997. Amazon Fan mass transport deposits and underlying interglacial deposits : age estimates and fan dynamics. In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus and L.C. Peterson (Editors), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, pp. 353-365.
- Maslin, M.A., Shackelton, N. and Pflaumann, U., 1995. Surface water temperature, salinity and density changes in the N.E. Atlantic during the last 45000 years: Heinrich events, deep water formation and climatic rebounds. *Paleoceanography*, 10: 527-544.
- McDaniel, D.K., McLennan, S.M. and Hanson, G.N., 1997. Provenance of Amazon fan muds: constraints from Nd and Pb isotopes. In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus and L.C. Peterson (Editors), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, pp. 169-176.
- McGeary, D.F.R. and Damuth, J.E., 1973. Postglacial iron-rich crusts in hemipelagic deep-sea sediment. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 1201-1212.
- McGuire, W.J., Howarth, R.J., Firth, C.R., Solow, A.R. and Pullen, A.D., 1997. Correlation between rate of sea level change and frequency of explosive volcanism in the Mediterranean. *Nature*, 389: 473-476.
- Meade, R.H., 1985. Suspended sediment in the Amazon River and its tributaries in Brazil during 1982-84, U.S. Geological Survey.
- Méar, Y., 1984. Séquences et unités sédimentaires du glaciaire rhodanien. Thèse de Doctorat, Université de Perpignan, Perpignan, 223 pp.
- Méar, Y. and Gensous, B., 1993. Processus d'édification d'une unité interlobe; application au deep-sea fan du Petit-Rhône. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre.*, 317: 1633-1640.
- Metcalf, W.G. and Stalcup, M.C., 1967. Origin of the Atlantic Equatorial Undercurrent. *Deep Sea Research*, 72: 4959-4972.
- Middleton, G.V. and Hampton, M.A., 1973. Turbidites and deep water sedimentation, SEPM Pacific Section.
- 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 pp.
- Migeon, S., Savoye, B., Babonneau, N. and Spy-Anderson, F.-L., 2004. Processes of sediment-wave construction along the present Zaire Deep-sea meandering channel: role of meanders and flow stripping. *Journal of Sedimentary Research*, 74(4): 580-598.
- Migeon, S., Savoye, B. and Faugères, J.-C., 2000. Quaternary development of migrating sediment waves in the Var deep-sea fan: distribution, growth pattern, and implication for levee evolution. *Sedimentary Geology*, 133(3-4): 265-293.
- Migeon, S., Savoye, B., Zanella, E., Mulder, T., Faugères, J.C. and Weber, O., 2001. Detailed seismic-reflection and sedimentary study of turbidite sediment waves on the var sedimentary ridge (SE France): Significance for sediment transport and deposition and for the mechanisms of sediment-wave construction. *Marine and Petroleum Geology*, 18(2): 179-208.
- Migeon, S., Weber, O., Faugères, J. -C., Saint-Paul, J., 1999. SCOPIX: A new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-marine Letters*, 18: 251-255.
- Mikkelsen, N. and Maslin, M.A., 1997. Biostratigraphy and sedimentation rates of the Amazon Fan. In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus and L.C. Peterson (Editors), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, pp. 577-594.



- Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Moutain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N. and Pekar, S.F., 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science*, 310: 1293-1298.
- Milliman, J.D., 1979. Morphology and structure of Amazon upper continental margin. *AAPG Bulletin*, 63(6): 934-950.
- Milliman, J.D. and Meade, R.H., 1983. World wide delivery of river sediment to the oceans. *The Journal of Geology*, 91: 1-21.
- Milliman, J.D., Summerhayes, C.P. and Barretto, H.T., 1975. Quaternary sedimentation on the Amazon continental margin: a model. *Geological Society of America Bulletin*, 86: 610-614.
- Millot, C., 1999. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems*, 20(1-4): 423-442.
- Monaco, A., Biscaye, P.E., Soyer, J., Pocklington, R. and Heussner, S., 1990. Particulate fluxes and ecosystem response on a continental margin: the 1985-1988 Mediterranean ECOMARGE experiment. *Continental Shelf Research*, 10: 809-839.
- Mountain, G.S. and Curry, W.B., 1995. Cruise Ew9209: Site survey for Leg 154. In: W.B.S. Curry, N.J., Richter, C. et al. (Editor), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, College Station, TX, pp. 39-52.
- Mulder, T. and Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48(2): 269-299.
- Mulder, T. and Cochonat, P., 1996. Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research*, 66(1): 43-57.
- Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugeres, J.C. and Savoye, B., 2003. Marine hyperpycnal flows: Initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology*, 20(6-8): 861-882.
- Mutti, E. and Normark, W.R., 1987. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. In: J.K. Leggett and G.G. Zuffa (Editors), *Marine Clastic Sedimentology*. Graham and Trotman, London, pp. 1-38.
- Mutti, E. and Ricci Lucchi, F., 1972. Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis (English translation by Nilsen T.H. 1978), *International Geology Review*, pp. 125-166.
- Mutti, E. and Sonnino, M., 1981. Compensation cycles: a diagnostic feature of turbidite sandstone lobes, *International Association of Sedimentologists, 2nd European Regional Meeting*, Bologna, Italy, pp. 120-123.
- Nissen, S., 2000. Interpretive Aspects of Seismic Coherence and related Multi-trace Attributes, *Reservoir Characteristics of Morrow/Incised-Valley Fill Plays Workshop & Morrow Incised-Valley Core Workshop*, Wichita, Kansas.
- Nittrouer, C.A. and DeMaster, D.J., 1996. The Amazon shelf setting: tropical, energetic and influenced by a large river. *Continental Shelf Research*, 16(5-6): 553-573.
- Nittrouer, C.A., Kuehl, S.A., DeMaster, D.J. and Kowsmann, R.O., 1986 The deltaic nature of Amazon shelf sedimentation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97: 444-458.
- Nittrouer, C.A., Kuehl, S.A., Sternberg, R.W., Figueiredo, A.G. and Faria, L.E.C., 1995. An introduction to the geological significance of sediment transport and accumulation on the Amazon continental shelf. *Marine Geology*, 125: 177-192.
- Nittrouer, C.A., Sharara, M.T. and DeMaster, D.J., 1983. Variations of sediment texture on the Amazon continental shelf. *J. Sediment. Petrol.*, 53: 179-191.
- Nobre, P. and Shulka, J., 1996. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*, 9: 2464-2479.
- Normark, W.R., 1970. Growth patterns of deep-sea fans. *AAPG Bulletin*, 54: 2170-2195.

- 
- Normark, W.R., 1978. Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. *AAPG Bulletin*, 62(6): 912-931.
- Normark, W.R., Damuth, J.E. and the Leg 155 Sedimentology Group, 1997. Sedimentary facies and associated depositional elements of the Amazon Fan. In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus and L.C. Peterson (Editors), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, pp. 611-652.
- Normark, W.R. and Carlson, P.R., 2003. Giant submarine canyons: Is size any clue to their importance in the rock record? *Geological Society of America, Special paper 370*: 1-15.
- Normark, W.R., Piper, D.J.W. and Hess, G.R., 1979. Distributary channels, sand lobes, and mesotopography of Navy submarine fan, California Borderland, with applications to ancient fan sediments. *Sedimentology*, 26: 749-774.
- Nouzé, H., 1993. Intégration de nouveaux modules de traitement de sismique très haute résolution dans Sithère. N°9305, Ifremer.
- Nouzé, H. and Chauchot, P., 1999. « Les sismiques » : des outils essentiels pour l'étude des structures océaniques. *Géosciences Marines*, 21: 25-29.
- O'Connell, S., McHugh, C. and Ryan, W.B.F., 1995. Unique fan morphology in an entrenched thalweg channel on the Rhône Fan. In: K.T. Pickering, R.N. Hiscott, N.H. Kenyon, F. Ricci Luchi and R.D.A. Smith (Editors), *Atlas of Deep Water Environments : Architectural style in turbidite systems*. Chapman & Hall, Aberdeen, pp. 80-83.
- O'Connell, S., Normark, W.R., Ryan, W.B.F. and Kenyon, N.H., 1991. An entrenched thalweg channel on the Rhône fan : interpretation from a SEABEAM and SEAMARC I survey, *SEPM Special Publication*, pp. 259-270.
- Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Puig, P., Fabres, J., Guillen, J., Calafat, A., Canals, M., Heussner, S. and Bonnin, J., 2006. Suspended sediment fluxes and transport processes in the Gulf of Lions submarine canyons. The role of storms and dense water cascading. *Marine Geology*, 234(1-4): 43-61.
- Parker, G., Fukushima, Y. and Pantin, H.M., 1986. Self-accelerating turbidity currents. *Journal of Fluid Mechanics*, 171: 145-181.
- Petrenko, A.A., 2003. Circulation features in the Gulf of Lions, NW Mediterranean Sea; importance of inertial currents. *Oceanologica Acta*, 26: 323-328.
- Philander, S.G.H. and Pacanowshi, R.C., 1986. The mass and heat budget in a model of the tropical Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 91: 14212-14220.
- Piper, D.J.W., et al., 1997b. Synthesis of stratigraphic correlations of the Amazon Fan. In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus and L.C. Peterson (Editors), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, College Station, Texas, pp. 595-610.
- Piper, D.J.W. and Deptuck, M., 1997. Fine-grained turbidites of the Amazon Fan: facies characterization and interpretation. In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus and L.C. Peterson (Editors), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, College Station, Texas, pp. 79-108.
- Piper, D.J.W., Hiscott, R.N. and Normark, W.R., 1999. Outcrop-scale facies analysis and latest Quaternary development of Hueneme and Dume submarine fans, offshore California. *Sedimentology*, 46: 47-78.
- Piper, D.J.W. and Normark, W.R., 2001. Sandy fans - from Amazon to Hueneme and beyond. *AAPG Bulletin*, 85(8): 1407-1438.
- Piper, D.J.W., Pirmez, C., Manley, P.L., Long, D., Flood, R.D., Normark, W.R. and Showers, W., 1997a. Mass transport deposits of the Amazon Fan. In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus and L.C. Peterson (Editors), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, pp. 109-146.

- Piper, D.J.W. and Savoye, B., 1993. Processes of late Quaternary turbidity current flow and deposition on the Var deep-sea fan, north-west Mediterranean Sea. *Sedimentology*, 40(3): 557-582.
- Piper, D.J.W., Stow, D.A.V. and Normark, W.R., 1984. Laurentian Fan: Sohm Abyssal Plain. *Geo-Marine Letters*, 3: 141-146.
- Piperno, D., 1997. Phytoliths and microscopic charcoal from Leg 155: a vegetational and fire history of the Amazon Basin during the last 75 k.y. In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus and L.C. Peterson (Editors), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, pp. 411-420.
- Pirmez, C., 1994. Growth of a submarine meandering channel-levee system on the Amazon Fan., Columbia University, New York, 621 pp. pp.
- Pirmez, C., Behrmann, J., Flemings, P.B., John, C. and the IODP Expedition 308 Shipboard Scientific Party, 2005. Stratigraphic evolution of Brazos-Trinity Basin IV, western Gulf of Mexico: preliminary results of IODP Expedition 308, *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*.
- Pirmez, C., Beauboeuf, R.T., Friedmann, S.J. and Mohrig, D.C., 2000. Equilibrium profile and baselevel in submarine channels: Examples from Late Pleistocene systems and implications for the architecture of deepwater reservoirs. In: P. Weimer et al. (Editors), *Deep water reservoirs of the world*. GCSSEPM Foundation, Houston, pp. 782-805.
- Pirmez, C. and Flood, R.D., 1995. Morphology and structure of Amazon Channel. In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus and L.C. Peterson (Editors), *Proceedings of Ocean Drilling Program Initial reports*, pp. 23-45.
- Pirmez, C. and Imran, J., 2003. Reconstruction of turbidity currents in Amazon Channel. *Marine and Petroleum Geology*, 20: 823-849.
- Popescu, I., 2002. Analyse des processus sédimentaires récents dans l'éventail profond du Danube (mer Noire). Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 282 pp.
- Postma, G., Nemeč, W. and Kleinspehn, K.L., 1988. Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. *Sedimentary Geology*, 58: 47-61.
- Prather, B.E., 2000. Calibration and visualization of depositional process models for above-grade slopes: a case study from the Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, 17(5): 619-638.
- Prather, B.E., 2003. Controls on reservoir distribution, architecture and stratigraphic trapping in slope settings. *Marine and Petroleum Geology*, 20: 529-545.
- Pyrzcz, M., Catuneanu, O. and Deutsch, C., 2005. Stochastic surface-based modeling of turbidite lobes. *AAPG Bulletin*, 89(2): 177-191.
- Rabineau, M., Berné, S., Le Drezen, E., Lericolais, G., Marsset, T. and Rotunno, M., 1998. 3D architecture of lowstand and transgressive Quaternary sand bodies on the outer shelf of the Gulf of Lions, France. *Marine and Petroleum Geology*, 15: 439-452.
- Ravenne, C. and Beghin, P., 1983. Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins. *Revue de l'I.F.P.*, 38: 279-297.
- Reading, H.G. and Richards, M., 1994. Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *AAPG Bulletin*, 78(5): 792-822.

- 
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S.T., Taylor, F.W., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C.E., 2004. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 26–0 ka BP. *Radiocarbon*, 46: 1029–1058.
- Reimer, P.J., Hughen, K.A., Guilderson, T.P., McCormac, F.G., Baillie, M.G.L., Bard, E., Barratt, P., Beck, J.W., Brown, D.M., Buck, C.E., Damon, P.E., Friedrich, M., Kromer, B., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M. and van der Plicht, J., 2002. Preliminary Report of the first workshop of the IntCal04 Radiocarbon Calibration/Comparison Working Group. *Radiocarbon*, 44: 653-661.
- Resende, W.M. and Ferradaes, J.O., 1971. Integração geológica regional de bacia sedimentar da Foz de Amazonas, 25° Congresso Brasileiro de Geologia, pp. 203-214.
- Richardson, P.L. and D., W., 1986. Mapping climatological seasonal variations of surface currents in the tropical Atlantic using ship drifts. *Journal of Geophysical Research*, 91: 10,537-10,550.
- Rimington, N.A., 1999. Sands of the Amazon Fan. PhD Thesis, Cardiff University, 156 pp.
- Salaheldin, T.M., Imran, J., Chaudry, M.H. and Reed, C., 2000. Role of fine sediments in turbidity current flow dynamics and resulting deposits. *Marine Geology*, 171: 21-38.
- Savoie, B., Cochonat, P., Apprioual, R., Bain, O., Baltzer, A., Bellec, V., Beuzart, P., Bourillet, J.F., Cagna, R., Cremer, M., Crusson, A., Dennielou, B., Diebler, D., Droz, L., Ennes, J.C., Floch, G., Foucher, J.P., Guiomar, M., Harmegnies, F., Kerbrat, R., Klein, B., Khun, H., Landure, J.Y., Lasnier, C., Le Drezen, E., Le Formal, J.P., Lopez, M., Loubrieu, B., Marsset, T., Migeon, S., Normand, A., Nouze, H., Ondreas, H., Pelleau, P., Saget, P., Seranne, M., Sibuet, J.C., Tofani, R., & Voisset, M., 2000. Structure and recent evolution of the Zaire deep-sea fan: preliminary results of the ZaiAngo 1 & 2 cruises (Angola–Congo margin). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 331(3): 211-220.
- Savoie, B., Normand, A., Loubrieu, B., Formento, C., de Chambure, L. and Sandjivi, L., 2005. Comment augmenter la résolution des données bathymétriques par grand fond en utilisant des traitements géostatistiques, 10ème Congrès français de Sédimentologie. Abstract dans livre des résumés, 51, 272., Presqu'île de Giens, France, pp. 272.
- Savoie, B., Piper, D.J.W. and Droz, L., 1993. Plio-Pleistocene evolution of the Var deep-sea fan off the French Riviera. *Marine and Petroleum Geology*, 10: 550-571.
- Schwenk, T., Spieb, V., Breitzke, M. and Hübscher, C., 2005. The architecture and evolution of the Middle Bengal Fan in vicinity of the active channel-levee system imaged by high-resolution seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, 22: 637-656.
- Shackelton, N.J., 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, 6: 183-190.
- Shackelton, N.J., Curry, W.B., Richter, C. and Bralower, T.J., 1997. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 154, College Station, TX.
- Shanmugam, G., 2000. 50 years of turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models—a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 17(2): 285-342.
- Shanmugam, G. and Moiola, R.J., 1997. Reinterpretation of Depositional Processes in a Classic Flysh Sequence (Pennsylvanian Jackfork Group), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma: Reply. *AAPG Bulletin*, 81(3): 476-491.

- Shepard, F.P., 1981. Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence. *AAPG Bulletin*, 65: 1062-1077.
- Showers, W.J. and Bevis, M., 1988. Amazon Cone isotopic stratigraphy: Evidence for the source of the freshwater spike. *Palaeogeography-Palaeoclimatology-Palaeoecology*, 64(3-4): 189-199.
- Showers, W.J. and Margolis, S.V., 1985. Evidence for a tropical freshwater spike during the last Glacial/Interglacial transition in the Venezuela Basin:  $\delta^{18}O$  and  $\delta^{13}C$  of calcareous plankton. *Marine Geology*, 68: 145-165.
- Showers, W.J., Schneider, R., Mikkelsen, N. and Maslin, M.A., 1997. Isotopic stratigraphy of Amazon Fan sediments. In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus and L.C. Peterson (Editors), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, College Station, Texas, pp. 281-304.
- Silva, S.R.P., Maciel, R.R. and Severino, M.C.G., 1999. Cenozoic tectonics of Amazon Mouth Basin. *Geo-Marine Letters*, 18: 256-262.
- Sioli, H., 1975. Tropical river: The Amazon. In: B.A. Whitton (Editor), *River Ecology. Studies in Ecology*. University of California Press, Berkley and Los Angeles, pp. 461-488.
- Sioni, S., 1997. Mer Ionienne et Apulie depuis l'ouverture de l'Océan Alpin. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest.
- Skene, K.I., 1998. Architecture of submarine channel levees. PhD Thesis, Dalhousie University, Halifax, NS, Canada, 365 pp.
- Smith, W.H.F. and Sandwell, D.T., 1997. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277: 1957-1962.
- Speranza, F., Villa, I.M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipollari, P. and Matei, M., 2002. Age of the Corsica-Sardinia rotation and Liguro-Provençal Basin spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence. *Tectonophysics*, 347(4): 231-251.
- Stacey, M.W. and Bowen, A.J., 1988. The vertical structure of density and turbidity currents: Theory and observations. *Journal of Geophysical Research*, 93: 3528-3542.
- Steffens, G.S., Biegert, E.K., Sumner, H.S. and Bird, D., 2003. Quantitative bathymetric analyses of selected deepwater siliciclastic margins: receiving basin configurations for deepwater fan systems. *Marine and Petroleum Geology*, 20: 547-561.
- Stow, D.A.V. and Mayall, M., 2000. Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology*, 17(2): 125-135.
- Stramma, L., Fischer, J. and Reppin, J., 1995. The North Brazil Undercurrent. *Deep Sea Research, Part I*, 42: 773-795.
- Stuiver, M. and Reimer, P.J., 1993. Extended  $^{14}C$  database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*, 35: 215-230.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. and Reimer, R.W., 2005. CALIB 5.0. (WWW program and documentation).
- Tardy, Y., Bustillo, V., Roquin, C., Mortatti, J. and Victoria, R., 2005. The Amazon: biogeochemistry applied to river basin management. Part I. Hydro-climatology, hydrograph separation, mass transfer balances, stable isotopes and modelling. *Applied Geochemistry*, 20: 1746-1829.
- Thompson, L.G., et al., 1995. Late glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascaran, Peru. *Science*, 269: 46-50.
- Torres, J., 1995. Analyse détaillée du transfert de sédiment du continent vers le bassin: le Quaternaire terminal au large du delta du Rhône (Méditerranée nord-occidentale). Thèse de doctorat, Université de Bretagne occidentale, Brest, 353 pp.

- 
- Torres, J., Droz, L., Savoye, B., Terentieva, E., Cochonat, P., Kenyon, N.H. and Canals, M., 1997. Deep-sea avulsion and morphosedimentary evolution of the Rhône Fan Valley and Neofan during the Late Quaternary (north-western Mediterranean Sea). *Sedimentology*, 44: 457-477.
- Twichell, D.C., Schwab, W.C., Nelson, C.H., Lee, H.J. and Kenyon, N.H., 1992. Characteristics of a sandy depositional lobe on the outer Mississippi Fan from SeaMARC IA sidescan sonar images. *Geology*, 20: 689-692.
- Twitchell, D.C., Kenyon, N.H., Parsons, L.M. and Mc Gregor, B.A., 1991. Depositional Patterns of the Mississippi Fan Surface: Evidence from GLORIA II and High-Resolution Seismic Profiles. In: M.L. Link (Editor), *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. Springer-Verlag, New-York, pp. 349-363.
- Ulses, C., Estournel, C., Bonnin, J., Durrieu de Madron, X. and Marsaleix, P., 2008. Impact of storms and dense water cascading on shelf-slope exchanges in the Gulf of Lion (NW Mediterranean). *Journal of Geophysical Research*, 113: C02010
- Unterseh, S., 1999. Cartographie et caractérisation du fond marin par sondeur multifaisceaux. Thèse de Doctorat, University of Nancy, 234 pp.
- Vilela, C.G. and Maslin, M.A., 1997. Benthic and planktonic foraminifers and stable isotopic analysis of mass-flow sediments in the Amazon Fan. In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus and L.C. Peterson (Editors), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, College Station, Texas, pp. 335-352.
- Walker, R.G., 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps, *AAPG Bulletin*, pp. 932-966.
- Weaver, A.J., Saenko, O.A., Clark, P.U. and Mitrovica, J.X., 2003. Meltwater Pulse 1A from Antarctica as a Trigger of the Bølling-Allerød Warm Interval. *Science*, 299: 1709-1713.
- Weaver, A.J., Saenko, O.A., Clark, P.U. and Mitrovica, J.X., 2003. Meltwater Pulse 1A from Antarctica as a trigger of the Bølling-Allerød warm interval. *Science*, 299: 1709-1713.
- Wetzel, A., 1993. The transfert of river load to deep-sea fans: A quantitative approach. *AAPG Bulletin*, 77(10): 1679-1692.
- Whiteman, A., 1982. *Nigeria: Its Petroleum Geology, Resources and Potential*. Graham and Trotman Ltd., London.
- Wynn, R.B., Kenyon, N.H., Masson, D.G., Stow, D.A.V. and Weaver, P.E., 2002. Characterization and recognition of deep-water channel-lobe transition zones. *AAPG Bulletin*, 86(8): 1441-1462.
- Yu, B., Cantelli, A., Marr, J., Pirmez, C., O'Byrne, C. and Parker, G., 2006. Experiments on self-channelized subaqueous fans emplaced by turbidity currents and dilute mudflows. *Journal of Sedimentary Research*, 76: 889-902.
- Zaragossi, S., Auffret, G., Faugères, J.C., Garlan, T., Pujol, C. and Cortijo, E., 2000. Physiography and recent sediment distribution of the Celtic Deep-Sea Fan, Bay of Biscay. *Marine Geology*, 169: 207-237

## **ANNEXES**

---





**ANNEXE II.1****PROCEDURE DE CORRECTION DU CHANGEMENT D'IMMERSION DU POISSON AVEC SISBISE****DONNEES MAK-1 SONDEUR SEDIMENT 5 KHZ**

Les fichiers .sgy contiennent les données sonar et sondeur de sédiments 5 kHz dans 3 voies: sonar babord, sonar tribord et sondeur de sédiments.

**1- Exportation du format SEGYY (.seg) au format SISBISE (.dat et .nfo)**

*syinfo* (informations sur le fichier)

*isegy* (paramètre knum=5)

**2- Récupération des valeurs d'immersion (localisées dans le mot 15)**

*getpar*

<i>&gt;Sisbise&lt; getpar \$</i>	<i>itrc0 (1)=</i>
<i>zfil ( )=mak107ms</i>	<i>ntrc (0)=3</i>
<i>ishot (1)=</i>	<i>zpara (0)=15</i>
<i>nshot (0)=</i>	<i>kproc (0)= 0</i>

→ Résultat : Création d'un fichier (.prm) où sont répertoriées les valeurs d'immersion avec un facteur \*10.

**3- Renommer le fichier mak107.prm en mak107.imm****4- Faire tourner le programme imm2delstat\_sun (ou imm2delstat\_linux)**

*Nom fichier Entrée : mak107.imm*

*Nom fichier Sortie : mak107.delstat*

*Fréquence d'échantillonnage : 25.641 (information dans le fichier .nfo)*

→ Résultat : Création d'un fichier mak107.delstat (le copier en mak107.prm)

**5- Ecriture du nouveau délai dans l'entête du fichier**

*putpar*

La valeur du délai se décompose sous la forme d'un entier et de statiques (valeurs décimales). Ces informations doivent être renseignées dans l'entête du fichier au mot 36 (valeur entière) et au mot 33 (valeurs décimales) grâce à la commande **putpar** sous SISBISE.

```
>Sisbise< putpar $
zfil ( )=mak107
ishot (1)=
nshot (0)=
itrc0 (1)=
ntrc (0)=3
zpara (0)=36,33
kproc (0)= 0
```

## 6- Application des statiques

### *stathz*

```
>Sisbise< stathz $
zfil ( )=mak107ms
ishot (1)=
nshot (0)=
ktrc (3)=
istat (0)=3
lstat (0)=
zfilhrz ( )= aaa
kcas(0)=
```

## 7- Pointé du fond rapide et approximatif en utilisant viewerSisbise

## 8- Pointé automatique du fond

### *picamp*

```
>Sisbise< picamp $
zfilhrz (aaa)= MAK107MS_fd.hrz
ishot (1)=
nshot (0)=
ktrc (3)=
lsmpc (3)=10
ptype(3)=3
seuil ( )= 500
atype(0)=
tamp(0)=
tamp1(0)=
ksta(0)=
```

→ Résultat : Création de 2 fichiers issus du pointé automatique :

mak107ms\_fd\_ipt.hrz et mak107ms\_fd\_amp.hrz

Utiliser mak107ms\_fd\_ipt.hrz pour l'étape suivante de lissage.

## 9- Lissage de l'horizon

### *corhrz*

```
>Sisbise< corhrz $
```

$zfilhrz ( ) = MAK107MS\_fd\_ipt.hrz$                        $ilarga (0) =$   
 $ishot (1) =$                                                                $seuila (0) = atype(0) =$   
 $nshot(0) =$                                                                $nnglis ( ) = 15$  (lissage sur 15 tirs)

→ Résultat : Création d'un fichier issu du lissage (correction) : mak107\_fd\_ipr.hrz.cor

### 10- Appliquer les statiques du lissage

#### *stathz*

>Sisbise< stathz \$  
 $zfil (mak107ms) =$                                                        $istat (3) = 0$   
 $ishot (1) =$                                                                $lstat(0) =$   
 $nshot(0) =$                                                                $zfilhrz() = mak107\_fd\_ipt.hrz.cor$   
 $ktrc (3) =$                                                                $kcas (0) =$

### 11- Exportation des données traitées au format .seg

#### *esegy*

>Sisbise< esegy \$  
 $zfil ( \$ ) = mak107$                                                        $ifhead (1) =$   
 $ifmt (3) = 3$                                                                $ztape (0) =$   
 $ishot0 (1) =$                                                                $zref1 ( ) =$   
 $nshot ( ) = 0$                                                                $zref2 ( ) =$   
 $itrc0 ( ) = 3$                                                                $zref3 ( ) =$   
 $ntrc (0) = 1$                                                                $zref4 ( ) =$   
 $tsmp0 (0.) =$                                                                $zref5 ( ) =$   
 $lsmp (0.) =$                                                                $zlbnd ( ) = _$

### 12- Visualisation des données traitées sous Kogeo (version 2.7)

Sélection de la voie sondeur de sédiment uniquement (sans les données sonar).

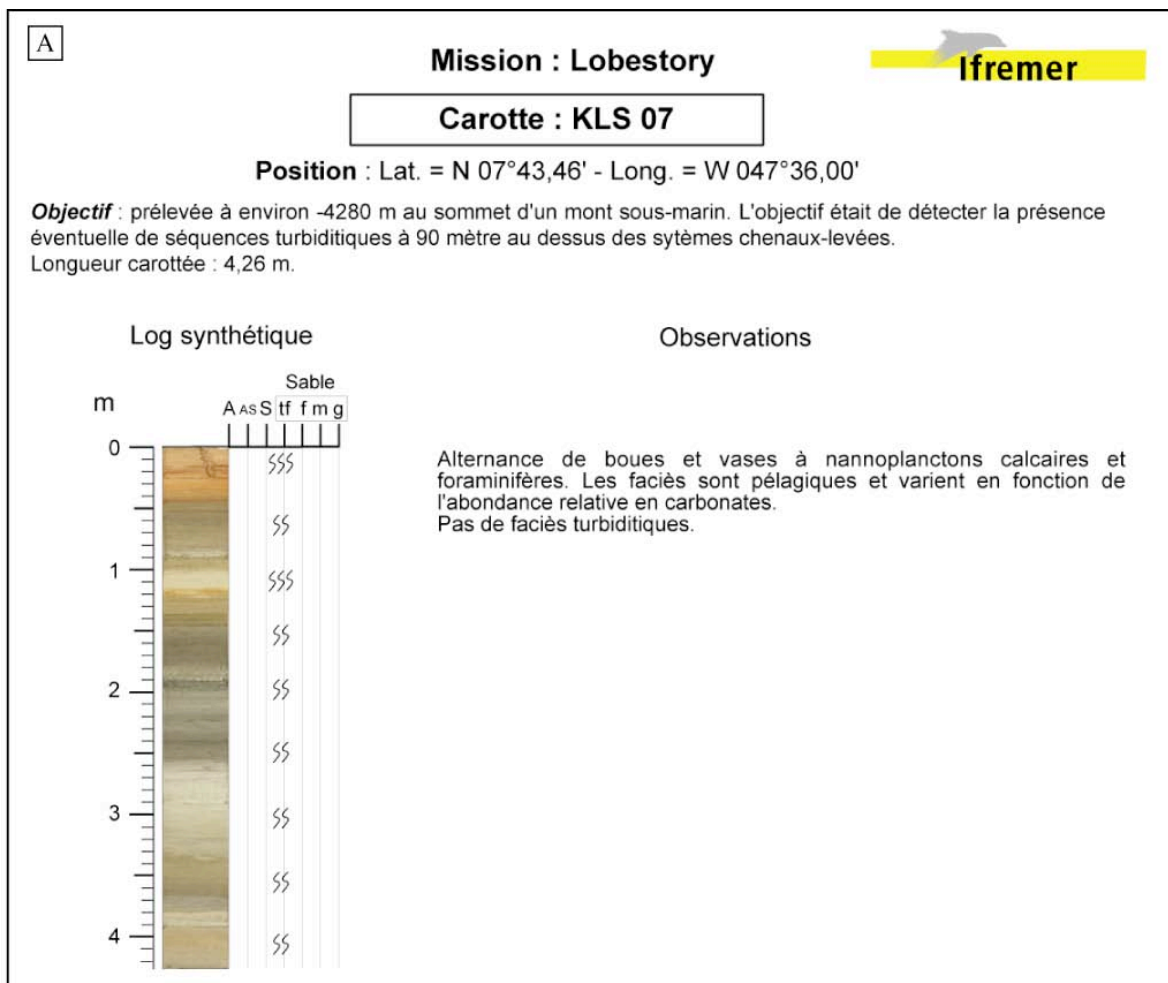
Calcul de l'attribut sismique d'amplitude instantanée : visualisation de l'enveloppe du signal.

### 13- Fichier traité (.seg) prêt à être importé dans Kingdom Suite.



**ANNEXE III.1**

Annexe. III.1- Logs synthétiques des 11 carottes étudiées : (A) KLS07, (B) KLS04, (C) KLS05, (D) KLS08, (E) KLS09, (F) KLS10, (G) KLS11, (H) KLS12, (I) KLS13, (J) KLS06 et (K) KD01.



B

Mission : Lobestory

Ifremer

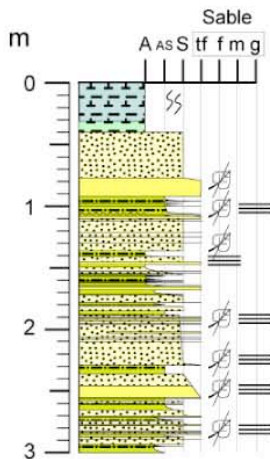
Carotte : KLS 04

Position : Lat. = N 07°34,99' - Long. = W 047°49,70'

Objectif : prélevée à -4295 m sur la levée droite au niveau de l'embouchure du chenal turbiditique de l'Amazone. Longueur carottée : 3,00 m.

Log synthétique

Observations



Boue à nannoplactonq calcaireq et foraminifères. Trois niveaux bruns (Mn). Niveau orange légèrement induré à la base. Contact basal net avec 9 cm de vase à nannoplanctons calcaires.

Séquences granoclassées centimétriques à décimétriques à dominante silteuse, composées d'argiles-silteuses au sommet et de silts et parfois de sables très fins à la base. Les séquences contiennent des lamines de silts et sables très fins riches en débris végétaux.

C

Mission : Lobestory

Ifremer

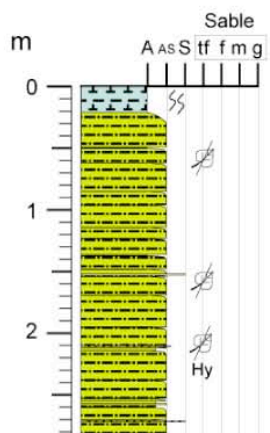
Carotte : KLS 05

Position : Lat. = N 07°34,95' - Long. = W 047°50,24'

Objectif : prélevée à - 4304 m dans le fond du chenal turbiditique de l'Amazone (entrée du lobe A3). Longueur carottée : 2,83 m.

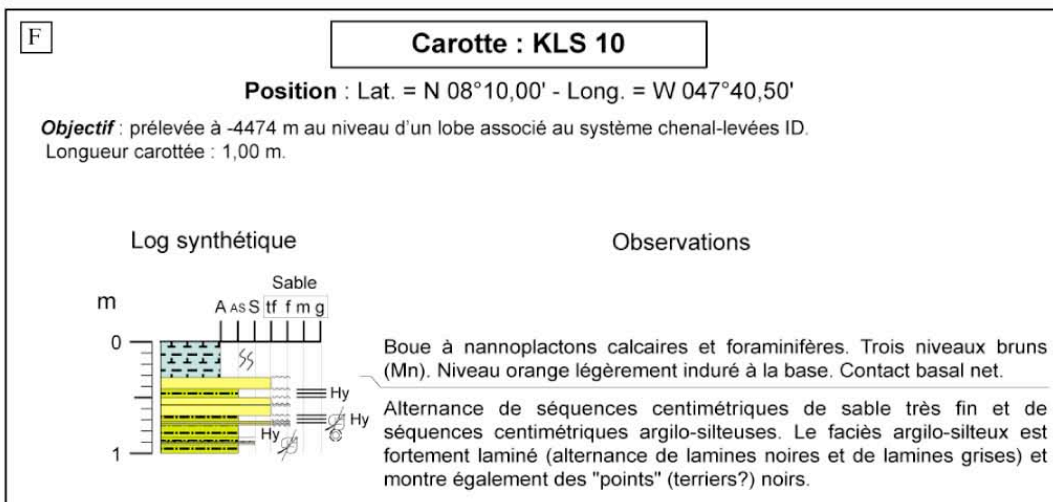
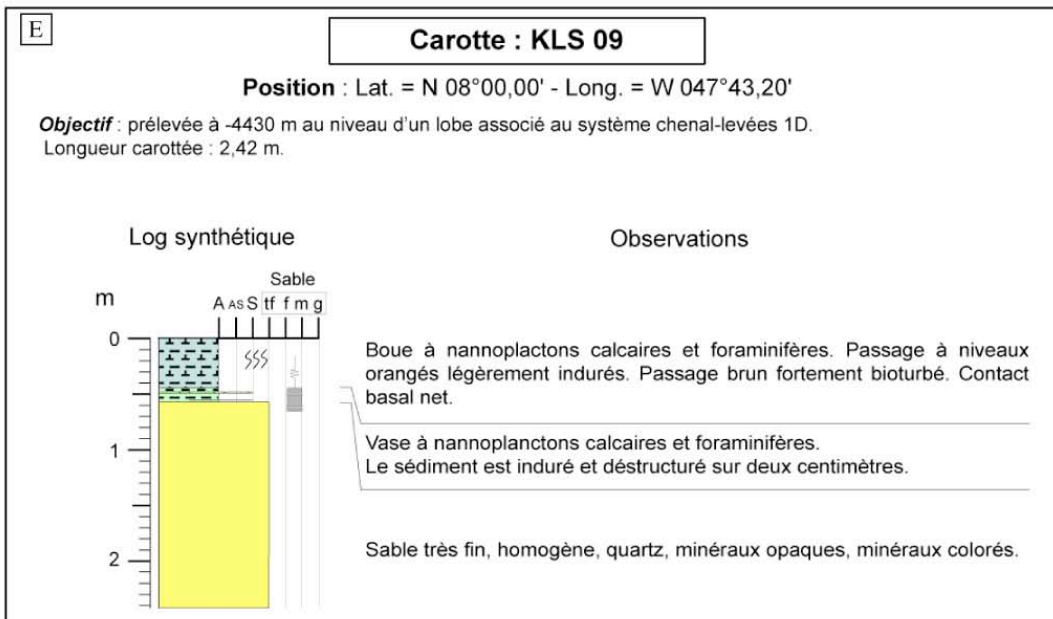
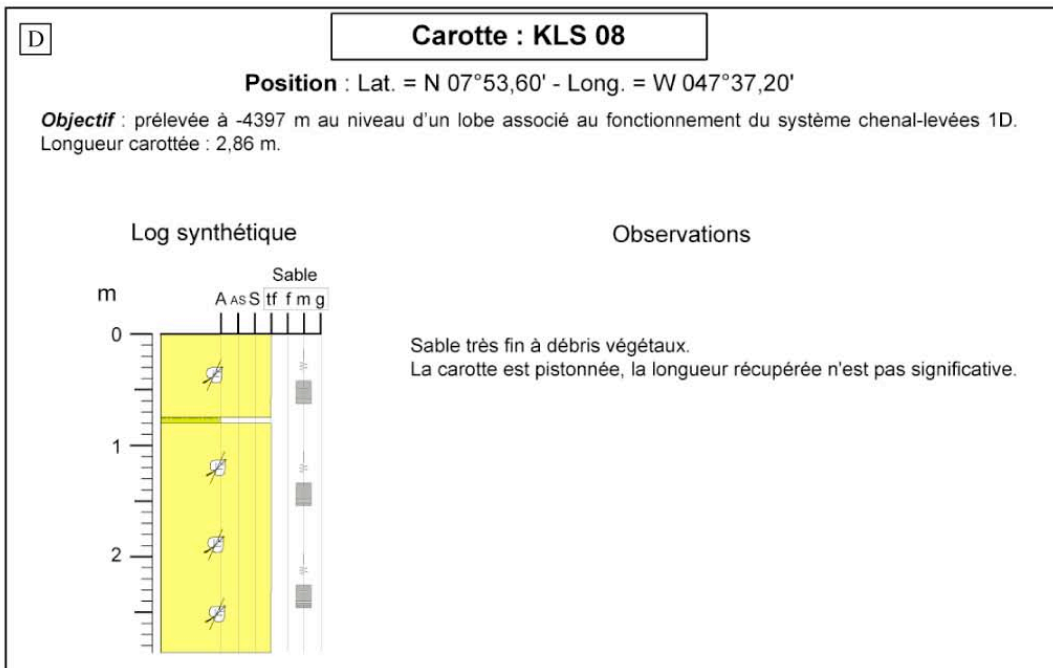
Log synthétique

Observations



Boue à nannoplactons calcaires et foraminifères. Deux niveaux plus sombres. Deux niveaux oranges légèrement indurés à la base. Contact basal net.

Séquences d'argile silteuse décimétriques. Sombre (5Y 3/2) tachetée (facies léopard). Hydrotroïlite et micro débris végétaux abondants. Lamines silteuses à la base de quelques séquences? Niveaux argileux fins (hémipélagique?) au sommet des séquences.



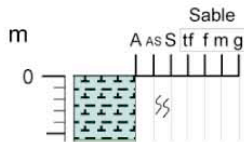
G

### Carotte : KLS 11

**Position :** Lat. = N 08°10,50' - Long. = W 047°32,50'

**Objectif :** prélevée à -4474 m, en zone amont du lobe A1.  
Longueur carottée : 0,57 m.

#### Log synthétique



#### Observations

Boue à nannoplactons calcaires et foraminifères. Trois niveaux bruns (Mn). Zone légèrement indurée de couleur orange à la base. Contact basal érosif.

Vase à nannoplactons calcaires.

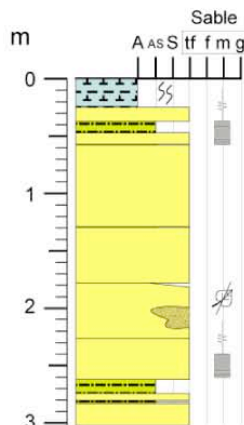
H

### Carotte : KLS 12

**Position :** Lat. = N 08°16,99' - Long. = W 047°29,00'

**Objectif :** prélevée à -4506 m, au niveau du corps du lobe A1.  
Longueur carottée : 3,02 m.

#### Log synthétique



#### Observations

Boue à nannoplactons calcaires et foraminifères. Niveaux bruns (Mn). Niveau orange légèrement induré à la base. Contact basal net.

Séquences de sable très fin (décimétriques) et d'argile silteuse (centimétriques). Une poche de sable fin.

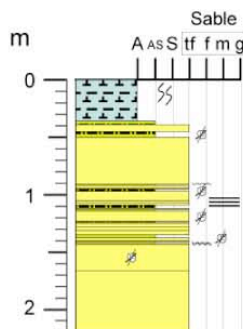
I

### Carotte : KLS 13

**Position :** Lat. = N 08°23,49' - Long. = W 047°23,40'

**Objectif :** prélevée à -4541 m, au niveau de la frange du lobe A1.  
Longueur carottée : 2,22 m.

#### Log synthétique



#### Observations

Boue à nannoplactons calcaires et foraminifères. Niveaux bruns (Mn). Niveau orange légèrement induré à la base. Contact basal net.

Séquences de sable très fin (décimétriques) et d'argile silteuse (centimétriques). Les sables très fins sont riches en débris végétaux, sous forme de lamines ou de niveaux de quelques centimètres d'épaisseur.



J

## Mission : Lobestory

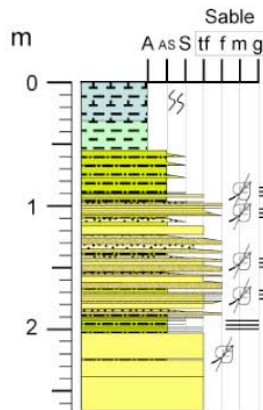
Ifremer

## Carotte : KLS 06

Position : Lat. = N 07°38,09' - Long. = W 047°48,70'

**Objectif** : prélevée à -4320 m. Prélevée sur le lobe A3 à l'embouchure du chenal turbiditique de l'amazone.  
Longueur carottée : 2,66 m.

## Log synthétique



## Observations

- Boue à nannoplactons calcaires et foraminifères. Trois niveaux bruns (Mn). Niveau induré à la base (croûte ferrugineuse). Contact basal érosif.
- Vase à nannoplactons calcaires et foraminifères.
- Trois séquences argilo-silteuses centimétrique à décimétriques à base silteuse.
- Séquences granoclassées centimétriques silteuses à base sableuse très fin à fin. Débris végétaux abondants dans des lamines et à la base des séquences.
- Séquence à base de sable très fin, surmontée d'argile silteuse à lamines silteuses à sableuses fin. Abondants débris végétaux dans la partie supérieure de la série de sable très fin.

K

## Mission : Damaz

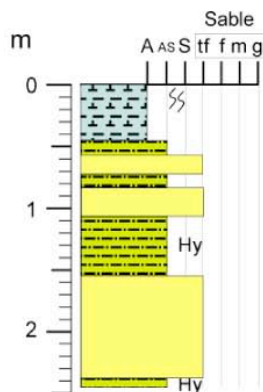
Ifremer

## Carotte : KD 01

Position : Lat. = N 07°43,80' - Long. = W 047°47,60'

**Objectif** : prélevée à -4346 m, au niveau du corps du lobe A3.  
Longueur carottée : 2,45 m.

## Log synthétique



## Observations

- Boue à nannoplactons calcaires et foraminifères.  
Niveau orange légèrement induré à la base. Contact basal net.
- Alternance de niveaux de sable très fin (décimétriques) et de niveaux d'argile silteuse (pluri-centimétriques à décimétriques).
- Niveaux d'argile silteuse (décimétriques) sombre et tachetée (faciès léopard). Hydrotroïlite et micro débris végétaux abondants.
- Niveau de sable très fin pluri-décimétrique.

## ANNEXE III.2

name of lab and sample number	core	sample depth (cm)	sample weight	lat (N)	long (E)	water depth (m)	Core length (m)	dated material	dating technique	Conventional C14 age (BP)	reservoir age	calibrated age (y BP)
poz-17419	KLS04	102-103	18.16 mg	7°34.99	47°49.70	4309	3	TOC (Sed. C org)	AMS	13720 ± 70		16126-16534 (16342)
poz-17420	KLS04	217-218	15.842 mg	7°34.99	47°49.70	4309	3	TOC >63 um (Debris Veg)	AMS	13000± 70		15185-15502 (15354)
poz-17476	KLS04	277-278	10.7 g	7°34.99	47°49.70	4309	3	TOC >63 um (Debris Veg)	AMS	12890± 70		15067-15350 (15223)
poz-17273	KLS05	18-20	27.2 mg	7°34.95	47°50.24	4321	2.83	Foram. (G. Bull...)	AMS	9530± 50	400	10322-10475 (10389)
poz-17421	KLS05	80-81	11.647 g	7°34.95	47°50.24	4321	2.83	TOC (Sed. C org)	AMS	11040± 60		12901-13024 (12967)
poz-17422	KLS05	180-181	13.544 g	7°34.95	47°50.24	4321	2.83	TOC (Sed. C org)	AMS	11100± 60		12949-13071 (13012)
poz-17437	KLS05	280-281	12.571 g	7°34.95	47°50.24	4321	2.83	TOC (Sed. C org)	AMS	11340± 70		13153-13274 (13216)
poz-17438	KLS06	65-66	13.847 g	7°38.09	47°48.70	4320	2.66	TOC (Sed. C org)	AMS	14020± 80		16501-16928 (16709)
poz-17279	KLS06	66	43.65 mg	7°38.09	47°48.70	4320	2.66	Shell Bivalves	AMS	12870± 60	400	14280-14703 (14538)
poz-17423	KLS06	150-151	6.430 g	7°38.09	47°48.70	4320	2.66	TOC >63 um (Debris Veg)	AMS	13070± 70		15259-15602 (15447)
poz-17424	KLS06	218-219	6.662 g	7°38.09	47°48.70	4320	2.66	TOC >63 um (Debris Veg)	AMS	13050± 70		15237-15573 (15420)
poz-17274	KD01	45-47.5	20 mg	7°43.80	47°47.60	4346	2.45	Foram. (G. Bull...)	AMS	11340± 60	400	12852-12919 (12890)
poz-17291	KD01	75-80	7.25 mg	7°43.80	47°47.60	4346	2.45	Foram. (G. Bull...)	AMS	11400± 60	400	12870-12966 (12928)
poz-17278	KLS12	15.5-16.5	15 mg	8°16.99	47°29.00	4506	3.02	Foram. (G. Bull...)	AMS	8880± 50	400	9458-9540 (9506)
poz-17439	KLS12	42-43	17.584 g	8°16.99	47°29.00	4506	3.02	TOC (Sed. C org)	AMS	13390± 80		15686-16094 (15904)
poz-17425	KLS12	205-206	13.186 g	8°16.99	47°29.00	4506	3.02	TOC >63 um (Debris Veg)	AMS	13730± 70		16138-16547 (16354)
poz-17440	KLS13	130-131	14.514 g	8°23.49	47°23.40	4541	2.22	TOC >63 um (Debris Veg)	AMS	13550± 80		15902-16320 (16117)
poz-17292	KLS09	41-43	11.70 mg	8°00.00	47°43.20	4430	2.42	Foram. (G. Bull...)	AMS	10810± 80	400	12106-12384 (12296)
poz-17293	KLS09	53-56	6 mg	8°00.00	47°43.20	4430	2.42	Foram. (G. Bull...)	AMS	9960± 50	400	10812-10858 (10928)
poz-17277	KLS10	23-26	24.1 mg	8°10.00	47°40.50	4474	1.0	Foram. (G. Bull...)	AMS	9150± 50	400	9458-9540 (9506)

Foram.  
Shell  
C.org. (TOC)  
C. org. (TOC > 63um)

Annexe. III.2- Tableau récapitulatif des échantillons prélevés sur les carottes Damaz et Lobestory pour des datations au radiocarbonate : le type de matériel daté ainsi que les âges C<sup>14</sup> et calendaires obtenus y sont indiqués.

## **LISTE DES FIGURES**

---



**LISTE DES FIGURES****CHAPITRE I- ETAT DES CONNAISSANCES SUR LES EVENTAILS TURBIDITIQUES ET LES LOBES TERMINAUX**

- Fig. I.1-** Diagramme illustrant les différents processus de transport et de dépôt en domaine marin profond (d'après Stow and Mayall, 2000). 12
- Fig. I.2-** Vue schématique représentant un écoulement turbiditique de haute densité différenciant un écoulement inférieur laminaire et un écoulement supérieur turbulent (d'après Postma et al., 1988). 13
- Fig. I.3-** Description des séquences de dépôts décrites dans les séries turbiditiques en distinguant les dépôts associés aux courants de haute et de basse densité (d'après Shanmugam, 2000). 14
- Fig. I.4-** Exemples de systèmes turbiditiques caractérisés par une source unique d'alimentation et des apports à dominante (A) argileuse (mud-rich system) et (B) sableuse (sand-rich system). Extraits de la classification de Reading et Richards (1994). 16
- Fig. I.5-** Classification proposée par Piper et Normark (2001), qui prend en compte les caractéristiques des sédiments en entrée ainsi que les mécanismes d'initiation des écoulements gravitaires. 17
- Fig. I.6-** Représentation schématique d'un éventail turbiditique (d'après Babonneau, 2002). 19
- Fig. I.7-** Vues en coupe à travers plusieurs canyons sous-marins montrant la diversité des tailles et des morphologies (d'après Normark, 2003). 20
- Fig. I.8-** Exemples de systèmes chenaux-levées présentant des morphologies très différentes entre des levées conjuguées symétriques (systèmes Amazone : Flood et al., 1991 et Zaïre : Babonneau, 2002) et asymétriques (Systèmes Var : Migeon, 2000 et Hueneme : Piper et al., 1999). Distinction entre un système chenel-levées aggradant (type Amazone) et un système chenel-levées érosif (type Zaïre). 22
- Fig. I.9-** (A) Processus et marqueurs d'érosion et de dépôts résultant d'un ressaut hydraulique en fonction de la teneur en particules fines (argile) d'un écoulement riche en sables (d'après Mutti and Normark, 1987). (B) Coupes longitudinales schématiques représentant, en fonction du volume et de la proportion d'argile d'un écoulement, les types d'organisation observés pour un lobe attaché et un lobe détaché (d'après Wynn et al., 2002). 24
- Fig. I.10-** (A) Principaux marqueurs (dimensions et morphologies) d'érosion et de dépôt observés au niveau de la zone de transition chenel-levées/lobe (CLTZ). (B) Vue schématique en plan présentant la distribution spatiale des marqueurs d'érosion et de dépôt caractérisant une CLTZ (d'après Wynn et al., 2002). 25
- Fig. I.11-** Représentation schématique de la migration vers l'aval de la terminaison d'un système chenel-levées et de son lobe associé (modifiée d'après Hübscher et al., 1997). 26

---

**Fig. I.12-** Représentation schématique d'un lobe (modifiée d'après Galloway, 1998). 27

**Fig I.13-** Exemples des lobes terminaux des systèmes turbiditiques du (A) Mississippi : mosaïque d'imagerie acoustique GLORIA imageant les 9 lobes liés au chenal du Mississippi (modifiée d'après Twitchell et al., 1991), (B) Zaïre : Mosaïque EM12D illustrant les lobes situés à la terminaison du chenal actuel du Zaïre (modifiée d'après Babonneau, 2002). (C) Petit-Rhône : Carte bathymétrique ombrée illustrant la position des lobes situés à la terminaison des systèmes chenaux-levées du complexe supérieur de l'éventail du Petit-Rhône, zoom sur le système chenal-levées-lobe 2b (modifiée d'après Gillet et al., 2006). (D) Monterey : Mosaïque GLORIA imageant la terminaison du chenal Monterey limitée au Sud par la zone de fracture Murray (modifiée d'après Klaucke et al., 2004). (E) Golo Est Corse : Le système du Golo, situé à l'embouchure du fleuve Golo, comprend les éventails du Golo Sud, du Golo Nord, du Biguglia et du St Damiano ainsi que les dépôts du Pineto et du Fium Alto sur la pente. La sédimentation actuelle est représentée en rouge, celle récente en bleue et celle plus ancienne en jaune (D'après Gervais, 2002). (F) Mosaïque d'imagerie acoustique EM12D illustrant le lobe distal du Var caractérisé par la zone de faible réflectivité dénommée « Tache blanche » (modifiée d'après Bonnel, 2005). (G) Cartographie des lobes sableux des systèmes Hueneme et Dume (d'après Piper and Normark, 2001). (H) Lobes des systèmes Pochnoi et Umnack (Bering Sea) localisés au niveau de la pente Nord des îles volcaniques des Aléoutiennes imagés par des données d'imagerie acoustique GLORIA (lobe Pochnoi) et son interprétation (en noir : faible réflectivité) (modifiée d'après Kenyon and Millington, 1995). À noter : sur les données d'imagerie acoustique GLORIA, les zones de faible réflectivité apparaissent en noir ou tons sombres et les zones de forte réflectivité en blanc ou tons clairs. À l'inverse, les données d'imagerie acoustique EM12 montrent des tons sombres correspondant aux zones de forte réflectivité et des tons clairs pour les zones de faible réflectivité. 31

**Tabl. I.1-** Tableaux récapitulatifs des principales caractéristiques (contexte physiographique, dimensions, faciès acoustique, contenu lithologique) des lobes terminaux des systèmes turbiditiques géants (Mississippi, Zaïre, Petit-Rhône, Monterey) et de plus petite taille (Golo Est Corse, Var, Hueneme et Dume, Pochnoi et Umnack). 29

## CHAPITRE II- DONNEES ET METHODES

**Fig. II.1-** Levés bathymétriques EM12D au niveau des lobes terminaux de l'éventail de l'Amazonie réalisés lors des missions Damaz (2003) et Lobestory (2004) à bord du N/O L'Atalante. 42

**Fig. II.2-** Carte bathymétrique issue de la compilation de plusieurs MNT (MNT synthèse Golfe du Lion (d'après Berné et al., 2002) + MNT Marion-Progrès, EM300) depuis le rebord de la plateforme du Golfe du Lion, entaillé par de nombreux canyons, jusqu'au bassin profond, zone de mise en place du Néofan du Petit-Rhône. 43

**Fig. II.3-** Comparaison entre les cartes bathymétriques réalisées à partir de données EM12D (MNT Synthèse\_Golfe du Lion, pas de 100 m) et EM300 (MNT Marion-Progrès, pas de 50 m) sur la même zone. La superposition des isolignes tous les 20 m met en évidence le meilleur niveau de détail des données EM300, notamment au niveau de la définition des flancs et du fond du chenal. 44

- Fig. II.4-** Profils bathymétriques le long de l'axe du chenal du Petit-Rhône et du Néochenal réalisés à partir de données EM12D (en orange, MNT Synthèse\_Golfe du Lion, pas de 100 m) et EM300 (en bleu, MNT Marion-Progrès, pas de 50 m). 45
- Fig. II.5-** (A) Mosaïque EM12D des lobes terminaux de l'éventail turbiditique de l'Amazonie. (B) Mosaïque EM300 du Néofan du Petit-Rhône issue de la compilation des données des missions Marion et Progrès (pour (A) et (B) faible réflectivité : tons clairs et forte réflectivité : tons sombres). 46
- Fig. II.6-** Exemple de profil Mak-1 acquis lors de la mission TTR-14 du N/O Logatchev. En haut : mosaïque sonar ; en bas : profil sondeur de sédiments 5 kHz associé. 49
- Fig. II.7-** (A) Représentation schématique d'une section sismique à travers 3 couches caractérisées par des vitesses et des densités différentes. La trace sismique met en évidence une réflexion sismique au niveau de l'interface entre les couches 1 et 2 (source : [http://www.unil.ch/igp/page22624\\_en.html](http://www.unil.ch/igp/page22624_en.html)). (B) Diagramme représentant une trace sismique : le long d'une trace, les valeurs de l'amplitude alternent entre une polarité positive et une polarité négative. La valeur maximale de l'amplitude est mesurée entre le zéro et la déviation positive maximale appelée peak. Le maximum négatif d'amplitude est appelé trough (source : <http://www.glossary.oilfield.slb.com>). 50
- Fig. II.8-** Plan de position des profils sismiques utilisés pour l'étude du Néofan du Petit-Rhône. 53
- Fig. II.9-** Exemple d'un profil sondeur de sédiments 3,5 kHz (L38) au niveau de l'éventail turbiditique de l'Amazonie. 54
- Fig. II.10-** Plan de position des profils sondeur de sédiments 3,5 kHz utilisés pour l'étude des lobes terminaux de l'éventail turbiditique de l'Amazonie. 55
- Fig. II.11-** Eventail de l'Amazonie : carte de localisation des forages ODP (leg 155) et des carottages Kullenberg réalisés lors des campagnes Damaz et Lobestory. 60
- Tabl. II.1-** Tableau récapitulatif des données utilisées et classées par zone d'étude. À noter : La synthèse bathymétrique du Golfe du Lion est constituée de la compilation de plusieurs MNT depuis le plateau jusqu'au bassin profond d'après Berné et al., 2002. 39
- Tabl. II.2-** Caractéristiques des sondeurs multifaisceaux EM12D et EM300 (Source IFREMER). 40
- Tabl. II.3-** Tableau récapitulatif des différentes campagnes réalisées au niveau des deux zones d'étude et détaillant les données bathymétriques et d'imageries acoustiques utilisées en fonction des systèmes mis en œuvre (types de sondeurs multifaisceaux EM12D, EM300 ou sonar tracté près du fond Mak-1). Campagnes réalisées à bord du \* N/O L'Atalante, \*\* N/O Le Suroît, \*\*\* N/O Logatchev. 41
- Tabl. II.4-** Tableau récapitulatif des différents types de sismique utilisés et classés en fonction de leur résolution. Campagnes réalisées à bord du \* N/O L'Atalante, \*\* N/O Le Suroît, \*\*\* N/O Logatchev. 56

---

**Tabl. II.5-** Tableau récapitulatif des échantillons prélevés pour des datations au radiocarbone et âges obtenus.

63

### CHAPITRE III- LES LOBES TERMINAUX DE L'EVENTAIL TURBIDITIQUE DE L'AMAZONE

**Fig. III.1-** Structure profonde de la marge brésilienne équatoriale au niveau du bassin de l'Amazonie, au droit du débouché du fleuve Amazone (modifiée d'après Silva et al., 1999). (A) Carte bathymétrique depuis le delta du fleuve Amazone jusqu'à l'isobathe -3000 m (contours des isobathes tous les 250 m). La ligne AA' indique la localisation du profil sismique présenté en (D et E). (B) Carte des isopaques de la mégaséquence paléocène à miocène moyen (10-65 Ma). (C) Carte des isopaques de la mégaséquence miocène supérieur à l'actuel (0-10 Ma). (D) Profil sismique multitrace et son interprétation en (E), mettant en évidence les 4 principales étapes d'évolution de la marge depuis le socle (réflecteur A) et le remplissage par les dépôts syn-rift (réflecteur B). Par-dessus, on observe les dépôts qui sont liés à une première phase de transgression marine (réflecteur C). La plateforme carbonatée est identifiée, sur la partie gauche du profil, entre 2 et 4 s et caractérisée par un faciès sismique aux réflecteurs continus, parallèles et de forte amplitude. Enfin, une épaisse séquence marine progradante composée de sédiments silicoclastiques correspond à la dernière phase de construction de la marge du Miocène moyen (réflecteur D) jusqu'à l'Actuel. Ces séries sédimentaires sont affectées par de nombreuses failles listriques et chevauchantes qui individualisent successivement, le long de la marge, un domaine en extension puis un domaine en compression.

68

**Fig. III.2-** Carte de localisation de l'éventail turbiditique de l'Amazonie (le levé bathymétrique réalisé lors des campagnes Damaz et Lobestory y est superposé) par rapport aux côtes brésilienne et guyanaise.

70

**Fig. III.3-** (A) Vue satellite du bassin versant du fleuve Amazone depuis les Andes jusqu'au delta débouchant dans l'Océan Atlantique équatorial (Source Google Earth). (B) Zoom sur les méandres du fleuve Amazone (Image Wikipedia).

71

**Fig. III.4-** Physiographie du bassin versant du fleuve Amazone, limité à l'Ouest par la chaîne andine, et au Nord et au Sud par les cratons guyanais et brésilien respectivement, d'âge Précambrien. Le dense réseau hydrographique du fleuve Amazone s'écoule depuis sa source dans les Andes, le long d'une gouttière centrale au relief peu marqué qui forme la plaine alluviale centrale et qui débouche dans l'Océan Atlantique (modifiée d'après Tardy et al., 2005).

74

**Fig. III.5-** Morphologie de la plateforme de l'Amazonie subdivisée en deux compartiments séparés par le banc sableux de Cabo Norte. Pendant l'Holocène, un « subaqueous delta » s'est formé sur la plateforme, caractérisé par la zone des « foresets », comprise entre les isobathes -40 m et -60 m, fortement pentée qui sépare la zone des « topsets » en amont et la zone des « bottomsets » en aval (modifiée d'après Nittrouer et al., 1995).

75

**Fig. III.6-** Comparaison entre plusieurs plateformes continentales mettant en évidence les différents types de configuration depuis le delta ou l'estuaire du fleuve, la plateforme et le canyon : A : Amazone, B : Mississipi, C : Indus, D : Zaire (modifiée d'après Burgess and Hovius, 1998).

76



- Fig. III.7-** Le système Amazone depuis le bassin versant jusqu'au bassin profond. Localisation de l'éventail turbiditique de l'Amazone qui s'étend depuis la bordure du plateau continental au Nord-Est du Brésil jusqu'à la plaine abyssale de Demerara, à proximité de la dorsale médio-Atlantique et de la Ceara Rise. Carte topographique et bathymétrique d'après Smith and Sandwell (1997). 78
- Fig. III.8-** La surface de l'éventail de l'Amazone présente un dense réseau ramifié de chenaux méandriiformes et divergents vers l'aval ainsi que de gigantesques glissements d'extension régionale (d'après Damuth et al., 1983). Au niveau de l'éventail inférieur, qui s'étend jusqu'à la plaine de Demerara, les points noirs correspondent aux axes de chenaux identifiés à partir de données de sondeur de sédiments 3,5 kHz et 12 kHz. 79
- Fig. III.9-** Coupe schématique à travers les Andes équatoriales et le bassin amazonien représentant la distribution actuelle des types de végétations (d'après Hoogheemstra, 1984 in Haberle and Maslin, 1999). Les ceintures de végétation et signatures polliniques majeures sont la forêt montagneuse (montane forest), la forêt de basse altitude (lowland forest), et la savane et prairie (savanna-grassland). 81
- Fig. III.10-** Carte de la circulation océanique au niveau de l'Océan Atlantique Equatorial : NEC : North Equatorial Current, SEC : South Equatorial Current, NECC : North Equatorial Countercurrent, NBC ou NBCC : North Brazil Current ou North Brazil Coastal Current (modifiée d'après Shackelton et al., 1997). 83
- Fig. III.11-** Schémas montrant la circulation océanique au niveau de l'Océan Atlantique Ouest Equatorial au droit du débouché du fleuve Amazone pour la période actuelle et la dernière période glaciaire. NEC : North Equatorial Current, NBCC : North Brazil Coastal Current, et NECC : North Equatorial Countercurrent (d'après Maslin et al., 1997). 85
- Fig. III.12-** Tentative de corrélation entre les déviations positives de l'enregistrement du  $\delta^{18}\text{O}$  et les événements de Heinrich (d'après Maslin et al., 1997). 87
- Fig. III.13-** (A) Carte bathymétrique au niveau du canyon de l'Amazone et de l'éventail supérieur avec la localisation du profil sismique présenté en (B) (isocontours tous les 50 m) (d'après Pirmez, 1994). (B) Profil sismique watergun (<250 Hz) au niveau de la partie inférieure du canyon de l'Amazone (d'après Damuth et al., 1995). 88
- Fig. III.14-** (A) Carte de l'éventail de l'Amazone montrant la localisation de nombreux chenaux méandriiformes (pour la majorité appartenant au Complexe de Levées Supérieur ULC mais pas uniquement) et la distribution des masses glissées superficielles (WMTD et EMTD) et enfouies (URMTD et EMTD) (modifiée d'après Flood et al., 1995). (B) Coupes schématiques en travers de l'éventail de l'Amazone et de plusieurs sites ODP montrant les quatre Complexes de Levées majeurs et les masses glissées intercalées (d'après Flood and Piper, 1997). (C) Nomenclature des systèmes chenaux-levées appartenant aux quatre Complexes de Levées (BLC, LLC, MLC et ULC, du plus ancien au plus récent) où les numéros correspondent aux stades isotopiques (in Piper et al., 1997b modifiée d'après Damuth et al., 1983 et Manley and Flood, 1988). 89
- Fig. III.15-** Synthèse des logs stratigraphiques du leg ODP 155 et corrélations stratigraphiques proposées (Piper et al., 1997b). 91

- Fig. III.16-** *Corrélation des niveaux riches en carbonates identifiés au toit des Complexes de Levées avec la courbe du  $\delta^{18}\text{O}$  (d'après Flood et al., 1995 ; courbe  $\delta^{18}\text{O}$  d'après Martinson et al., 1987 in Piper et al., 1997b).* 92
- Fig. III.17-** (A) *Carte de l'éventail turbiditique de l'Amazonie montrant l'extension des masses glissées (MDT pour Mass-Transport Deposits) superficielles (Western MTD et Eastern MTD) et enfouies (Unit R MTD et Basal MTD) (d'après Piper et al. 1997a).* (B) *Coupe schématique en travers de l'éventail de l'Amazonie et passant par plusieurs sites du forage ODP 155 mettant en évidence les relations stratigraphiques entre les masses glissées et les Complexes de Levées (d'après Piper et al. 1997a).* (C) *Nomenclature des Complexes de Levées classés par ordre chronologique de mise en place ainsi que des systèmes chenaux-levées associés à chacun des complexes (d'après Damuth et al., 1983 et Manley and Flood, 1988).* 93
- Fig. III.18-** *Résumé du site 941 échantillonnant la WMTD superficielle (modifiée d'après Flood, Piper, Klaus et al., 1995).* 95
- Fig. III.19-** *Stratigraphie des masses glissées enfouies et superficielles reportée sur une courbe de variations du niveau marin des derniers 80 ka (courbe établie à partir de Fairbanks (1989) et Shackleton (1987) in Maslin et al., 2005).* 96
- Fig. III.20-** *Enregistrement isotopique du  $\delta^{13}\text{C}$  à partir des foraminifères planctoniques *N. dutertrei* mettant en évidence la forte corrélation entre les excursions négatives de l'enregistrement de l'isotope du carbone et l'occurrence des masses glissées (Maslin et al., 1997 ; Maslin et al., 2005).* 97
- Fig. III.21-** *Carte bathymétrique de l'éventail turbiditique de l'Amazonie, où sont identifiés les systèmes chenaux-levées appartenant au Complexe de Levées Supérieur et notamment le système chenal-levées le plus récent : le chenal de l'Amazonie (d'après Pirmez and Flood, 1995).* 98
- Fig. III.22-** *Morphologie et structure du chenal de l'Amazonie imagées par (A) une vue bathymétrique en perspective (levé Seabeam) montrant le cours très méandriforme du chenal de l'Amazonie et en aggradation par rapport aux fonds environnants, et (B) une coupe sismique Watergun au niveau de l'éventail supérieur recoupant le système chenal-levée de l'Amazonie aggradant, perché sur ses levées (d'après Damuth et al., 1995).* 100
- Fig. III.23-** *Caractéristiques morphologiques du chenal de l'Amazonie. A : largeur du chenal, B : relief du chenal, C : sinuosité le long du chenal . La marque 60 km délimite la fin du canyon et la transition canyon-chenal se situe entre les marques 60-100 km. ((A) et (B) d'après Pirmez and Imran, 2003 ; (C) d'après Pirmez and Flood, 1995).* 101
- Fig. III.24-** *Vue en coupe schématique à travers le système chenal-levées de l'Amazonie illustrant la ségrégation verticale d'un écoulement et les champs de vitesse associés, avec le noyau à haute vitesse où se concentrent les sédiments les plus grossiers à la base de l'écoulement (d'après Pirmez and Imran, 2003).* 103
- Fig. III.25-** *Modèle de sédimentation quaternaire durant les périodes de bas et haut niveau marin (d'après Milliman et al., 1975).* 105

**Fig. III.26-** Cadre stratigraphique du Complexe de Levées Supérieur (ULC). (A) Carte bathymétrique de l'éventail de l'Amazonie (levé SeaBeam) montrant les systèmes chenaux-levées de l'ULC (les 15 systèmes chenaux-levées ne sont pas représentés) et leur stratigraphie relative (Modifiée d'après Pirmez, 1994 ; Flood et al., 1991). (B) Succession des systèmes chenaux-levées construits lors des stades isotopiques 4 à 2 et le début du stade 1 (modifiée d'après Flood et al., 1995 ; Piper et al., 1997b). 106

**Fig. III.27-** Résumés pour les sites 940, 936, 944 et 946, montrant de gauche à droite les unités basées sur les faciès sismiques, la stratigraphie acoustique, la colonne lithologique schématisée, les unités lithologiques et l'interprétation des faciès sédimentaires (d'après Flood, Piper, Klaus et al., 1995). 108

**Fig. III.28-** Logs synthétiques partiels des sites ODP 940, 936, 944, 946 et 945 (modifiés d'après Flood, Piper, Klaus and Peterson, 1997), où sont reportés : les corrélations stratigraphiques établies par calage avec les données sismiques (d'après Flood, Piper, Klaus et al., 1995, Piper et al., 1997b) ainsi que les âges  $C^{14}$  (d'après Maslin et al., 2006, Maslin Comm. Pers., Piper Comm. Pers.). La carte de l'éventail turbiditique de l'Amazonie indique la localisation des sites ODP sélectionnés. 110

**Fig. III.29-** Evolution temporelle de la longueur des chenaux. (A) Carte d'imagerie acoustique EM12D où sont identifiés les systèmes chenaux-levées Aqua, Brown, 1F, 1E, 1D, 1C, 1B, 1A et Amazone ainsi que les lobes terminaux associés. Les points rouges correspondent aux points de bifurcation des chenaux. Diagrammes en barres représentant la longueur des systèmes chenaux-levées mesurée (distance curviligne) : (B) entre le point de bifurcation et l'entrée du lobe pour chaque système, (C) entre un même point référence (le point de bifurcation Aqua/Brown) et l'entrée du lobe, (D) entre un même point référence (le point de bifurcation Aqua/Brown) et le point de bifurcation ( $D=C-B$ ). Les valeurs utilisées sont présentées dans la table 1 de l'article (Jégou et al., 2008).

Rq 1: Les longueurs curvilignes de Brown, 1F, 1E et 1C sont approximées du fait de l'absence de données dans certaines portions ; la longueur des portions manquantes a été estimée en suivant une sinuosité similaire aux portions observées en amont et en aval.

Rq 2: La longueur du système 1B, représentée par des pointillés n'est qu'estimée car nous n'avons pas sa terminaison. Néanmoins, elle ne doit pas être très  $> 45$  km car le système 1B a été bloqué à l'Ouest et au Nord par le relief formé par le système chenal-levée 1C.

Rq 3 : D'après les travaux de S. Mansor (thèse en cours), le vrai point de bifurcation Brown/1F est probablement situé plus en aval, et le point de bifurcation 1F/1E est situé plus en amont par rapport aux positions proposées par Pirmez (1994) et Pirmez et Flood (1995) et identifiés en (D). La distance Point de bifurcation – Entrée du lobe de 1F est donc un peu surestimée et celle de 1E sous-estimée. 131

**Fig. III.30-** Mosaïque d'imagerie EM12D sur laquelle sont localisées les 11 carottes Kullenberg effectuées au niveau du complexe de lobes récent de l'éventail turbiditique de l'Amazonie. 136

**Fig. III.31-** Zoom sur le lobe A1 et logs synthétiques des carottes KLS12 et KLS13 : (A) Imagerie EM12D montrant la localisation des carottes KLS12 et KLS13 le long d'un transect amont aval dans l'axe du lobe Amazone A1. (B) Vue bathymétrique en perspective avec en drapage l'imagerie EM12D mettant en évidence de petits chenaux distributaires à l'entrée du lobe. 140

- Fig. III.32-** Zoom sur le lobe A3 : (A) Carte bathymétrique ombrée imageant la zone du lobe A3 et la localisation des carottes KLS05 (dans l'axe du chenal Amazone), KLS04 (sur la levée droite du chenal de l'Amazone), KLS6 (entrée du lobe, à proximité du chenal d'alimentation du lobe A3) et KD01 (corps du lobe A3). (B) Imagerie EM12D du lobe Amazone A3 et localisation du profil 3,5 kHz présenté en (D). (C) Logs synthétiques des carottes. (D) Profil sismique 3,5 kHz transverse au niveau de la zone amont du lobe A3 où est positionnée la carotte KLS06. 142
- Fig. III.33-** Photographies des différents faciès observés dans l'ensemble des carottes. Les images RX des faciès E et G ont été ajoutées. 143
- Fig. III.34-** Planche présentant les photos et les images RX pour la carotte KLS05. Les différents faciès distingués sont reportés. 148
- Fig. III.35-** Planche présentant les photos et les images RX pour la carotte KLS04. Les différents faciès distingués sont reportés. 149
- Fig. III.36-** Planche présentant les photos et les images RX pour la carotte KLS08. Les différents faciès distingués sont reportés. 150
- Fig. III.37-** Planche présentant les photos et les images RX pour la carotte KLS09. Les différents faciès distingués sont reportés. 151
- Fig. III.38-** Planche présentant les photos et les images RX pour la carotte KLS10. Les différents faciès distingués sont reportés. 152
- Fig. III.39-** Planche présentant les photos et les images RX pour la carotte KLS12. Les différents faciès distingués sont reportés. 153
- Fig. III.40-** Planche présentant les photos et les images RX pour la carotte KLS13. Les différents faciès distingués sont reportés. 154
- Fig. III.41-** Planche présentant les photos et les images RX pour la carotte KLS06. Les différents faciès distingués sont reportés. 155
- Fig. III.42-** Planche présentant les photos et les images RX pour la carotte KD01. Les différents faciès distingués sont reportés. 156
- Fig. III.43-** Exemples de niveaux de sables massifs (KDO1 tr-1&2 et KLS06 tr-3) caractéristiques des dépôts de lobes. Les mesures de la taille des grains (médiane) sont indiquées ainsi que les proportions par taille de grains. 157
- Fig. III.44-** Logs synthétiques caractérisant les dépôts associés au système chenal-levées de l'Amazone (axe du chenal Amazone, lobes A1 et A3) où sont reportés les niveaux datés et les âges calendaires obtenus. 163
- Fig. III.45-** Localisation des sites ODP (Leg 155) sur la carte d'imagerie acoustique EM12D (missions Damaz et Lobestory). 165
- Fig. III.46-** Logs synthétiques partiels des sites ODP 936, 946 et 945 (modifiés d'après Flood, Piper, Klaus and Peterson, 1997), où sont reportés : les corrélations

*stratigraphiques établies par calage avec les données sismiques (d'après Flood, Piper, Klaus et al., 1995, Piper et al., 1997b) ainsi que les âges C<sup>14</sup> (d'après Maslin et al., 2006, Maslin Comm. Pers., Piper Comm. Pers.).* 167

**Fig. III.47-** Schéma illustrant la durée d'activité des lobes de l'Amazonie et la progradation du chenal Amazonie sur 30 km pour construire A2. 170

**Fig. III.48-** Scénario de construction des lobes A1, A2 et A3 liés au système chenal-levées de l'Amazonie reporté sur la carte bathymétrique ombrée de la zone. 171

**Fig. III.49-** (A) Evolution du niveau marin et des principaux changements environnementaux continentaux et marins lors de la construction des derniers systèmes chenaux-levées et lobes associés, entre le Dernier Maximum Glaciaire et la remontée du niveau marin qui a suivi. Les principaux changements environnementaux qui ont contrôlé la sédimentation au niveau de l'éventail turbiditique de l'Amazonie sont l'enneigement progressif de la plateforme, l'initiation du Courant Côtier Nord Brésilien (NBCC), le réchauffement climatique et la fonte des glaciers andins (Thompson et al., 1995 ; Arz et al., 1998 ; Maslin et al., 2000) qui induisent un événement de décharge majeur du fleuve Amazonie à la fin du Younger Dryas (YD) (Showers and Bevis, 1988 ; Maslin and Mikkelsen, 1997 ; Maslin et al., 2000). Les meltwater pulses 1A et 1B correspondent à des élévations rapides du niveau marin. La courbe du niveau marin (en mètres sous le niveau marin actuel) a été modifiée d'après Camoin et al. (2004). (B) Evolution de la longueur des chenaux depuis le point de bifurcation. Les systèmes chenaux-levées et lobes associés sont classés par ordre chronologique du plus ancien au plus récent (modifiée d'après Jégou et al., 2008). 177

**Fig. III.50-** Diagramme schématique illustrant les principaux forçages internes et externes en jeu lors de la construction des systèmes chenaux-levées et lobes associés. 178

**Tabl. III.1-** Principales caractéristiques des fleuves majeurs : longueur, superficie du bassin versant, débit moyen, charge sédimentaire transportée, type d'embouchure et paramètres morphologique de la plateforme. Ce tableau récapitulatif a été établi à partir de plusieurs sources : Milliman and Meade (1983), Wetzler (1993) et Burgess and Hovius (1998). 72

**Tabl. III.2-** Tableau récapitulatif des âges C<sup>14</sup> issus des sites ODP 940, 936, 944, 946 et 945 (d'après Piper, Comm. Pers., Maslin et al., 2006, Maslin Comm. Pers.). Les âges calibrés sont obtenus avec OxCal3.10. 109

**Tabl. III.3-** Tableau récapitulant la position (latitude et longitude), la longueur (en mètres) et la profondeur d'eau (en mètres) de chaque carotte ainsi que le système chenal-levées auquel sont associés les sédiments échantillonnés. 135

#### CHAPITRE IV- LA TERMINAISON DU NEOCHENAL TURBIDITIQUE DU PETIT-RHONE

**Fig. IV.1-** Carte générale du Golfe du Lion montrant le lien Terre-Mer, depuis le bassin versant du Rhône (incomplet) qui s'étend jusqu'aux Alpes ainsi que les rivières drainant le Massif Central et les Pyrénées, jusqu'au vaste exutoire que forme la marge du Golfe du Lion de la plateforme au bassin profond (Berné et al., 2002). Au niveau du rebord de

---

plateforme, de nombreux canyons incisent profondément la pente continentale et alimentent en pied de pente plusieurs édifices sédimentaires construits dans le bassin profond : les rides sédimentaires du Grand-Rhône et de Planier-Marseille à l'Est, la Ride pyrénéo-languedocienne à l'Ouest et au centre l'éventail sous-marin profond du Petit-Rhône. Les conditions hydrodynamiques de circulation générale (Courant Nord ou Liguro-Provençal, d'après Millot, 1999), le transport des sédiments le long de la côte vers la terminaison Sud Ouest du Golfe du Lion et les plongées d'eaux denses (Cas: cascading, Dow: downwelling) affectant majoritairement les canyons situés à la terminaison Sud-Ouest du Golfe du Lion (d'après Palanques et al., 2006) sont également reportés sur cette carte. 186

**Fig.IV.2-** Schémas illustrant les conditions hydrodynamiques en fonction des régimes de vents (Mistral et Tramontane, vents de N et NO ou Marin, vents d'E-SE) dans le Golfe du Lion (d'après Palanques et al., 2006). Les conditions de circulation, le transport des sédiments le long de la côte lors de tempêtes de vents d'Est-Sud-Est et les processus de transport des sédiments comme les plongées d'eaux denses notées « Cas » (pour Dense Shelf Water Cascading) ou « Dow » (pour Storm-induced Downwelling) sont illustrés par plusieurs scénarii en fonction du régimes des vents et de crues du Rhône associées ou non. 189

**Fig. IV.3-** Carte bathymétrique ombrée du Golfe du Lion centrée sur la plateforme externe et le dense réseau de canyons incisant la pente (avec de l'Ouest vers l'Est, les canyons CC : Cap de Creus, LD : Lacaze-Duthier, P : Pruvost, Bc : Bourcart, HE : Hérault, S : Sète, CL : Catherine-Laurence, M : Marti, PR : Petit-Rhône, GR : Grand-Rhône et PL : Planier) et menant au bassin profond. Noter la coalescence des canyons pyrénéo-languedociens qui forment le réseau des canyons de Sète débouchant au Nord-Ouest de la zone du Néofan du Petit-Rhône. Le Néofan est jalonné à l'Ouest par la Ride pyrénéo-languedocienne et à l'Est par les dépôts anciens de l'éventail sous-marin profond du Petit-Rhône. La synthèse bathymétrique du Golfe du Lion est issue de la compilation de plusieurs MNT EM12D avec un maillage de 100x100 m (Berné et al., 2002). La carte bathymétrique de détail au niveau de l'éventail turbiditique du Petit-Rhône est une compilation des données Marion-Progres issue de la fusion de 2 MNT EM300 avec un maillage de 50x50 m. 191

**Fig.IV.4-** Carte synthétique des principaux édifices sédimentaires en bordure Nord et Ouest du bassin des Baléares (Droz et al., 2006) et coupe schématique montrant l'architecture sédimentaire plio-quadernaire dans ce secteur de la marge et notamment l'empilement des différents complexes constituant l'éventail turbiditique du Petit-Rhône (d'après Droz et al., 2006). 192

**Fig.IV.5-** Profil sismique Sparker (configuration avec flûte SIG) Marion-09 où sont identifiées les unités principales de l'ensemble discordant occidental : l'unité interlobe inférieure (LIU) caractérisée par un faciès sismique chaotique, la masse glissée occidentale (WDF) au faciès sismique transparent et enfin les deux unités sismiques formant le Néofan du Petit-Rhône (d'après Bonnel et al., 2005) avec un faciès chaotique à la base (NCU) et transparent au-dessus (NTU). Cet ensemble repose en discordance sur le faciès sismique stratifié correspondant aux dépôts de levées de l'éventail turbiditique du Petit-Rhône (PRDSF). La localisation du profil est indiquée sur une carte de pentes du Néofan. 194

**Fig. IV.6-** Images de réflectivité acoustique EM12D (mission CALMAR) vierge et interprétée (zones claires : faible réflectivité, zones sombres : forte réflectivité) où sont

délimités : la Ride sédimentaire pyrénéo-languedocienne, le lobe de Sète caractérisé par une zone de faible réflectivité et le lobe de La Fonera de réflectivité modérée (redessinée d'après Droz et al., 2001). 197

**Fig. IV.7-** A- Localisation des carottes reportées sur la carte bathymétrique ombrée où sont redessinés les lobes de Sète et La Fonera d'après Droz et al. (2001). B- Logs synthétiques des carottes où ont été identifiés des niveaux sableux intercalés au sein de la sédimentation hémipélagique, preuve du maintien d'une activité turbiditique post-glaciaire et holocène au débouché du réseau de canyons de Sète et du canyon La Fonera (modifiée d'après Dennielou et al., accepté). Les âges indiqués sont des âges <sup>14</sup>C. 198

**Fig. IV.8-** A- Carte bathymétrique ombrée illustrant le paysage morphologique contrasté de la zone d'étude avec: les principaux reliefs que sont l'éventail turbiditique du Petit-Rhône à l'Est et la Ride sédimentaire pyrénéo-languedocienne à l'Ouest, le Néochenal et ses chenaux secondaires et le vaste champ de cuvettes d'érosion. Numérotation des chenaux anciens (7 à 1) selon Gillet et al. (2006) . B- Carte bathymétrique de la zone du Néofan et de ses bordures. C- Cartes des pentes de la zone du Néofan et de ses bordures. 202

**Fig. IV.9-** Coupes bathymétriques régionales (a) et (b) à travers le Néofan. Celui-ci est encadré par des reliefs majeurs : à l'Est, l'éventail turbiditique du Petit-Rhône et à l'Ouest, la Ride sédimentaire pyrénéo-languedocienne. Il s'est construit dans une cuvette allongée dans la direction Nord Est-Sud Ouest et large de 50 km environ. 205

**Fig. IV.10-** (A) Carte des pentes illustrant la morphologie du Néochenal et du chenal du Petit-Rhône en amont et en aval du point d'avulsion. Cette carte des pentes a été obtenue à partir de 2 MNT aux pas de grilles différents (100 m et 50 m). Le cadre indique la position de la figure IV.11. (B) Carte des pentes, en amont du point d'avulsion mettant en évidence la structure polygénique du système chenal-levées du Petit-Rhône constitué d'une vallée majeure large de 2 à 5 km renfermant un thalweg mineur de 200 à 800 m de large bordé de levées internes. 206

**Fig. IV.11-** Carte des pentes autour du point d'avulsion. Le chenal abandonné sinueux est moins bien marqué dans la bathymétrie, sur une portion de 30 km de long, en aval du point d'avulsion du fait de son remplissage par les dépôts de débordement liés à l'activité du Néochenal et une sédimentation hémipélagique ultérieure. Plus en aval, le thalweg mineur, ne recevant plus les débordements du Néochenal plus éloigné est à nouveau bien visible. 207

**Fig. IV.12-** Profil SAR SR39-2 réalisé à travers le cours abandonné du chenal du Petit-Rhône, issu de Torres et al. (1997). Le remplissage du thalweg caractérisé par un faciès sismique transparent dont la base n'est pas visible ici mais a été estimé à 75-90 m à partir des profils Sparker Marion. 208

**Fig. IV.13-** Vues bathymétriques en perspective montrant les particularités morphologiques de la zone d'étude : le Néochenal et sa terminaison, les structures linéaires, le champ de cuvettes d'érosion et le chenal abandonné. 208

**Fig. IV.14-** (A) Carte des pentes du système turbiditique du Petit-Rhône où est indiquée la position du profil bathymétrique régional depuis la pente jusqu'au bassin profond. (B) Profil bathymétrique longitudinal à l'axe du canyon Petit-Rhône, suivant le chenal du Petit-Rhône, le Néochenal et la zone de dépôt des lobes comparé au profil bathymétrique

---

*passant par le chenal abandonné du Petit-Rhône. (C) Zoom au niveau des ruptures de pente.* 210

**Fig. IV.15-** (A) Carte des pentes du Néofan mettant en évidence le Néochenal du Petit-Rhône et les multiples structures linéaires observées. (B) Tableau récapitulatif des longueurs curvilignes (en km) et largeurs (en m) du Néochenal et des structures linéaires, mesurées en différents points. 211

**Fig. IV.16-** (A) Vue bathymétrique en perspective du chenal abandonné du Petit-Rhône et du Néochenal illustrant le contraste morphologique entre le Néochenal dont le cours est beaucoup plus rectiligne par rapport au système chenal-levée (1) abandonné du Petit-Rhône très méandrique. Le cadre indique la position de la carte B. (B) Carte des pentes dans la zone de l'avulsion. 212

**Fig. IV.17-** Carte bathymétrique ombrée centrée sur les structures linéaires (Ch1-8) identifiées à proximité et au débouché du Néochenal du Petit-Rhône (identifiées sur la figure IV.15). 214

**Fig. IV.18-** Carte bathymétrique ombrée montrant la répartition des différents types de figures érosives (escarpements, dépressions ovoïdes ou linéations) identifiées. La ligne en pointillés délimite un secteur Ouest très irrégulier d'un secteur Est beaucoup plus lisse. 216

**Fig. IV.19-** Scénario proposé par Droz et al. (2004, 2005) illustrant l'évolution d'un stade de scours isolés à un stade de proto-chenal. (a) Champ de scours initial. (b) Confinement des écoulements dans des rainures érosives (flute-like features). (c) Proto-chenaux sinueux par connexion progressive des scours. 217

**Fig. IV.20-** (A) Carte des pentes où sont indiqués 5 trajets possibles empruntés par les écoulements gravitaires. (B) Profils bathymétriques (réalisés avec un pas de 50 m à partir du MNT EM300 Marion-Progrès), le long des 5 trajets indiqués sur la carte (A), mettant en évidence les irrégularités de la morphologie du fond. Les zooms (1) et (2) sont respectivement centrés sur la zone d'avulsion et la terminaison du Néochenal. 220

**Fig. IV.21-** Carte des pentes au niveau du chenal de débordement où est indiquée la portion A-B du chenal, caractérisée sur le profil bathymétrique par un segment à plus forte pente. Les isobathes tous les 20 m sont superposées à la carte des pentes. 222

**Fig. IV.22-** L'avulsion du Néochenal : (A) Carte des pentes illustrant la brèche créée au niveau du flanc droit de l'ancienne levée qui a abouti à la formation du Néochenal. (B) Vue bathymétrique en perspective de la zone d'avulsion. (C) Zoom sur la zone d'avulsion entre l'ancien chenal du Petit-Rhône et le Néochenal. Le point C indique le point d'avulsion qui correspond à l'intersection entre le chenal père et le chenal fils. Le point D coïncide avec la position de l'ancienne crête de la levée du chenal du Petit-Rhône. La portion C-D, le long de l'axe du chenal, correspond sur le profil bathymétrique longitudinal (Fig. IV.19B) à un segment de chenal à plus forte pente. 223

**Fig. IV.23-** (A) Carte bathymétrique ombrée où sont localisées les coupes C1 à C14 en travers du Néochenal. (B) Coupes bathymétriques sériées en travers du Néochenal montrant l'évolution du relief et de la forme du thalweg de l'amont vers l'aval. 224



- Fig. IV.24-** Carte des pentes (A) et carte bathymétrique ombrée (B) des chenaux secondaires Ch4 et Ch5. (C) Carte interprétative mettant en évidence l'alignement de scours le long du tracé du chenal Ch4. La position du profil bathymétrique (présenté en D) est indiquée en pointillés rouges le long de l'axe du chenal. (D) Profil bathymétrique longitudinal du chenal Ch4, très irrégulier marqué par de multiples ruptures de pente, empreintes des scours qui ont contribué, dans une phase initiale, à la construction du chenal. 225
- Fig. IV.25-** Profils bathymétriques AA' et BB' illustrant la morphologie du fond à proximité des chenaux secondaires Ch4 et Ch5 (réalisés avec un pas de 50 m à partir du MNT EM300 Marion-Progrès). Les pointillés délimitent les zones de replat dans la bathymétrie des fonds caractérisées par de faibles pentes ( $0,11^\circ$  et  $0,04^\circ$  sur AA' et BB'). Au-delà, les fonds sont caractérisés par une augmentation de la pente (passant à  $0,37^\circ$  et  $0,33^\circ$  soit respectivement une augmentation de la pente d'un facteur  $\sim 3,4$  et  $\sim 8$ ). La localisation des ruptures de pente coïncide avec la zone d'initiation des chenaux Ch4 et Ch5. 226
- Fig. IV.26-** Coupes bathymétriques sériées en travers des chenaux secondaires montrant l'évolution du relief et de la morphologie de ces chenaux de l'amont vers l'aval. 228
- Fig. IV.27-** Mosaïques d'imagerie acoustique disponibles sur la zone du Néofan du Petit-Rhône : (A) Imagerie acoustique EM300 : compilation des missions Marion (premier tiers Nord) et Progres (les deux tiers Sud), (B) Imagerie EM12D (mission Calmar), (C) Mosaïque Mak-1 (mission TTR-14, Leg 3). 230
- Fig. IV.28-** Signature acoustique des événements gravitaires récents. (A) Carte bathymétrique ombrée et interprétation de l'imagerie EM12D proposée par Droz et al., 2001. (B) Mosaïque d'imagerie acoustique EM12D. (C) Mosaïque d'imagerie acoustique EM300. La position des chenaux résultant de notre étude morphologique est reportée en B et C. Les carottes présentant des niveaux sableux intercalés au sein des dépôts hémipélagiques sont indiquées sur les 3 cartes. 232
- Fig. IV.29-** Interprétation des données d'imagerie acoustique EM12D (forte réflectivité : noir, faible réflectivité : blanc) avec la délimitation de deux zones aux signatures acoustiques distinctes : une zone de très faible réflectivité (tons blancs, pointillés roses) correspondant probablement à la signature du lobe de Sète et une zone de faible réflectivité mais plus modérée (tons gris clairs : pointillés noirs) dans le prolongement du débouché du Néochenal et des chenaux secondaires correspondant aux lobes du Néofan du Petit-Rhône. 233
- Fig. IV.30-** Carte d'imagerie acoustique EM300 couvrant la zone du Néofan du Petit-Rhône et sa périphérie (A) imagerie vierge (B) imagerie interprétée (forte réflectivité : noir, faible réflectivité : blanc). Le cadre noir indique la position de la mosaïque Mak-1 TTR14 présentée à la figure IV.31 et les cadres rouges montrent la position des images Mak-1 présentées à la figure IV.32. 236
- Fig. IV.31-** Terminaison du Néochenal (mission TTR-14). (A) Carte bathymétrique ombrée. Le cadre blanc correspond au levé sonar Mak-1. (B) Mosaïque acquise par le sonar Mak-1 (forte réflectivité : noir, faible réflectivité : blanc). (C) Carte interprétative de la mosaïque Mak-1. 239

---

**Fig. IV.32-** Profils Mak-1 acquis dans la zone du Néofan du Petit-Rhône : (1) profil Mak-1 imageant la zone des escarpements (équivalents des « giant scours » décrits par Kenyon et al., 1995). (2) profil Mak-1 montrant des dépressions ovoïdes (isolated spoon-shaped scours) situées en aval des chenaux secondaires Ch4 et Ch5. (3) profil à travers un système de petits chenaux distributaires, de 30-50 m de large, peu sinueux ( $S=1,3$ ) et caractérisés par une forte réflectivité (d'après Limonov et al., 1993 et Kenyon et al., 1995).

241

**Fig. IV.33-** Carte bathymétrique ombrée de la zone de mise en place du Néofan du Petit-Rhône élargie à la pente entaillée par les réseaux de canyons Nord-Ouest du Golfe du Lion et Ouest bordant la côte espagnole, depuis le canyon Petit-Rhône et jusqu'à la vallée de Valence. Sur cette carte, sont reportés les principaux édifices sédimentaires qui structurent le réceptacle du Néofan du Petit-Rhône et contraignent sa construction : en bleu l'éventail du Petit-Rhône, en jaune la Ride sédimentaire pyrénéo-languedocienne et en rouge l'extension de la masse glissée (WDF). Les unités représentées en blanc sont associées aux dépôts les plus récents de la Ride pyrénéo-languedocienne (Plu) ou aux dépôts mis en place par débordement ou au débouché des exutoires de Sète (S), La Fonera (LF), Palamos (P) et Valence (V). Les pointillés blancs indiquent l'extension du Néofan du Petit-Rhône. La localisation des profils sismiques présentés aux figures IV.34, IV.35 et IV.37 est également indiquée.

244

**Fig. IV.34-** Profils sismiques Chirp et multitraces équivalents (Pgch-54 et PgMc-54) depuis la vallée de La Fonera et jusqu'au chenal abandonné (1) du Petit-Rhône. Ces profils recoupent les chenaux secondaires (Ch4, Ch5 et Ch6), le champ de cuvettes d'érosion, le lobe de La Fonera et identifient la base et le toit du WDF. Les zones en pointillés, délimitant la base ou le toit du WDF sur Pgch-54, indiquent les portions où la limite du WDF a été pointée à partir du profil 6 traces équivalent (et inversement sur PgMc-54). La localisation des profils est indiquée sur la figure IV.33.

246

**Fig. IV.35-** Série de profils sismiques Chirp (A) Pgch-56, (B) Pgch-48 et (C) Pgch-37 montrant l'évolution amont-aval de l'extension et de l'épaisseur du WDF. La localisation des profils est indiquée sur la figure IV.33.

248

**Fig. IV.36-** Carte bathymétrique sur laquelle sont superposées (A) les isohypses de la base du WDF, (B) les isohypses du toit du WDF et (C) les isopaques du WDF. Les flèches en pointillés noirs sur (A) et (B) indiquent l'axe des zones en dépression. La base du WDF (A) montre une zone dépressionnaire dans la continuité de l'exutoire du réseau de canyons de Sète et se connectant avec la vallée de Palamos puis Valence. Cet axe creux est interprété comme une ancienne vallée de Sète. Le toit du WDF (B) laisse apparaître plusieurs dépressions dans la zone amont alors que la zone aval est presque entièrement nivelée. Les épaisseurs du WDF (C) varient de 20 à 50 m.

249

**Fig. IV.37-** (A) Profil sismique Marion-87 situé au niveau de la zone amont du réceptacle du Néofan illustrant la relation entre la Ride pyrénéo-languedocienne (dépôts anciens et récents de la « Plu » : Pyreneo-languedocian unit), le lobe de Sète et le Néofan. Noter la forte pente de la levée de l'ancien système chenal-levées du Petit-Rhône. (B) Profil sismique Chirp Pgch-52 situé au niveau de la partie médiane du réceptacle illustrant la relation entre la masse glissée (WDF), les dépôts de La Fonera (remplissage de la vallée de La Fonera et lobe associé) et du Néofan. Dans cette zone, l'épaisseur du WDF est assez

- constante d'Ouest en Est et la pente du toit du WDF est faible. (C) Profil sismique Chirp Pgch-34 au niveau de la partie distale du réceptacle à la confluence entre les vallées de Palamos et de Valence. La vallée de Palamos est remplie par des dépôts du WDF (terminaison du WDF), des dépôts de remplissage liés à l'activité de la vallée de Palamos et recouverts par des dépôts de débordement provenant de la vallée de Valence. Les dépôts de la vallée de Palamos sont tronqués par la vallée de Valence. Les dépôts du Néofan sont ici très pelliculaires. 251
- Fig. IV.38-** Carte bathymétrique ombrée de la zone de mise en place du Néofan du Petit-Rhône élargie à la pente entaillée par les réseaux de canyons Nord-Ouest du Golfe du Lion et Ouest bordant la côte espagnole, depuis le canyon Petit-Rhône et jusqu'à la vallée de Valence. Les unités du Néofan du Petit-Rhône sont indiquées. Sur cette carte, sont reportées les unités qui composent le Néofan, la position des principaux édifices sédimentaires qui contraignent sa construction (éventail du Petit-Rhône, Ride sédimentaire pyrénéo-languedocienne et masse glissée occidentale) ainsi que les unités Plu, S, LF, P et V décrites précédemment. La localisation des profils sismiques présentés aux figures IV.40, IV.41, IV.42, IV.43 et IV.44 est également indiquée. 254
- Fig. IV.39-** Cartographie des unités qui composent le Néofan regroupées en 3 principaux ensembles inférieur, moyen et supérieur. Les unités sont numérotées de 9 à 1 de la plus ancienne à la plus récente. À l'échelle d'un ensemble, les flèches blanches indiquent le sens des migrations latérales des dépocentres associées soit à une progradation soit à une rétrogradation. À l'échelle du Néofan entier, la migration des dépocentres suit une évolution générale rétrogradante, indiquée par les flèches noires. 256
- Fig. IV.40-** Profil sismique chirp Pgch-50 et son interprétation illustrant les relations stratigraphiques entre les unités de l'ensemble inférieur du Néofan (unités 2, 3, 4 et 5) sur lesquelles viennent s'empiler les unités de l'ensemble moyen (unités 6, 7 et 8). Ces deux ensembles montrent une migration de l'OSO vers l'ENE. 257
- Fig. IV.41-** Profils sismiques chirp (A) Pgch-43 illustrant les relations stratigraphiques entre les unités 3, 4 et 5 très pelliculaires du Néofan du Petit-Rhône. Noter en-dessous la masse glissée WDF, les levées de l'ancien système chenal-levée (6) du Petit-Rhône et l'unité de Palamos qui forment le substratum du Néofan. (B) Pgch-41 illustrant les relations stratigraphiques entre les unités 4 et 5 du Néofan du Petit-Rhône. 258
- Fig. IV.42-** Profil sismique monotrace Marion-91 et son interprétation illustrant les relations stratigraphiques entre les unités de l'ensemble moyen du Néofan (unités 6, 7 et 8) qui migrent de l'OSO vers l'ENE et sur lesquelles vient se construire l'unité 9 de l'ensemble supérieur. 261
- Fig. IV.43-** (A) Profil sismique monotrace Marion-110 interprété au niveau de la zone amont du réceptacle du Néofan, montrant les relations entre les unités 6, 7, 8 et 9. Le WDF est identifié ainsi que l'unité 1. (B) Profil sismique chirp Pgch-08 interprété montrant les relations stratigraphiques entre les unités de l'ensemble inférieur (unités 2, 3, 4 et 5 qui migrent latéralement vers le SSE) et les unités de l'ensemble moyen (6 et 7). 262
- Fig. IV.44-** Profil sismique monotrace Marion-89 localisé au niveau de la zone amont du réceptacle du Néofan et montrant les relations entre les unités 6, 7, 8 et 9 du Néofan. 263

---

**Fig. IV.45-** *Interprétation du profil Marion-91 proposée par Bonnel et al., (2005) identifiant les unités NTU et NCU du Néofan.* 264

**Fig. IV.46-** *Schémas illustrant le scénario de construction du Néofan du Petit-Rhône. Les flèches noires indiquent le mouvement de rétrogradation des dépôts observé au passage d'un ensemble à l'autre.* 265

**Fig. IV.47-** *Carte bathymétrique ombrée de l'éventail turbiditique du Petit-Rhône où sont cartographiés les systèmes chenaux-levées (7-1) du complexe supérieur, les lobes liés aux anciens systèmes (2) et (1) (d'après Gillet et al., 2006) ainsi que l'extension du Néofan du Petit-Rhône.* 268

**Fig. IV.48-** *Principaux événements opérant au niveau de la plateforme (d'après Jouet, 2007 ; Berné et al., 2007) et du bassin profond du Golfe du Lion (d'après Dennielou et al., 2009) et ayant participé à la construction du système du Néofan du Petit-Rhône lors des 20 000 dernières années. Les différents événements sont positionnés sur la courbe des variations du niveau marin de Camoin et al. (2004) et par rapport aux événements climatiques majeures intervenus pendant cette période (Bolling-Allerod (B/A), Younger Dryas (YD), Préboréal (PB) et Holocène, d'après Mangerud et al., 1974). Les principales pulsations du niveau de la mer sont également indiquées : Mwp-1A et mwp-1B (Fairbanks, 1989 ; Bard et al., 1996 ; Weaver et al., 2003).* 270

**Tabl. IV.1-** *Tableau récapitulatif de la chronologie de mise en place des systèmes turbiditiques et dépôts gravitaires dans la partie Nord-Ouest du bassin du Golfe du Lion ainsi que leurs principales caractéristiques.* 200

## **CHAPITRE V- SYNTHESE ET CONCLUSIONS**

**Fig. V.1-** *Modèle de fonctionnement des lobes terminaux de l'Amazonie.* 280

**Fig. V.2-** *Modèle de fonctionnement des lobes du Néofan du Petit-Rhône.* 281

**Fig. V.3-** *Scénario de construction d'un lobe suivant plusieurs étapes montrant l'impact : (1) d'un creux topographique au débouché d'un chenal et (2-3) d'un obstacle frontal.* 284

**Fig. V.4-** *Schéma illustrant les différences d'inclinaison entre les plateformes de l'Amazonie et du Golfe du Lion.* 286

**Fig. V.5-** *Principaux événements opérant au niveau de la plateforme (d'après Berné et al., 2007 ; Jouet, 2007) et du bassin profond (d'après Jégou et al., 2008 ; Dennielou et al., 2009) et ayant participé à la construction des systèmes de l'Amazonie et du Néofan du Petit-Rhône lors des 20 000 dernières années. Les différents événements sont positionnés sur la courbe des variations du niveau marin de Camoin et al. (2004) et par rapport aux événements climatiques majeurs intervenus pendant cette période (Bolling-Allerod (B/A), Younger Dryas (YD), Préboréal (PB) et Holocène) d'après Mangerud et al. (1974). Les principales pulsations du niveau de la mer sont également indiquées : Mwp-1A et mwp-1B (Fairbanks, 1989 ; Bard et al., 1996 ; Weaver et al., 2003).* 288

- Fig. V.6-** Les lobes de l'éventail du Zaïre. (A) Mosaïque d'imagerie acoustique EM12D couvrant le système de lobes holocènes alimentés par le chenal actuel (modifiée d'après Babonneau, 2002). (B) Schéma illustrant la répartition des sédiments au sein des lobes (modifiée d'après Babonneau, 2002). (C) Organisation du dernier système de lobes, constitué par 3 ensembles successifs de lobes qui ont migré vers l'aval au cours du temps. Les périodes d'activité des différents ensembles de lobes sont indiquées (modifiée d'après Bonnel, 2005). 291
- Fig. V.7-** Schémas illustrant les modèles de lobes proposés pour (A) le système de l'Amazonie (lobe à dominante sableuse), (B) le système du Zaïre (lobe à dominante argileuse). 294
- Tabl. V.1-** Tableau récapitulatif des principales caractéristiques des systèmes turbiditiques de l'Amazonie, du Néofan du Petit-Rhône et du Zaïre ainsi que les spécificités majeures de leurs lobes terminaux. 279
- ANNEXES**
- Annexe. II.1-** Etapes de correction du changement d'immersion du poisson sur les données sondeur de sédiments 5 kHz (Mak-1). 323
- Annexe. III.1-** Logs synthétiques des 11 carottes étudiées : (A) KLS07, (B) KLS04, (C) KLS05, (D) KLS08, (E) KLS09, (F) KLS10, (G) KLS11, (H) KLS12, (I) KLS13, (J) KLS06 et (K) KD01. 327
- Annexe. III.2-** Tableau récapitulatif des échantillons prélevés sur les carottes Damaz et Lobestory pour des datations au radiocarbone : le type de matériel daté ainsi que les âges  $C^{14}$  et calendaires obtenus y sont indiqués. 332



## **RESUME**

La zone de transition chenal-levées/lobes a été étudiée dans 2 systèmes turbiditiques : le complexe de lobes à la terminaison des 8 derniers chenaux de l'éventail de l'Amazone et la terminaison du Néochenal, dernier chenal de l'éventail du Petit-Rhône.

- Dans les deux cas, l'agencement des dépôts et leur évolution dans l'espace et le temps révèlent un fort contrôle de la configuration des réceptacles (taille et forme), de la morphologie des fonds (pentes et taux de changement des pentes) et du degré de confinement.

- Les systèmes de l'Amazone et du Petit-Rhône, dont les lobes se sont construits à partir du Dernier Maximum Glaciaire et lors de la remontée du niveau marin qui a suivi, ont en outre permis de souligner l'impact majeur, sur la mise en place des lobes terminaux, de certains forçages externes (événements climatiques et variations eustatiques), qui déterminent les variations des flux sédimentaires arrivant au bassin.

Ainsi, bien que situés à des distances considérables des sources fluviales et dans des zones distales où les variations de relief sont très ténues, les lobes terminaux de ces deux grands systèmes turbiditiques se sont révélés contraints à la fois par des processus internes (processus de compensation) et par des processus externes (déconnexion post-glaciaire du fleuve et du bassin).

## **ABSTRACT**

The channel-lobe transition zone has been studied in two turbiditic systems: the Amazon channel-mouth lobe complex at the termination of the last eight channel-levee systems and the Neochannel termination, the last active channel of the Petit-Rhone turbidite system.

- In the two cases, the internal geometry and stacking pattern of the deposits show a significant control of the configuration (size and shape) of the receiving basins, their morphology (gradients and subtle gradient changes), and their degree of confinement.

- The Amazon and Petit-Rhone systems, with lobes built after the Last Glacial Maximum and the ensuing sea-level rise, evidence the major impact of external forcings (climatic events and eustatic variations) that induce variations in sediment fluxes delivered to the deep basin and therefore exert a control on channel-mouth lobes construction.

The channel-mouth lobes of the Amazon and Petit-Rhone systems, even if they are located at great distances from the river mouths, at the termination of the turbidite systems and in areas characterised by subtle morphological variations, are both constrained by combined internal (accommodation and compensation) and external factors (post-glacial disconnection between the fluvial system and the deep basin).