

N° d'ordre : 3060

# THESE

Présentée à

## L'UNIVERSITE BORDEAUX I

Ecole Doctorale Sciences du Vivant,  
Géosciences, Sciences de l'Environnement

**Par M. Cédric Bonnel**

Pour obtenir le grade de

**DOCTEUR**

Spécialité : GEOLOGIE MARINE

---

**Mise en place des lobes distaux dans les systèmes turbiditiques actuels :  
Analyse comparée des systèmes du Zaïre, Var et Rhône.**

---

Soutenue le 25 Novembre 2005

Après avis de :

Mme. ALONSO Belen, Instituto de Ciencias del Mar, Barcelone.

Mme. DROZ Laurence, Chargé de recherche CNRS, Université de Bretagne Occidentale.

Devant la commission d'examen formée de :

Mme. ALONSO Belen, Instituto de Ciencias del Mar, Barcelone.

Mme. BEZ Martine, Ingénieur, Total.

M. CREMER Michel, Chargé de recherche CNRS, Université Bordeaux 1.

Mme. DROZ Laurence, Chargé de recherche CNRS, Université de Bretagne Occidentale.

M. MULDER Thierry, Professeur, Université Bordeaux 1.

M. SAVOYE Bruno, Ingénieur de recherche, Ifremer, Brest.

M. SCHNEIDER JEAN-LUC, Professeur, Université Bordeaux 1.





## Avant Propos

Tout d'abord je tiens à remercier les personnes qui sont à l'origine de ce travail : Bruno Savoye d'IFREMER, Michel Cremer de l'Université Bordeaux 1 et Martine Bez de Total qui ont, tour à tour, passé beaucoup de temps à m'écouter et à me conseiller.

Je tiens également à remercier Laurence Droz de l'Université de Bretagne Occidentale et Belen Alonso de l'Instituto de Ciencias del Mar de Barcelone qui ont accepté d'être les rapporteurs de mon travail, merci pour vos corrections nombreuses et avisées apportées à mon manuscrit. Merci également à Jean-Luc Schneider de l'Université Bordeaux 1 qui a joué à merveille son rôle de président du jury et Thierry Mulder de l'Université Bordeaux 1 qui en plus de faire partie de mon jury, m'a permis lors de mon année de maîtrise de m'initier à la sédimentologie.

Les trois premières années de ma thèse, se sont déroulées au sein du laboratoire Environnement Sédimentaire d'Ifremer Brest. J'ai énormément de personnes à remercier au sein du département Géosciences Marines, alors excusez moi si j'oublie certains d'entre vous.

Tout d'abord Bruno qui, même s'il était toujours très occupé, trouvait toujours un moment pour parler sciences, pour remonter ou détruire (sans faire exprès) mon moral, merci à toi. Ensuite, les gars du labo où j'ai passé beaucoup mais vraiment beaucoup de temps: René, Ronan, Gilbert et sur la fin Mickael. Merci à Benoît, Eliane, Estelle, Nicole, Sylvia et Pascal pour tous les précieux coups de mains en carto, sismique, administratif et informatique. Merci à l'équipe Golfe du Lion et plus particulièrement Serge et Bernard sans qui je ne serais pas là aujourd'hui. Merci à Jean-François et Gilles pour m'avoir écouté, conseillé et fait rire. Merci à tous les Thésards, Post Docs et amis Brestois qui ont permis une facile acclimatation au dur climat breton : Johanna, Aurélien, Nathalie, Hervé, Pierre le grand frère, Didier le papa, Nabil et Flo, Simon, Matthieu, Germain, Isa et Gwen, Cynthia, Emilie ...

Pour ma dernière (et quatrième année, eh oui j'ai été lent...) je suis retourné à Bordeaux au sein du Département Géologie Océanographie. J'ai également beaucoup de personnes à remercier alors comme pour les Brestois, si j'ai oublié certains d'entre vous, pardonnez moi. Merci à Michel d'avoir accueilli aussi gentiment un étudiant qui n'avait pas fait beaucoup d'efforts pour venir le voir à Bordeaux pendant ses années Brestoises et surtout pour avoir lu, relu et corrigé son manuscrit.

Merci aux gars du labo (Domi, Gérard et Joël), à Eliane et Olivier qui ont gentiment assisté à mes répétitions de soutenance, à tous les enseignants de l'UFR Sciences de la Terre et de la Mer de l'université Bordeaux 1 et en particulier à Sebastien qui m'a beaucoup conseillé dans ce domaine, mais également à Denis et Bruno pour leur gentillesse, et sans oublier les docteurs Yann, Stéphane, Gwenaëlle, Franck, Bruno, Fred ... et les futurs docteurs Tim, Sylvain, Vincent, Matthieu, Julie, Manue qui s'ils n'ont pas déjà soutenus avant l'impression des ces lignes devraient le faire rapidement et les petits nouveaux Sam et Elodie.

Un merci tout particulier à Doc Nanou, elle a joué un rôle très important depuis la maîtrise, merci encore...

Un très grand merci à mes proches (amis et famille) et plus particulièrement mes parents qui m'ont soutenu et suivi tout au long de mes études.

Et enfin un énorme merci à Sandrine pour avoir simplement toujours été là...

Venez nous voir à Pau pour de nouvelles aventures...



---

<b>INTRODUCTION</b>	<b>1</b>
<b>PARTIE I / SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE</b>	<b>5</b>
<b>I / NOTIONS ET CARACTÉRISTIQUES DES ÉCOULEMENTS GRAVITAIRES</b>	<b>8</b>
<b>II / LES SYSTÈMES TURBIDITIQUES : NOTION ET CONCEPTS</b>	<b>13</b>
A/ LES MODÈLES	13
B/ LES FACTEURS DE CONTRÔLE	16
<b>III / LES OBJETS ÉLÉMENTAIRES</b>	<b>17</b>
A/ LES CANYONS	17
B/ LES COMPLEXES CHENAUX-LEVÉES	17
C/ LES LOBES	19
1. Les concepts	20
1.1 / Les Suprafan Lobes (Figure 12A)	20
1.2 / Les Depositional Lobes (Figure 12D)	20
1.3 / Les Fanlobes (Figure 12B)	20
1.4 / Les Poded Lobes (Figure 12C)	21
1.5 / Les Mounded Lobes et les Sheet Lobes (Figure 13)	21
2. Analogues modernes : Intérêts et questionnements.	22
2.1 / Mise en place et architecture interne des lobes	24
2.2 / La sédimentation dans les lobes	25
2.3 / La transition chenal-lobe	26
2.4 / Lobes sableux : mythe ou réalité	27
2.5 / Les chenalisations	28
3. La comparaison avec les systèmes anciens	29
<b>CONCLUSIONS GÉNÉRALES</b>	<b>30</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE</b>	<b>31</b>
<b>LISTE DES FIGURES</b>	<b>36</b>

<b>PARTIE II / LE LOBE DISTAL DU VAR</b>	<b>37</b>
<b>I / L'APPAREIL TURBIDITIQUE DU VAR.</b>	<b>41</b>
<i>A / CONTEXTE GEOLOGIQUE</i>	41
<i>B / MORPHOLOGIE ET ARCHITECTURE DU SYSTEME SEDIMENTAIRE DU VAR</i>	41
1. La pente continentale et les canyons.	42
2. La vallée moyenne et la ride sédimentaire du Var.	43
3. La vallée inférieure.	44
4. Le lobe distal.	45
<i>C / STRATIGRAPHIE, MISE EN PLACE DU SYSTEME AU COURS DU TEMPS.</i>	46
1. Mise en place de la ride.	46
2. L'activité gravitaire récente dans le bassin Liguro Provençal.	47
2.1 / A la tête du système Var	47
2.2 / Apports par les canyons ouest corse	48
<b>II / LA ZONE D'EPANDAGE DISTALE ACTUELLE</b>	<b>49</b>
<i>A / RECONNAISSANCE DU LOBE</i>	49
1. Organisation générale.	49
1.1 / Le lobe du Var	50
a/ Zone amont	50
b/ Zone aval	50
1.2 / Les canyons corses et la plaine abyssale	55
1.3 / Faciès acoustiques et structure superficielle	55
2. Distribution des sédiments superficiels.	60
2.1 / Faciès et séquences	62
2.2 / Répartition des sédiments au niveau du lobe.	69
<i>B / ÉVOLUTION ET MISE EN PLACE DU LOBE RECENT (ACTUEL) DU VAR.</i>	76
1. Age et schéma de mise en place de la Tache Blanche.	76
2. L'activité des canyons corses.	78
3. Mise en place récente du lobe du Var.	79
4. Modes de fonctionnement des axes de transit.	80
Le mode confiné	81
Le mode dispersif	81
Evolution des axes de transits	81
<i>C / LA STRUCTURE SISMIQUE DU LOBE DU VAR.</i>	82

1. Les facies sismiques _____	83
2. Le complexe de lobes : les différentes unités _____	84
2.1 / L'unité bleue _____	86
2.2 / L'unité verte _____	86
2.3 / L'unité Violette _____	90
2.4 / L'unité jaune. _____	90
<b>III / LES DEPOTS DISTAUX DE L'EVENTAIL TURBIDITIQUE DU VAR _____</b>	<b>92</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE _____</b>	<b>97</b>
<b>LISTE DES FIGURES _____</b>	<b>99</b>
<b>PARTIE III / LE DERNIER COMPLEXE DE LOBES DU ZAÏRE _____</b>	<b>101</b>
<b>I / L'APPAREIL TURBIDITIQUE DU ZAÏRE. _____</b>	<b>105</b>
A / L'EVENTAIL TURBIDITIQUE DU ZAÏRE _____	105
B / ARCHITECTURE GENERALE DU SYSTEME ACTUEL. _____	107
1. Le canyon et la vallée turbiditique supérieure. _____	107
2. Le système chenal – levée actuel. _____	108
3. Les lobes. _____	111
C / ALIMENTATION DU SYSTEME ET INITIATION DES ECOULEMENTS _____	112
D / LA REPARTITION DES SEDIMENTS _____	113
E / MISE EN PLACE ET EVOLUTION DU CHENAL ACTUEL DU ZAÏRE _____	113
F / LE SURCREUSEMENT DU CHENAL _____	114
<b>II / LES LOBES DANS LE SYSTEME ZAÏRE _____</b>	<b>115</b>
A / LE LOBE A25 _____	115
B / LE LOBE NORD _____	119
C / LA ZONE DISTALE DU CHENAL ACTUEL DU ZAÏRE. _____	122
1. Reconnaissance du complexe de lobe. _____	122
1.1 / Organisation générale. _____	122
1.2 / Faciès acoustiques et structure superficielle _____	126
a/ Répartition des faciès acoustiques _____	126
b/ Architecture superficielle _____	127

---

2. La structure superficielle _____	134
2.1 / Les chenaux _____	135
2.2 / Le corps du lobe et sa terminaison _____	145
2.3 / Les observations ROV _____	148
3. Distribution des sédiments superficiels : Faciès et séquences _____	152
3.1 / Les argiles massives _____	152
3.2 / Les séquences turbiditiques argilo - silteuses. _____	155
3.3 / Les Slumps et Debris-Flows _____	158
3.4 / Les sables massifs _____	160
4. Répartition des sédiments au niveau du lobe. _____	161
5. Age de mise en place du dernier complexe de lobes. _____	168
6. Mise en place et structure interne (sismique) _____	173
6.1 / Les faciès sismiques. _____	174
6.2 / Mise en place du dernier complexe de lobes _____	175
a/ Architecture interne des zones de dépôts _____	175
b/ Relations géométriques entre les zones de dépôts _____	182
<b>III / DISCUSSION _____</b>	<b>186</b>
<i>MISE EN PLACE DU DERNIER COMPLEXE DE LOBES _____</i>	<i>186</i>
<i>PROGRADATION DU COMPLEXE DE LOBES ET INCISION DU CHENAL _____</i>	<i>187</i>
<i>MISE EN PLACE DES ZONES DE DEPOT _____</i>	<i>189</i>
<i>LES CHENALISATIONS _____</i>	<i>192</i>
<i>ORIGINE ET REPARTITION DES BLOCS _____</i>	<i>193</i>
<i>REPARTITION DES SEDIMENTS _____</i>	<i>194</i>
<b>CONCLUSIONS _____</b>	<b>198</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE _____</b>	<b>199</b>
<b>LISTE DE FIGURES _____</b>	<b>202</b>

<b>PARTIE IV / LE NEOFAN DU RHONE</b>	<b>207</b>
<b>1. INTRODUCTION</b>	<b>210</b>
<b>2. ARCHITECTURE AND DEPOSITIONAL PATTERN OF THE RHÔNE NEOFAN AND RECENT GRAVITY ACTIVITY IN THE GULF OF LIONS (WESTERN MEDITERRANEAN)</b>	<b>211</b>
<b>3. CONCLUSIONS</b>	<b>229</b>
<b>PARTIE V / SYNTHÈSE ET DISCUSSION</b>	<b>231</b>
<b>I/ COMPARAISON DES LOBES DU VAR ET DU ZAÏRE</b>	<b>234</b>
<b>A/ LE SYSTEME AMONT</b>	<b>234</b>
1/ Alimentation des systèmes turbiditiques du Var et du Zaïre	234
2/ Organisation morphologique des éventails turbiditiques du Var et du Zaïre	235
2.1/ Le canyon	237
2.2/ Le complexe chenal-levée	237
3/ Les zones de dépôt distales	238
3.1/ Expression morphologique	238
3.2/ Echofaciès des fonds et lithologie des dépôts	240
3.3/ Chenaux secondaires et axes de transits	243
3.4/ Expression sismique des lobes	243
<b>B/ MISE EN PLACE D'UN LOBE</b>	<b>244</b>
1/ La mise en place d'un lobe : Topographie et compensation	245
1.1/ Connexion entre le système chenal-levée et le lobe	245
1.2/ La morphologie de la zone de dépôt: Le confinement des lobes	245
2/ La chenalisation au niveau des lobes	248
2.1/ Initiation de la chenalisation	248
2.2/ Evolution de la chenalisation	249
3/ Schéma de répartition sédimentaire	250
3.1/ Nature et volume des apports sédimentaires	250
3.2/ Evolution des écoulements et répartition sédimentaire	251
<b>II/ LES LOBES DANS LES SYSTEMES TURBIDITIQUES</b>	<b>255</b>
<b>A / LA PROGRADATION DES SYSTEMES TURBIDITIQUES</b>	<b>255</b>
1 / Zone de dépôt en dépression très large : confinement régional	255
2 / Zone de dépôt confinée latéralement : confinement local	256

3 / Zone de dépôt totalement confinée	258
<i>B / LES AVULSIONS</i>	260
<i>C / INFLUENCE DES VARIATIONS GLACIO-EUSTATIQUES</i>	261
<b>III/ APPORTS POUR L'EXPLORATION PETROLIERE ET LA CARACTERISATION DES RESERVOIRS TURBIDITIQUES</b>	260
<b>BIBLIOGRAPHIE</b>	264
<b>LISTE DES FIGURES</b>	267
<b>CONCLUSIONS</b>	269
<b>ANNEXES</b>	277
<b>BIBLIOGRAPHIE GENERALE</b>	295
<b>LISTE DES FIGURES</b>	307



# INTRODUCTION



## PROBLEMATIQUE

Les grands éventails turbiditiques profonds sont constitués par l'empilement de corps sédimentaires, édifiés par des écoulements gravitaires. Ils se développent généralement au débouché des grands fleuves, qui constituent la source majeure des apports en sédiments au domaine marin. L'étude de ces éventails sédimentaires profonds (*deep-sea fans*) a donné lieu depuis plus de vingt ans à une abondante littérature et leur structure et leur mode de fonctionnement sont aujourd'hui bien connus dans les grandes lignes. Les écoulements gravitaires, chargés en sédiments, dévalent la pente continentale en transitant par des canyons et participent à l'édification de complexes de chenaux-levées au pied de la pente continentale. Au débouché de ces complexes, se mettent en place des zones d'épandages sous la forme de lobes distaux.

Afin de comprendre et de prédire la variabilité de ces systèmes turbiditiques, la démarche scientifique actuelle est de travailler sur les objets sédimentaires élémentaires qui les composent. Cette dernière décennie, l'étude des grands chenaux turbiditiques méandriiformes a beaucoup progressé. En revanche, peu de travaux ont concerné les lobes distaux et la compréhension des processus sédimentaires dans les parties terminales des édifices turbiditiques. Très peu d'études exhaustives et surtout d'études comparatives se sont intéressées à ces objets sédimentaires, alors qu'ils marquent les différents stades de son évolution. Ceci est pour partie dû à la difficulté à reconnaître ces objets qui, situés par de fortes profondeurs d'eau, présentent une faible expression morphologique. Le choix d'étudier ce type d'objet sédimentaire répond donc à un effort actuel de recherche motivé par la recherche fondamentale, mais aussi par des impératifs pétroliers en domaine profond. En effet de nombreux gisements pétroliers ont été découverts au cours des dernières années et seront découverts aux cours des décennies à venir dans des environnements turbiditiques profonds. Comprendre les architectures et la mise en place de ces corps sédimentaires et plus particulièrement des corps sableux présents dans les lobes et établir des modèles prédictifs, prenant en compte les paramètres forçant comme la nature de l'alimentation, le degré de confinement des écoulements et la morphologie de la zone de dépôts, reste donc un enjeu majeur pour la communauté scientifique afin de mieux contraindre l'extension et la capacité de ces réservoirs potentiels.

## OBJECTIFS DE CETTE ETUDE

Ce travail a été réalisé dans le cadre d'une collaboration Ifremer/ Université Bordeaux 1 et Total. Les données utilisées proviennent de nombreuses missions dont les missions du projet ZaïAngo (Partenariat Ifremer/Total) qui avait pour but d'étudier le fonctionnement de la marge Congo-Angolaise, plusieurs missions menées dans les années 90 par les équipes de chercheurs d'Ifremer sur le système turbiditique du Var et la mission Marion dans le Golfe du Lion qui constitue un des grands chantiers de recherche des équipes de chercheurs d'Ifremer.

Ce travail s'appuie sur l'étude de ces trois zones dont les conditions environnementales de dépôt sont différentes. Il s'agit d'étudier un même objet sédimentaire au sein de plusieurs environnements dans le but dans un premier temps de faire ressortir les particularités de la mise en place de chacun de ces lobes en tenant compte du contexte sédimentaire global de chacun des systèmes, pour ensuite isoler et décrire les différents mécanismes communs à la construction des lobes quelque soit l'environnement de dépôt.

L'ensemble des trois zones de lobes a été couvert par un large panel de données (données bathymétriques, imagerie acoustique, profils de sondeur de sédiment, sismique haute résolution, données de carottages et observations in-situ (ROV)) dont la complémentarité permet de mener une investigation des

lobes à différentes échelles depuis l'architecture globale d'un lobe jusqu'à l'analyse et la répartition des faciès sédimentaires.

Les objectifs de ce travail de thèse étaient multiples :

- La description détaillée de l'organisation morphologique, architecturale et faciologique de deux lobes distaux mis en place dans deux contextes morfo-sédimentaires différents.
- Déterminer la dynamique des écoulements lors du passage entre un état confiné à un état non confiné, son évolution sur l'ensemble du lobe en fonction des morphologies observées et son incidence sur la distribution des dépôts.
- Caractériser l'architecture interne de ces lobes et préciser les processus et les facteurs intervenant dans l'édification de ces unités.
- Replacer les lobes dans le contexte plus général de la construction des systèmes turbiditiques et plus particulièrement de la progradation du système chenal-levée.

## **ORGANISATION DU MEMOIRE**

Après avoir dans la première partie de ce mémoire (Partie I), défini les grandes notions et concepts utilisés dans ce travail, la suite de ce manuscrit s'organise en quatre grandes parties :

- La Partie II, rassemble les données et les observations tirées de l'étude de la zone de dépôt distale de l'éventail profond du Var. Je présenterai successivement la caractérisation morphologique, l'évolution des processus sédimentaires superficiels et l'architecture sismique de ce lobe détaché typique d'un environnement de dépôt sableux.
- La Partie III est consacrée à l'étude du dernier complexe de lobes du système turbiditique du Zaïre. Pour cet exemple de lobe mis en place au débouché d'un système à dominante argileuse, j'exposerai plus particulièrement les processus à l'origine de la construction comme de l'abandon d'un lobe et insisterai sur la caractérisation très précise des morphologies de chenaux présentes à la surface des lobes et sur la répartition des dépôts qui en découle.
- La Partie IV est consacrée à l'étude du dernier lobe d'avulsion du système turbiditique du Rhône (Le Néofan). Cette partie se présente sous la forme d'un article publié dans la revue scientifique *Marine and Petroleum Geology*. Cet article décrit les processus de mise en place d'un lobe d'avulsion et insiste particulièrement sur la phase de transition entre le lobe d'avulsion et le nouveau système chenal-levée.
- La Partie V, synthétise l'ensemble des observations faites pour les différents chantiers. La première partie rappelle sous la forme d'une comparaison, les principaux résultats permettant de caractériser et distinguer les lobes suivant l'alimentation du système. La suite de cette partie discute de façon plus générale la mise en place des lobes, des processus sédimentaires associés et des facteurs de contrôle. Enfin, le dernier chapitre tentera de replacer les lobes dans la construction des systèmes turbiditiques en général.

PARTIE I : *SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE*



# SOMMAIRE

<b>I / NOTIONS ET CARACTERISTIQUES DES ECOULEMENTS GRAVITAIRES</b>	<b>8</b>
<b>II / LES SYSTEMES TURBIDITIQUES : NOTION ET CONCEPTS</b>	<b>13</b>
<i>A/ Les modèles</i>	<b>13</b>
<i>B/ Les facteurs de contrôle</i>	<b>16</b>
<b>III / LES OBJETS ELEMENTAIRES</b>	<b>17</b>
<i>A/ Les canyons</i>	<b>17</b>
<i>B/ Les complexes chenaux-levées</i>	<b>17</b>
<i>C/ Les lobes</i>	<b>19</b>
1. Les concepts	20
1.1 / Les Suprafan Lobes (Figure 12A)	20
1.2 / Les Depositional Lobes (Figure 12D)	20
1.3 / Les Fanlobes (Figure 12B)	20
1.4 / Les Poded Lobes (Figure 12C)	21
1.5 / Les Mounded Lobes et les Sheet Lobes (Figure 13)	21
2. Analogues modernes : Intérêts et questionnements.	22
2.1 / Mise en place et architecture interne des lobes	24
2.2 / La sédimentation dans les lobes	25
2.3 / La transition chenal-lobe	26
2.4 / Lobes sableux : mythe ou réalité	27
2.5 / Les chenalisations	28
3. La comparaison avec les systèmes anciens	29
<b>CONCLUSIONS GENERALES</b>	<b>30</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE</b>	<b>31</b>
<b>LISTE DES FIGURES</b>	<b>36</b>

Cette synthèse bibliographique a pour but de rappeler un certain nombre de notions que j'utilise et qui seront discutées dans ce mémoire. Cette synthèse ne se veut pas exhaustive, elle reflète la variabilité des échelles d'observation des systèmes turbiditiques, qui vont de l'échelle des écoulements à celle de la construction d'un système en général. La première partie de ce chapitre est consacrée aux rappels des définitions et des concepts de base concernant les écoulements gravitaires et les dépôts associés. La deuxième partie est consacrée aux grands concepts et modèles établis pour la mise en place des grands éventails sous-marins ainsi qu'aux facteurs qui contrôlent la sédimentation. Dans une dernière partie sont définis plus en détails les différents objets sédimentaires constitutifs de ces éventails, en insistant sur la mise en place des lobes. Nous verrons les différentes définitions apportées au cours de l'histoire de la sédimentologie au terme « Lobe » et une compilation des différentes études portant sur les lobes dans les systèmes turbiditiques actuels et leur intérêt pour la compréhension de la mise en place de ce type d'objet.

## I / NOTIONS ET CARACTERISTIQUES DES ECOULEMENTS GRAVITAIRES

Un grand nombre de synthèses bibliographiques ont déjà été publiées sur les caractéristiques des écoulements en domaine profond et leurs dépôts associés, ce chapitre reprend les principaux points mis en évidence par différents auteurs.

Les processus d'écoulements gravitaires sous-marins correspondent à l'ensemble des processus capable de transporter des sédiments sous l'action de la gravité depuis les plateaux continentaux jusqu'aux plaines abyssales (Middleton and Hampton, 1973). Ces écoulements sont responsables de la construction des grands édifices turbiditiques. La compréhension de ces phénomènes présente un très grand intérêt sur le plan scientifique pour, par exemple, la compréhension de l'évolution des marges continentales, mais aussi un intérêt industriel, pour la prévention des risques naturels et la protection d'ouvrages et infrastructures offshore. L'intérêt économique des éléments architecturaux les plus distaux prend de l'importance du fait que la prospection offshore s'oriente de plus en plus vers des réservoirs situés plus au large, les grands réservoirs côtiers et de faible profondeur ayant déjà été découverts. Néanmoins, si l'opinion la plus répandue en exploration pétrolière est que les corps sableux profonds qui constituent les réservoirs pétroliers, sont principalement les chenaux et les lobes, la mise en place de ces corps sableux profonds n'est pas si simpliste.

Les écoulements à l'origine de la construction des éventails turbiditiques ont été largement étudiés, décrits et classifiés par de nombreux auteurs (Middleton and Hampton, 1973 ; Stow, 1994 ; Mulder and Cochonat, 1996 ; Shanmugam, 2000). On distingue trois mécanismes principaux en fonction du mode de support des particules :

Les glissements en masse ou instabilités (*slides* et *slumps*) qui correspondent au déplacement de blocs homogènes le long d'une surface de cisaillement qui peut être plane ou courbe. Les dépôts résultant conservent la structure d'origine des sédiments d'origine, mais sont plus ou moins affectés par des déformations (cisaillement ou rotation).

Les écoulements laminaires caractérisés par des concentrations et une viscosité très élevées. Plusieurs types sont décrits en fonction de la taille et de la concentration en sédiments transportés, de la matrice et de la présence de fluide: les écoulements hyperconcentrés (Mulder and Alexander, 2001), les coulées de débris (*debris flow*), les écoulements de grain (*grain flow*), les écoulements fluidisés (*fluidized flow*) et les écoulements liquéfiés (*liquefied flow*). Ces types d'écoulements peuvent transporter une grande variété d'éléments hétérogènes (galets mous d'argile, sables, galets, blocs rocheux) au sein d'une matrice cohésive argilo – silteuse.



Les écoulements turbulents. Ces écoulements sont caractérisés par le maintien en suspension des particules par des phénomènes de turbulence. Sous ce terme d'écoulements turbulents, on peut distinguer trois sous catégories : les écoulements de turbidité, les bouffées turbides et les écoulements hyperpycnaux.

La différence majeure entre ces deux premiers types d'écoulements est la durée de l'alimentation par l'arrière de l'écoulement. Les écoulements de type bouffées turbides sont des écoulements de durée de vie très courte et de faible volume générés par une alimentation de volume fini (Ravenne and Beghin, 1983), l'injection de matériel est instantanée et il n'y a pas d'alimentation par l'arrière, alors que les écoulements de turbidité sont caractérisés par une alimentation continue ou prolongée par l'arrière. Le corps de l'écoulement est de fait, plus allongé entre la tête de l'écoulement et la queue qui est généralement très diluée.

Ces courants turbulents sont classiquement divisés en deux autres catégories : Les courants de basse et de haute densité, en fonction de la taille et de la concentration des éléments transportés (Lowe, 1982). Les courants de basse densité résultent généralement d'instabilités survenant à petite échelle sur la pente continentale ou à la tête des canyons. Les sédiments mis en suspension sont généralement plutôt fins (silto – sableux et argileux).

Les courants de haute densité, également désignés par le terme *Ignitive Turbidity Currents* (Parker, 1982) résultent de la transformation de grands glissements (*slides* ou *slumps*). Ils sont constitués d'une partie basale laminaire, surmontée d'une partie supérieure turbulente (Mulder et al., 1997 ; Postma et al., 1988). Ces courants sont au centre d'une polémique depuis quelques années (Shanmugam, 1996). Cet auteur considère que la partie basale laminaire et non turbulente, ne peut être englobée dans l'appellation « courant de turbidité » mais qu'il faut considérer ce type de courant comme étant constitué par l'association d'une coulée de débris sableuse (*sandy debris flow*) à la base et d'un courant de turbidité (Figure 1).

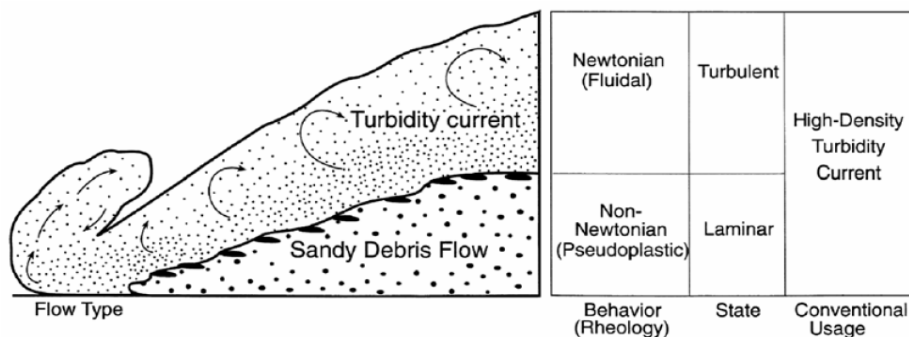


Figure 1 : Vue expérimentale d'un écoulement de haute densité (Postma et al., 1998) différenciant un écoulement inférieur de nature laminaire et un écoulement supérieur de nature turbulente.

Mulder et Alexander (2001) suggère l'utilisation d'une classification des écoulements basée sur les mécanismes de transport et de dépôts, les vitesses et sur les concentrations (Figure 2). Ils définissent ainsi plusieurs types d'écoulements dont *les écoulements particuliers concentrés (concentrated density flows)* et *de turbidité (turbidity flows)*. Les écoulements particuliers concentrés, caractérisés par des concentrations particulières fortes, sont non turbulents. Les particules les plus grossières sont concentrées à la base de l'écoulement (partie basale laminaire) et transportées par interaction grain à grain. Ils s'apparentent alors aux courants de haute densité précédemment décrits.

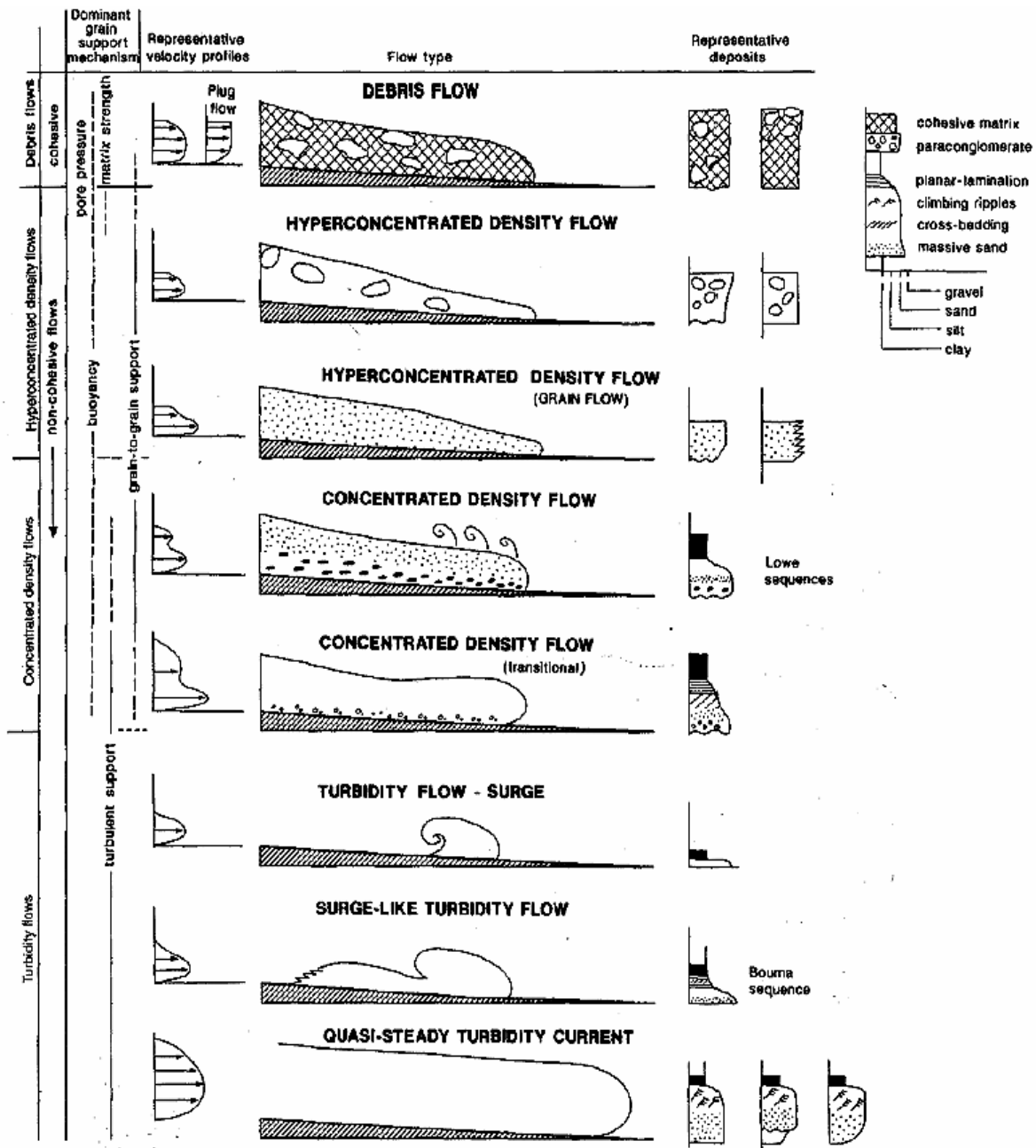


Figure 2 : Représentation schématique des différents types d'écoulements gravitaires et les dépôts associés (Mulder et Alexander, 2001).

Le dépôt des sédiments se fait à la fois par traction et décantation. Ces dépôts s'organisent en séquences. Bouma (1962) est le premier à proposer un modèle de succession verticale de faciès pour un dépôt turbiditique, appelée « séquence de Bouma » (Figure 3), mais la plupart des séquences prélevées au niveau des éventails sous-marins ne correspondent pas exactement à cette définition en terme de granularité et de figures sédimentaires. C'est pourquoi, ce modèle a été complété par Stow et Shanmugan (1980) en ajoutant des subdivisions au sein du terme argilo-silteux de la séquence de Bouma (Figure 3). De même Lowe en 1982 distingue les structures propres aux courants de haute densité, en ajoutant des subdivisions au niveau de la fraction grossière de la séquence (Figure 3) correspondant à du transport par traction et pouvant présenter des granoclasses inverses.

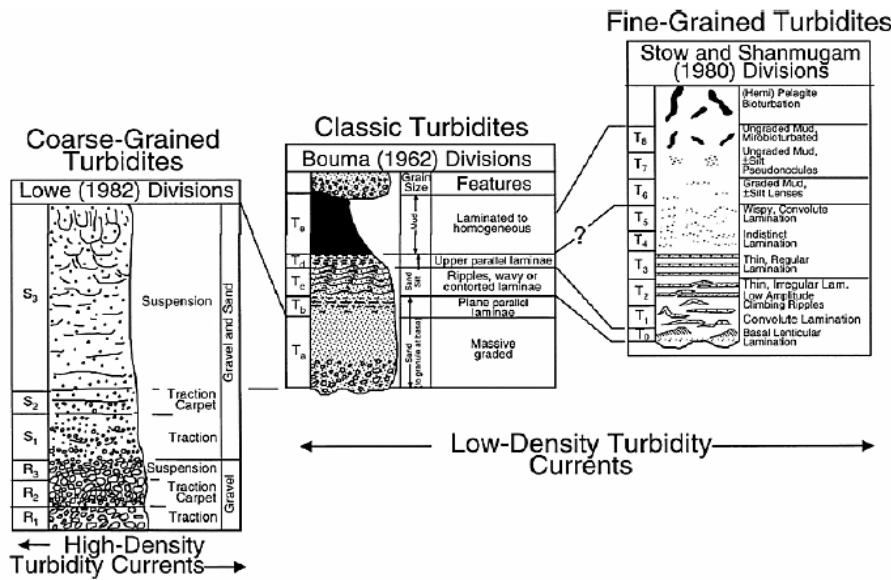


Figure 3 : Description des séquences de dépôts rencontrés dans les dépôts d'origine turbiditique, d'après Shanmugam (2000).

En 1992, Mutti (1992) propose le concept de faciès tract. Il s'agit d'une approche génétique impliquant un continuum des processus et faciès associés. L'organisation amont-aval des faciès enregistre l'évolution des écoulements gravitaires au cours de leur déplacement. Ce concept a l'avantage de prendre en compte tous les faciès susceptibles d'être déposés par les écoulements gravitaires (du debris flows aux turbidites de faible densité). Cette classification a été améliorée à plusieurs reprises (Mutti et al., 1999) (Figure 4) et repose sur une conception génétique de l'évolution des faciès.

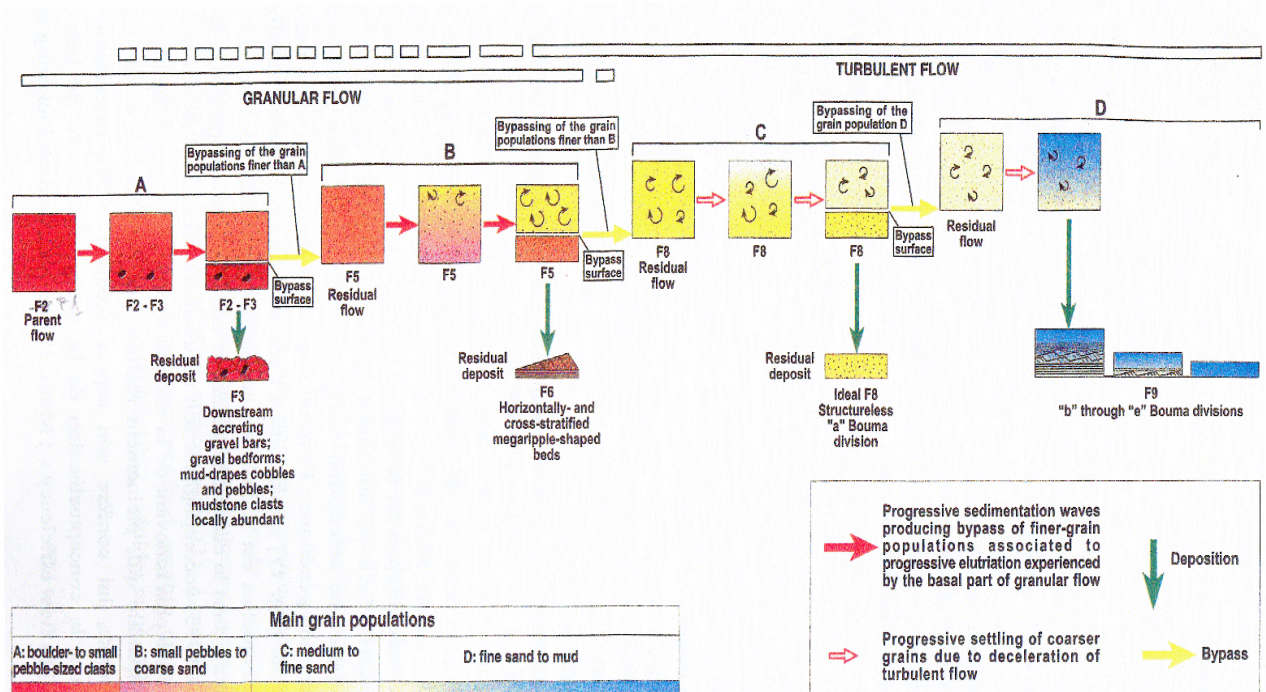


Figure 4 : Faciès gravitaires et processus de dépôts associés: le concept de faciès tract par Mutti (1999).

Le modèle est basé sur 9 faciès de base numérotés de F1 à F9. De F1 à F3, les faciès sont constitués de matériaux très grossiers mis en place par des écoulements non turbulents de type debris flows cohésifs ou écoulements hyperconcentrés (hyperconcentrated flow). De F4 à F6, les faciès sont constitués de matériaux

grossiers mis en place par des écoulements turbiditiques de haute densité. F4 et F5 correspondent aux divisions S1 et S2 de Lowe (1982). De F7 à F9, les faciès, constitués de matériaux fins, ces dépôts sont mis en place par des écoulements turbulents. Cette classification intègre la dimension spatiale de l'évolution des écoulements. Cette approche spatiale de l'étude des écoulements s'intègre très bien dans le modèle d'évolution de la capacité de transport des écoulements en fonction de leur teneur en argile. Nous reviendrons sur cette notion un peu plus loin dans cette synthèse bibliographique, lorsque nous ferons le point sur la notion de lobe détaché.

Les écoulements hyperpycnaux ont été mis en évidence en milieu marin il y a quelques années et sont maintenant considérés comme des écoulements gravitaires à part entière (Normark and Piper, 1991 ; Mulder and Syvitski, 1995). Ces courants sont générés en période de crue à l'embouchure des fleuves, lorsque la charge sédimentaire en suspension transportée par l'eau douce est suffisamment élevée pour donner au mélange eau douce/sédiments une densité supérieure à celle de l'eau de mer. Ces courants présentent des caractéristiques très proches de celles des courants de turbidité classiques. Ils ont une continuité importante dans le temps et leur dynamique suit celle de la crue du fleuve avec notamment une montée en charge (*waxing flow*) suivie d'une décrue (*waning flow*) (Kneller, 1995). Cette dynamique particulière s'enregistre parfois au sein des dépôts issus de ce type d'écoulement avec un granoclassement inverse en base de séquence. Ce type de dépôt a été particulièrement bien mis en évidence et décrit dans la sédimentation récente du système turbiditique du Var (Mulder et al., 1998 ; Mulder et al., 2001). Dans certains cas, les séquences sont tronquées et n'enregistrent que le terme à granoclassement normal. Toute la première phase de montée en charge est érodée au moment du pic de crue. Elles deviennent alors difficilement différenciables des séquences liées à un courant de turbidité proprement dit (Mulder and Alexander, 2001 ; Mulder et al., 2001).

Au cours de son développement, un écoulement gravitaire peut se transformer (Middleton and Hampton, 1973 (Figure 5).

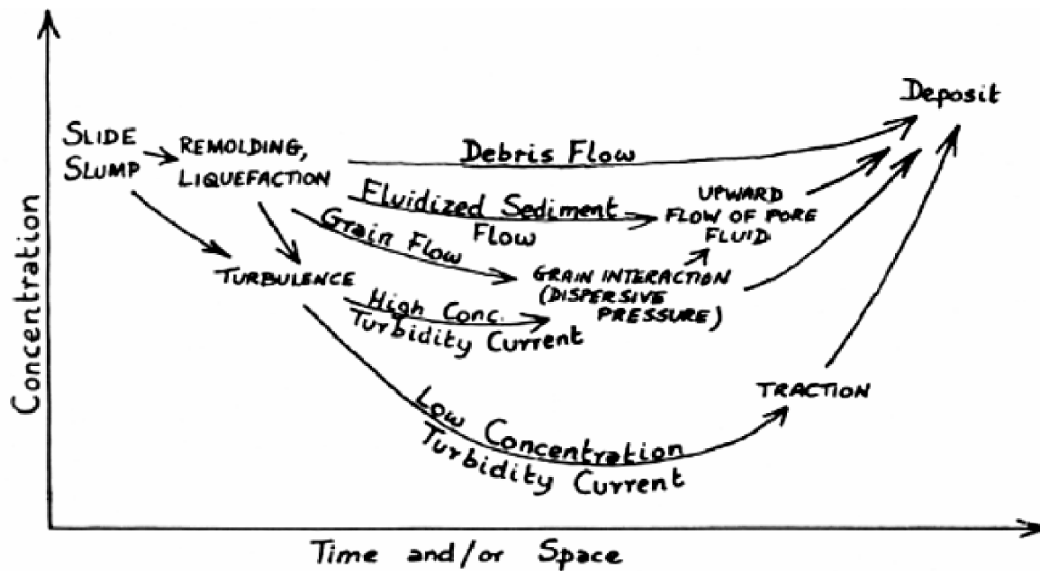


Figure 5 : Modèle d'évolution d'un écoulement gravitaire en fonction du temps et/ou de l'espace (Middleton and Hampton, 1973).

Ce modèle est basé sur une évolution principalement spatiale de l'écoulement, mais peu de modèles prennent également en compte le paramètre temporel. Le modèle de Kneller (1995) est le premier à prendre en compte réellement une évolution temporelle des écoulements. Ce modèle basé sur six types

d'écoulements turbiditiques différents, permet de prendre en compte la capacité érosive et dépositionnelle des écoulements, ainsi que l'organisation verticale et horizontale des séquences de dépôts (Figure 6)

Ce type de modèle permet de prendre en compte le rôle de la topographie dans l'évolution de la dynamique des écoulements et donc des dépôts associés. Mulder et Alexander (2001) ont montré la complexité des classifications en raison de l'évolution et des transformations existant entre la source et le dépôt final. Plusieurs mécanismes peuvent se succéder à l'intérieur d'un même courant, et le dépôt ne reflète alors qu'un état ponctuel d'un écoulement à un instant t.

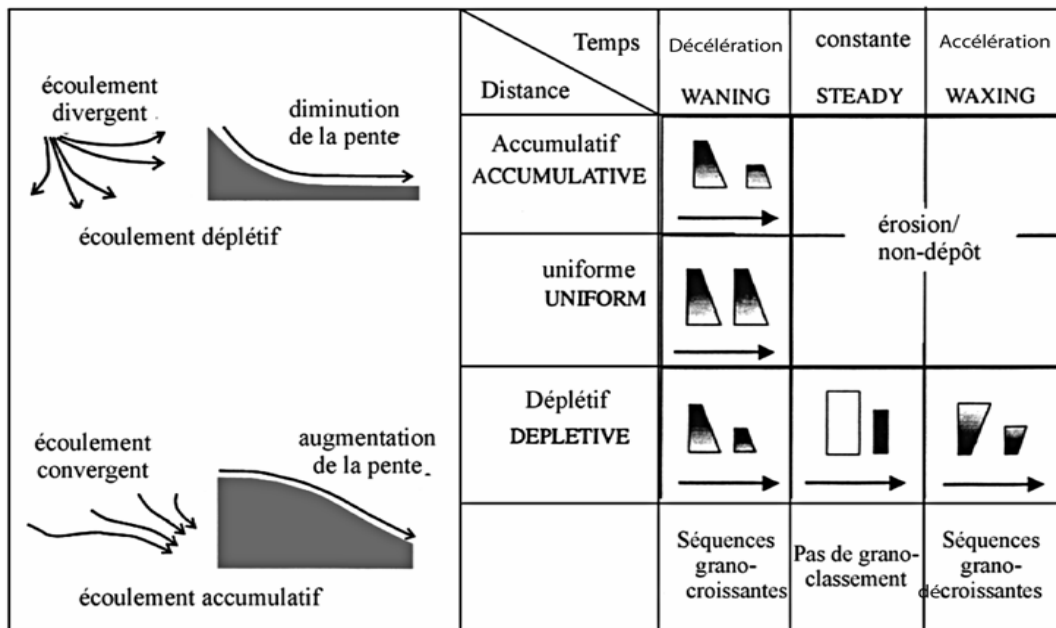


Figure 6 : Le modèle de Kneller (Kneller, 1995) : évolution temporelle et spatiale des écoulements et les dépôts associés.

## II / LES SYSTEMES TURBIDITIQUES : NOTION ET CONCEPTS

L'ensemble de ces différents courants gravitaires est à l'origine de la construction sur les fonds océaniques de grandes accumulations sédimentaires appelées systèmes turbiditiques.

### A/ LES MODELES

Dans les années 70, deux approches différentes des systèmes turbiditiques sont développées. L'une basée sur l'étude à l'affleurement d'anciens systèmes turbiditiques (Mutti and Ricci Lucchi, 1972) et l'autre basée sur l'étude de systèmes turbiditiques actuels (Normark, 1970).

Le modèle de Normark (Figure 7.B) individualise trois grandes zones de dépôts au débouché d'un canyon. L'éventail supérieur (*Upper Fan*) qui correspond à la zone située le plus en amont. Il se caractérise par une vallée au fond de laquelle se développe un réseau de petits chenaux de type « tresse » (braided). L'éventail moyen (*Middle Fan*) correspond au réseau de systèmes de chenaux qui se développent et divergent de l'éventail supérieur. Il constitue le corps principal de l'éventail. L'éventail inférieur (*Lower Fan*) qui se caractérise par des unités sédimentaires lobées, des dépôts continus et horizontaux (Sheet).

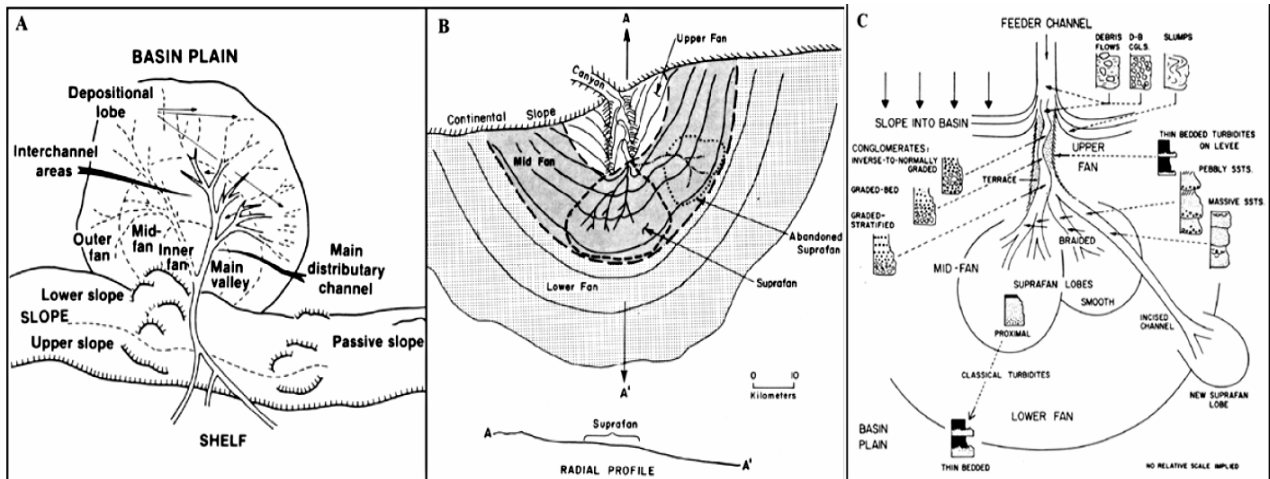


Figure 7 : Les modèles d'éventails profonds. A) anciens de Mutti et Ricci Lucchi (1972), B) modernes de Normark (1978) et C) modèle synthétique de Walker (1978).

Mutti et Ricci Lucchi (1972) (Figure 7B) proposent quant à eux, un modèle montrant des dépôts s'organisant autour d'un canyon unique. Ce modèle présente l'organisation des divers faciès de dépôts entre la partie *inner*, *mid* et *outer fan*, en fonction de leur localisation au sein de l'éventail.

A partir des deux premiers modèles, Walker (1978) proposa le premier modèle synthétique intégrant les deux approches (Figure 7.C.). Cette approche s'est montrée incomplète et ne suffisait pas à expliquer la diversité des systèmes gravitaires observée dans l'ancien comme dans l'actuel. Beaucoup d'autres paramètres comme la taille et la forme du bassin, la source (multiple ou unique), etc., qui sont extrêmement variables d'un système à l'autre, doivent être pris en compte pour rendre compte de la complexité et de la diversité des éventails détritiques. Reading et Richards (1994) ont proposé une classification des systèmes turbiditiques en fonction du volume et de la taille des grains des apports et de la nature du système d'alimentation (Figure 8). Ces auteurs distinguent : (1) les éventails localisés au débouché d'une source ponctuelle (*submarine fans*), (2) les systèmes à sources multiples (*multiple source ramps*), et (3) les systèmes à sources multiples linéaires (*slope aprons*). Cette terminologie permet de séparer des accumulations sous-marines aux morphologies et géométries internes différentes liées à des processus d'alimentation différents. Les *éventails* et les *ramps* apparaissent liés à des systèmes de drainage et d'alimentation stables. Ils sont caractérisés par une distribution des faciès et une architecture interne organisée et prédictible. En revanche, les *slope aprons* sont souvent associés à des ruptures de pente, des sources de sédiments plus locales et/ou des systèmes de drainage et d'alimentation éphémère. La distribution des faciès montre une grande variabilité et peu d'organisation.

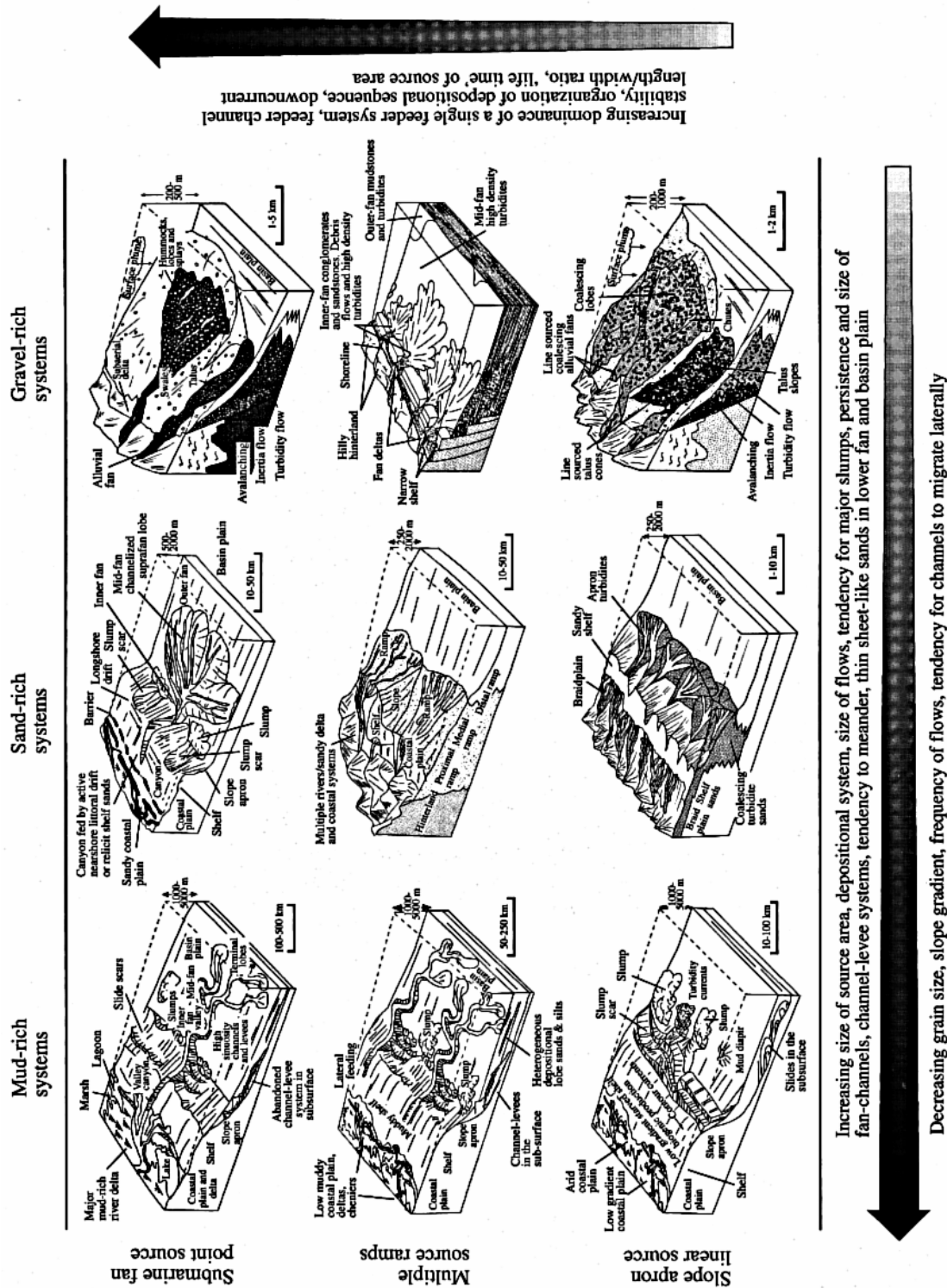


Figure 8 : Classification des différents types d'éventails détritiques sous marins Stow and Mayall, 2000) d'après Reading et Richards (1994)

Cette classification des éventails en différentes catégories est également contrôlée par la nature de l'alimentation. Ces auteurs distinguent : (1) les éventails à dominante argileuse (*mud-rich*), (2) les éventails à dominante sableuse (*sand-rich*) et (3) les éventails dont l'alimentation est dominée par des particules très grossières (*gravel-rich*). La combinaison des deux facteurs de contrôle (granularité et le mode d'alimentation) permet de définir neuf principaux types d'éventails qui permettent d'illustrer la grande diversité des éventails et des objets sédimentaires. Cette classification est aujourd'hui relativement bien acceptée et utilisée pour décrire la grande variabilité des éventails turbiditiques rencontrés.

## B/ LES FACTEURS DE CONTRÔLE

Le développement des éventails turbiditiques est gouverné par des mécanismes dont l'origine peut être extérieure au système (*mécanismes allocycliques*, comme la tectonique, l'eustatisme et le climat), soit interne au système (*mécanismes autocycliques*, comme la compensation topographique à l'échelle de l'écoulement) (Figure 9).

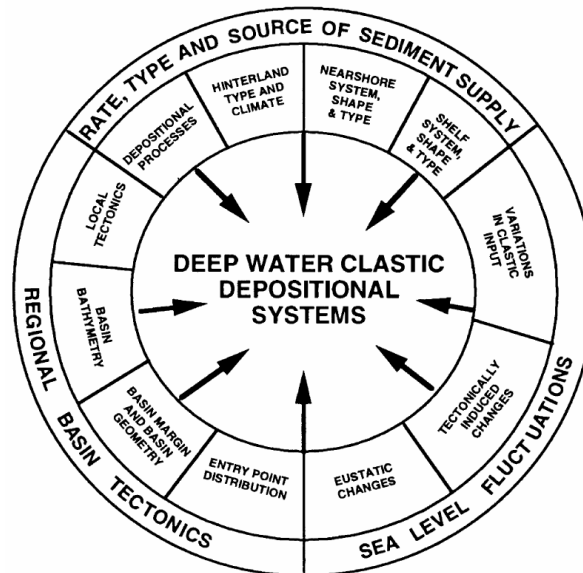


Figure 9 : Diagramme synthétique reprenant, les différents éléments de contrôle allocycliques et autocycliques, sur le développement des systèmes sous-marins clastiques, ces mécanismes de contrôle étant rarement exclusifs mais plutôt interdépendants, la combinaison de ces différents facteurs conduit à une large diversité de dépôts sous-marins clastiques (d'après Richards et al., 1998).

Les principaux facteurs agissant sur la construction des éventails turbiditiques sont la tectonique, le climat, la nature et le volume des sédiments et les variations eustatiques. La tectonique conditionne le type de la marge, en particulier la zone source (présence de montagnes ou non) et la forme générale du bassin qui va recevoir les apports sédimentaires (confinement latéral et longitudinal du système). Les caractéristiques du bassin versant, comme la nature lithologique des terrains drainés, la hauteur des reliefs, les conditions climatiques locales ont une influence importante sur la nature, la quantité et la fréquence des apports au domaine océanique. L'organisation du réseau fluvial joue également un rôle prépondérant sur la répartition des apports sur la marge (alimentation ponctuelle ou alimentation multiple : systèmes de rampes).

La morphologie du plateau continental et par conséquent la connexion entre le fleuve et le canyon vont jouer un rôle important dans la construction des systèmes turbiditiques. Un plateau étroit (cas des systèmes Var et Zaïre) permet un transfert vers le domaine profond très efficace et une continuité dans l'édification de l'éventail quelle que soit le niveau marin, alors que dans le cas d'un plateau beaucoup plus développé et immergé lors des périodes de haut niveau marin, le transfert vers le domaine profond est beaucoup moins efficace et une grande partie des sédiments est piégée sur le plateau, d'où un arrêt du fonctionnement du système turbiditique profond.

L'importance des facteurs allocycliques comme les variations du niveau marin relatif sur les apports sédimentaires dans le bassin profond a été soulignée par l'analyse combinée des données faciologiques (analyse lithostratigraphique) et de stratigraphie sismique correspondant aux concepts de la stratigraphie séquentielle (Vail and Mitchum, 1977 ; Posamentier and Vail, 1988).



### III / LES OBJETS ÉLÉMENTAIRES

Devant la diversité des morphologies observées et le grand nombre de modèles d'éventails profonds, il devenait difficile d'étudier les éventails dans leur globalité, c'est pourquoi de nouvelles approches basées sur l'analyse des grands éléments architecturaux ont été proposées (Miall, 1999). Ces approches de l'étude des systèmes turbiditiques basées sur l'étude séparée des différents objets sédimentaires qui constituent les éventails permettent une analyse beaucoup plus détaillée des systèmes et de définir des modèles de dépôt régionaux. Dans les paragraphes suivants, nous allons détailler succinctement le mode de fonctionnement des différents éléments architecturaux constituant les éventails sédimentaires profonds : le canyon, le système chenal-levée et les lobes qui feront l'objet d'une description beaucoup plus complète.

#### **A/ LES CANYONS**

Les marges continentales sont disséquées par des canyons sous-marins formés par érosion des pentes continentales (Shepard, 1981). Ces vallées sous-marines peuvent inciser plus ou moins « profondément » le plateau continental ou le rebord du plateau. Par définition un canyon est la voie de transit des particules depuis le domaine continental vers le bassin profond. La morphologie des canyons est typique d'une zone en érosion : flancs abruptes, profil transversal en V (Shepard, 1963; Shepard, 1981).

Les figures et structures sédimentaires présentes sont principalement des structures d'érosion et de Bypass : sillons d'érosion, gullies, loupes, cicatrices d'arrachement. En bordure de l'axe central, on peut trouver plusieurs types de terrasses. La mise en évidence de la variabilité de ces terrasses a permis de préciser leur origine. Ces terrasses peuvent correspondre soit à des glissements qui traduisent à cet endroit une forte érosion régressive soit à des levées confinées qui traduisent des processus de construction à l'intérieur du canyon liés à des débordements de courants de turbidité (Babonneau, 2002), soit à des méandres abandonnés (Babonneau et al., 2004).

#### **B/ LES COMPLEXES CHENAUX-LEVEES**

Les chenaux transportant principalement du matériel grossier (sables et graviers) sont larges, rectilignes et très peu marqués topographiquement car ils ne construisent que peu ou pas de levées (Clark et al., 1992 ; Galloway, 1998). Au contraire, les chenaux transportant du matériel fin sont plus étroits, profondément creusés, sinueux voire méandriiformes et présentent des levées bien développées. On peut distinguer plusieurs types de chenaux-levées en fonction des différentes géométries reconnues à l'aide d'outils sismiques. Les systèmes chenaux-levées constructifs de type Amazone (Flood et al., 1991), qui se caractérisent par une aggradation du fond du chenal, simultanément à la construction des levées. Et au contraire, les systèmes chenaux-levées érosifs comme ceux du Zaïre (Babonneau, 2002) et du Bengale (Hübscher et al., 1997), qui apparaissent en état d'incision. Le fond du chenal tend à se creuser. L'origine de ce surcreusement, peut s'expliquer par le déplacement de l'extrémité distale du système vers des zones de plus en plus profondes, mais aussi du fait, dans certains cas comme celui du système du Zaïre, de la connexion continue du canyon avec le fleuve même en période de haut niveau marin (Babonneau, 2002).

En bordure du chenal, on observe le développement de levées sédimentaires construites par débordements successifs de la partie sommitale de l'écoulement, généralement composée de particules fines (Figure 10). Ces débordements successifs entraînent un appauvrissement relatif en fraction fine dans l'écoulement et un enrichissement relatif de ce même écoulement en sable, ce processus expliquant le transport des sables au travers des chenaux jusqu'à la zone la plus distale des systèmes et le développement de lobes sableux au débouché des chenaux. L'architecture interne de ces levées, accessible à partir des

données sismiques, est reconnaissable par leur relief positif et par leurs réflecteurs internes de faible à moyenne amplitude, continus et parallèles sur de très longues distances et se biseautant sur sa bordure externe. Ces levées présentent des structures internes particulières. On distingue fréquemment des dunes géantes (Masson et al., 1995; Migeon et al., 2000), des sillons d'érosion et parfois des chenaux secondaires.

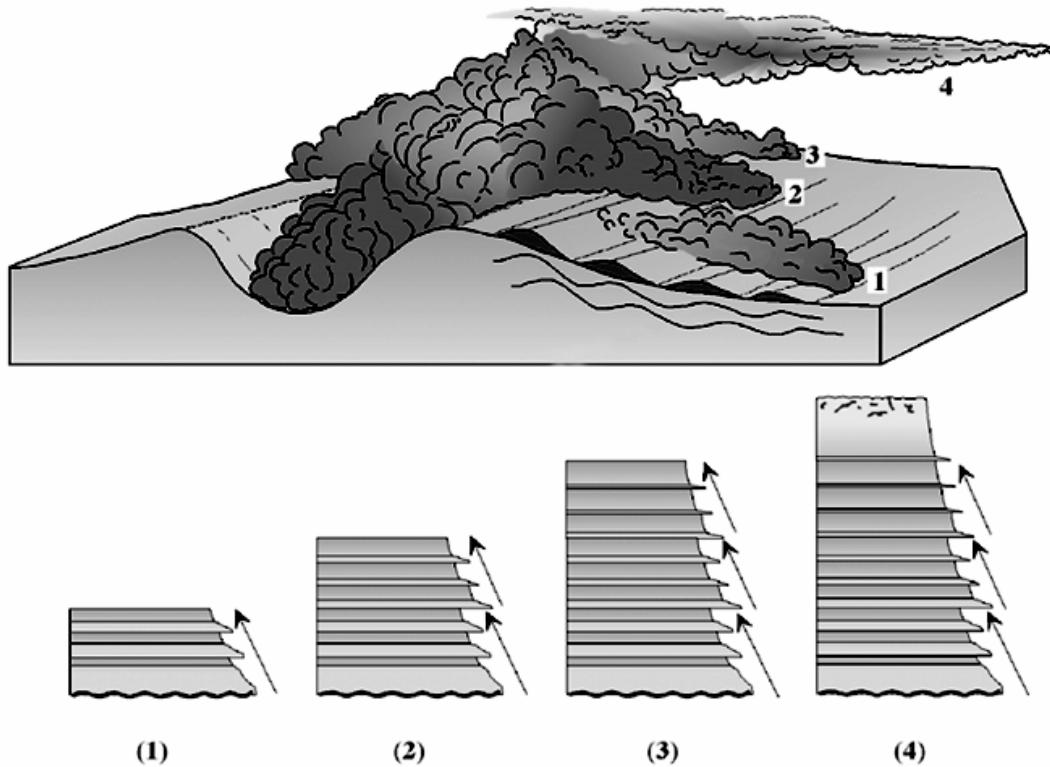


Figure 10 : Schéma conceptuel illustrant le processus de débordement permettant la construction des levées (Migeon, 2000). Un même écoulement turbiditique peut générer plusieurs débordements successifs (1, 2, 3). La succession de ces débordements suivie de la décantation du nuage turbiditique (4) provoque la mise en place de séquences argilo-silteuses laminées normalement granoclassées.

A la base de ces levées, on peut trouver des dépôts caractérisés par de fortes amplitudes en sismique appelés HARP'S (High-Amplitude Reflection Packet's, Flood et al., 1991). Ces dépôts interprétés comme des lobes d'avulsion sont directement liés aux phénomènes de migrations latérales des chenaux, qui contrairement aux canyons sont très peu stables dans le temps. Les études réalisées sur les éventails turbiditiques et plus particulièrement sur celui de l'Amazone (Damuth et al., 1983 ; Damuth et al., 1988 ; Flood et al., 1991 ; Pirmez and Flood, 1995, ; Manley et al., 1997 ; Lopez, 2001), du Zaïre (Droz et al., 2003) et du Danube (Popescu et al., 2001) suggèrent qu'un seul système chenal levée est actif à un moment donné et que l'abandon du chenal actif s'accomplit par avulsion et permet la formation d'un nouveau système chenal-levée (Figure 11). L'initiation de l'avulsion, correspondant à la rupture de la levée, peut être due à une intensification du flux turbiditique ou un effondrement de la levée. Les courants suivants empruntent la brèche et s'écoulent vers le point le plus bas des dépressions situées au pied de la levée et construisent un nouveau système chenal-levées.

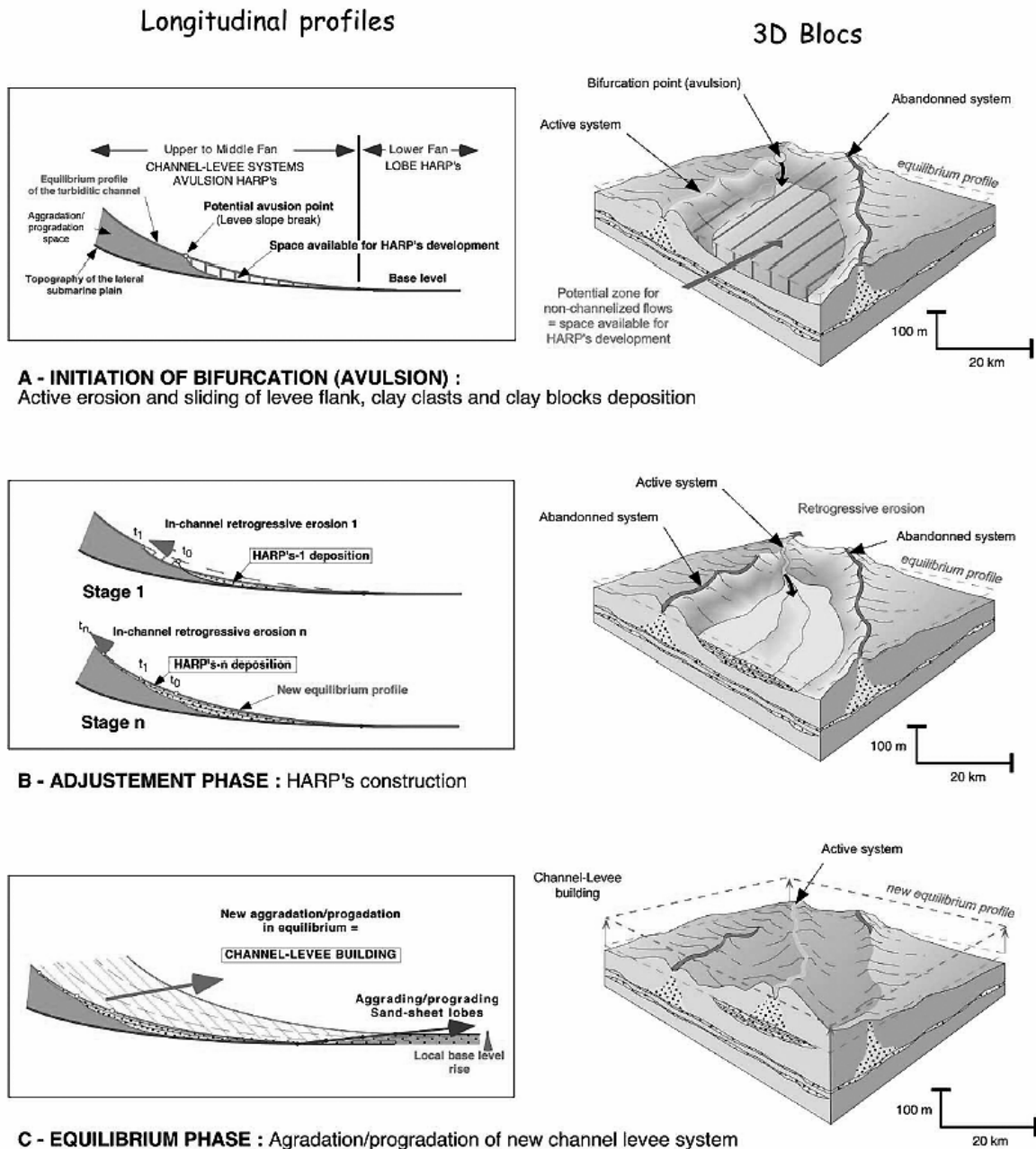


Figure 11 : schémas explicatifs du mécanisme d'avulsion d'un système chenal-levées, montrant sur la gauche de la figure l'évolution du profil longitudinal du fond du chenal et à droite une vue en 3D de la migration du chenal (Lopez, 2001, modifié d'après Flood et al., 1991)

### C/ LES LOBES

Dans la littérature, le terme « lobe » a été employé pour définir un très grand nombre de faciès sédimentaires ou d'objets sédimentaires associés à la mise en place des éventails profonds. On le trouve la première fois, pour décrire un bombement de forme lobée identifié au niveau de petits systèmes turbiditiques sableux actuels comme sur le Navy Fan et sur le San Lucas Fan (Normark, 1970). A l'affleurement, il est difficile de reconnaître ces grandes morphologies, c'est pourquoi plusieurs auteurs, Mutti and Ricci Lucchi, 1972, Mutti and Normark, 1987 et Mutti and Normark, 1991 proposent plusieurs critères basés que sur les faciès sédimentaires rencontrés et sur la succession verticale de ces faciès. Dans ces systèmes fossiles, les lobes sont généralement définis par des corps sableux non chenalisés tabulaires de

plusieurs mètres d'épaisseur et dont la continuité latérale est très importante (*Sheet sand*) (Mutti and Normark, 1991).

Dans la suite de ce paragraphe, nous verrons rapidement les principaux concepts de lobes publiés depuis les années 70. Ensuite nous présenterons les avancées récentes liées aux progrès des moyens techniques d'investigation sous-marine et soulignerons les grandes questions que posent ces nouvelles études. Enfin nous verrons ce que les analogues actuels apportent en comparaison avec les études effectuées dans l'ancien à partir d'affleurements, pour la compréhension de la mise en place de ce type d'objet sédimentaire.

## 1. LES CONCEPTS

Shanmugam and Moiola (1991) ont fait une synthèse de tous les termes publiés dans la littérature, dans le but de clarifier ces différents concepts, mais la définition du terme lobe reste encore floue et soumise à de nombreuses controverses du fait de la création de nombreuses nouvelles expressions comme l'*erosional lobe* (Thornburg and Kulm, 1987), le *channelized lobe* (Nelson et al., 1985) et le *leveed-valley lobe* (Normark and Gutmacher, 1985) correspondant chacun à un concept différent, et de l'utilisation par des auteurs comme Thornburg and Kulm, 1987 d'un terme comme *depositional lobe* dans un autre contexte que celui définit initialement (Mutti and Ricci Lucchi, 1972).

### 1.1 / Les Suprafan Lobes (Figure 12A)

Le terme *suprafan Lobe* fait référence à un corps sédimentaire constitué par l'accumulation rapide de sédiments grossiers concentrés dans des axes de chenaux (Normark, 1970), et caractérise l'éventail moyen. En coupe, il apparaît en relief convexe et est constitué principalement de sédiments grossiers (essentiellement des sables) qui s'organisent en séquences stratocroissantes et granocroissantes (Faciès A et B de Mutti (1977)). Les connexions latérales et verticales entre les corps sableux sont bonnes ce qui confère à ces zones de dépôt un très bon potentiel réservoir (Shanmugam and Moiola, 1991).

### 1.2 / Les Depositional Lobes (Figure 12D)

Le terme *depositional lobe* au sens de Mutti and Normark (1987) et Mutti and Normark (1991), est utilisé pour caractériser des corps sableux non chenalisés et d'une très grande extension latérale (*sheet sand*). Ils ont été décrits pour la première fois sur un affleurement miocène (Bobbio Formation ; Italie par Mutti and Ghibaudo, 1972) et sont typiques des dépôts distaux des éventails sableux confinés de marge active (Grés d'Annot). On les retrouve dans la partie la plus distale d'un système (éventail inférieur) au débouché du chenal majeur, sur des épaisseurs allant de 3 à 15 m. Ils sont constitués principalement de lits épais de sables moyens à fins (faciès C de Mutti, 1977) dans la partie amont du lobe et de turbidites fines litées (faciès D de Mutti, 1977) dans la partie la plus distale. A la base des bancs, on retrouve des traces d'érosion tabulaires (*scours*) alors qu'à la surface des corps on ne retrouve pas de chenalisation. Les connexions latérales et verticales entre les corps sableux sont moyennes ce qui confère à ces zones de dépôt un potentiel réservoir assez bon. Ces dépôts sont assimilés à des épandages de sédiments qui peuvent être attachés ou détachés du système chenal-levée, suivant la nature du système amont.

### 1.3 / Les Fanlobes (Figure 12B)

Le terme *fanlobe* a été employé pour définir la totalité du système chenal levée le plus récent de l'éventail profond du Mississippi (Bouma et al., 1985). Il caractérise donc un éventail en entier depuis le canyon jusqu'à l'éventail inférieur. Les *fanlobes* sont constitués de dépôts sableux de chenaux (faciès A et B) et de dépôts beaucoup plus fins de levées (faciès E et F). Les connexions verticales et horizontales entre

les différents corps sableux sont faibles ce qui implique une qualité de réservoir assez moyenne pour les chenaux.

#### 1.4 / Les Ponged Lobes (Figure 12C)

Le terme *ponged Lobes* a été introduit par Nelson et al. (1985), lors de l'étude de l'éventail de l'Ebre. Il est utilisé pour décrire des corps non chenalisés, localisés en pied de pente et résultant d'écoulements en masse de type *slide* ou *slump* et peuvent aussi être définis comme *slope apron deposit*.

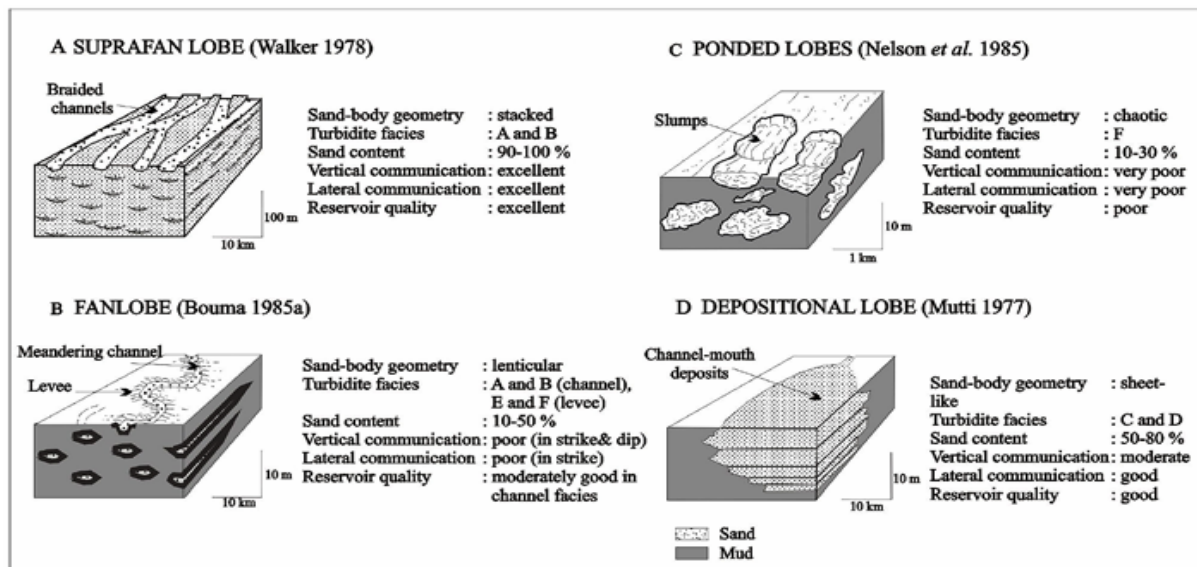


Figure 12 : Figure synthétique reprenant les modèles conceptuels de (A) Suprafan lobes (Walker, 1978), (B) Fanlobes (Bouma et al., 1985), (C) Ponged Lobes Nelson et al., 1985) et (D) Depositional Lobes (Mutti, 1977). Figure d'après Shanmugam and Moiola (1991)

#### 1.5 / Les mounded lobes et les sheet lobes (Figure 13)

Depuis les années 90, le terme lobe est essentiellement employé pour définir la zone de dépôt située au débouché des chenaux. Galloway (1998) distingue les *mounded* et les *sheet lobes* principalement en fonction de la nature des sédiments qui s'y déposent.

Les *mounded lobes* sont constitués par l'amalgamation de plusieurs niveaux turbiditiques grossiers de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur et qui ont une continuité latérale très importante pouvant atteindre plusieurs kilomètres. A la surface de ce type de lobes, on trouve généralement des structures érosives de type scours et peu ou pas de chenalisation. On observe une diminution rapide de la granularité des dépôts des turbidites vers l'aval du lobe s'accompagnant d'une diminution rapide de l'extension et de l'épaisseur des corps (Galloway, 1998).

Les *sheet Lobes* sont constitués principalement de matériel fin et parcourus par un réseau discontinu de chenaux secondaires et sont généralement beaucoup moins marqués topographiquement que les *mounded lobes*. Ils s'étendent sur de grandes surfaces, pouvant dépasser plusieurs dizaines de kilomètres.

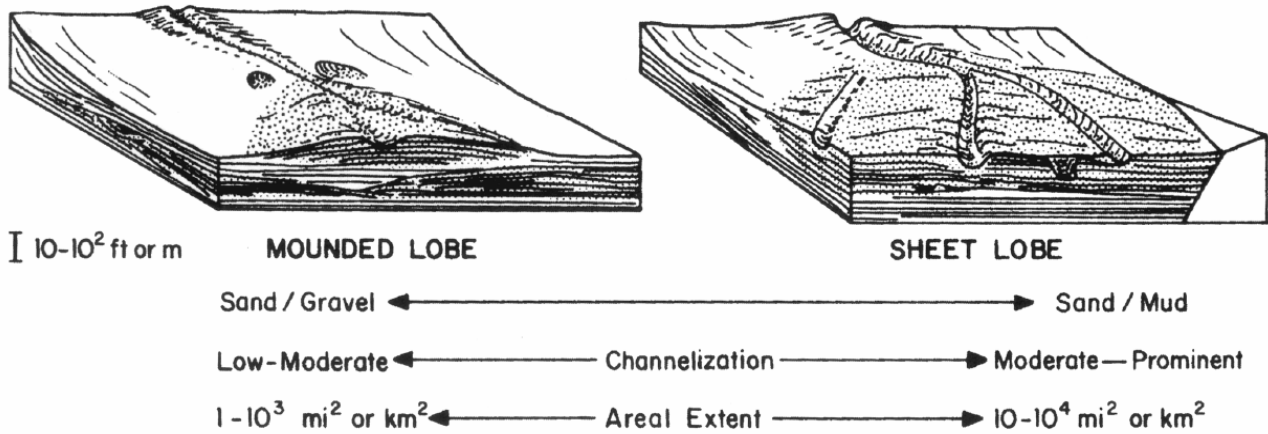


Figure 13 : Blocs diagrammes et caractéristiques des mounded et sheet lobes par Galloway (1998).

Les concepts définis précédemment sont trop restrictifs pour décrire la mise en place d'un lobe dans sa globalité. Les critères de reconnaissance dans les systèmes anciens sont différents de ceux utilisés dans les systèmes modernes. Les études sur les systèmes fossiles utilisent essentiellement des critères lithologiques et géométriques de détail. Par exemple, un lobe dans un système ancien est défini à partir de l'épaisseur des lits individuels de sables, du granoclassement et des structures dynamiques. Ces informations, à l'échelle d'un lit individuel, ne peuvent être obtenues à partir de données sismiques utilisées sur les systèmes modernes (Mutti et Normark, 1991). Les études sur les systèmes modernes utilisent essentiellement des critères morphologiques et géométriques d'ensemble. Il apparaît encore aujourd'hui difficile de définir les corps modernes à partir des critères utilisés dans les systèmes fossiles ou encore de les comparer et de pouvoir appliquer les mêmes concepts.

Néanmoins chacun de ces modèles proposent un ou plusieurs paramètres permettant de contraindre les mécanismes de mise en place des lobes. Par exemple, Galloway (1998) suggère que la taille des grains joue un rôle fondamental dans l'édification des lobes du point de vue de l'architecture et de la présence de chenalisation ou non. Nous allons maintenant décrire un certain nombre d'études faites sur des systèmes actuels et analyser les différentes avancées permises, mais aussi les questionnements, qu'apporte ce type d'approche.

## 2. ANALOGUES MODERNES : INTERETS ET QUESTIONNEMENTS.

L'étude des éventails sédimentaires profonds a donné lieu depuis plus de vingt ans à une abondante littérature et à de nombreux concepts (cf. paragraphe précédent). Leur structure et leur mode de fonctionnement sont aujourd'hui bien connus dans les grandes lignes. De gros efforts ont été réalisés ces dernières années dans la compréhension des écoulements chenalisés, des processus de débordement et d'édification des levées sédimentaires, en revanche, peu de travaux ont concerné les lobes distaux. Pendant de nombreuses années, les terminaisons distales des grands systèmes turbiditiques sont restées inconnues, c'est ce que l'on observe sur les cartes morphologiques des grands éventails comme celle de l'Amazone (Figure 14), où les chenaux se terminent brutalement dans leurs parties distales.

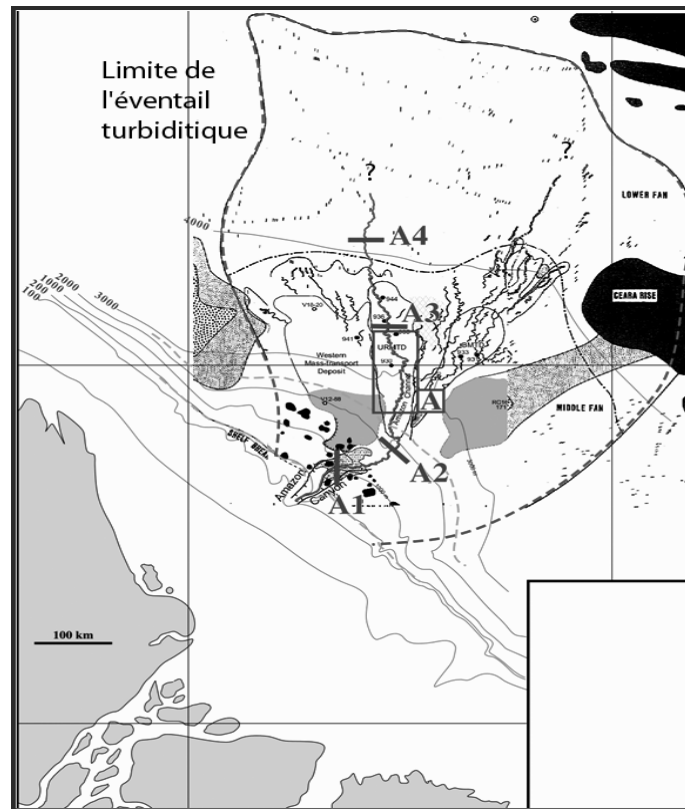


Figure 14 : Carte des chenaux de l'éventail turbiditique de l'Amazonie, montrant l'absence des lobes au débouché des chenaux.

La position de ces objets sédimentaires, qui sont généralement très éloignés de la côte et situés à de très grandes profondeurs (+ de 5000 m de profondeur d'eau pour le dernier complexe de lobe du Zaïre (Savoye et al., 2000), ainsi que leur faible expression morphologique, explique la difficulté d'exploration de ce type d'environnement sédimentaire. Le perfectionnement des outils acoustiques (sondeurs multifaisceaux, sonars latéraux et sondeurs de sédiment) a permis d'imager plus précisément les zones distales des systèmes turbiditiques permettant un début de compréhension de ce type d'environnement sédimentaire. Ces avancées technologiques ont provoqué un regain d'intérêt de la communauté scientifique pour la compréhension de ce type d'objet sédimentaire, motivé par la recherche fondamentale (compréhension globale des systèmes gravitaires), mais aussi par l'industrie pétrolière (exploration de plus en plus dirigée vers le milieu marin profond).

Les premières observations intégrant des données d'imagerie (GLORIA) (Figure 15) et de carottages, ont été faites sur un des grands systèmes à dominante argileuse : *l'éventail turbiditique du Mississippi* (Twichell et al., 1991). Cette étude a révélé une répartition des dépôts, de la partie distale de l'éventail beaucoup plus complexe que ce qui était admis précédemment (Twichell et al., 1991). Le dernier *Fanlobe* du Mississippi est découpé en plusieurs *Depositional lobes* qui s'organisent en « couronne » autour du chenal principal et dont la caractérisation acoustique montre de grandes variations de réflectivité, qui selon les auteurs reflètent probablement des variations de la nature et des propriétés physiques des sédiments (Twichell et al., 1991). La totalité de ces *Depositional lobes* est censée se mettre en place en une période de temps très courte entre le dernier maximum glaciaire et la remontée du niveau marin (entre -15 000 et -13 000 ans B.P.). L'utilisation d'un sonar latéral de meilleure résolution (Seamarc 1 : 12,5 m de résolution) dans ce contexte de dépôts distaux, a permis de caractériser beaucoup plus précisément la terminaison du système Mississippi (Figure 15) (Twichell et al., 1992). Ces images ont montré un réseau de petits chenaux très denses au débouché des chenaux majeurs identifiés lors des études précédentes, montrant ainsi que le transport chenalisé de sédiment restait le mode de transport dominant au niveau de la terminaison distale de

l'éventail turbiditique du Mississippi (Twichell et al., 1992). L'étude des carottages montre que les zones de forte réflectivité correspondent à des zones de dépôts de sables fins et de silts déstructurés et que les zones de faible réflectivité correspondent à des zones de dépôts d'argiles (Twichell et al., 1995). Ceci souligne la chenalisation importante des écoulements, qui sont soit des turbidites classiques, soit des *Debris-Flows* (Twichell et al., 1995).

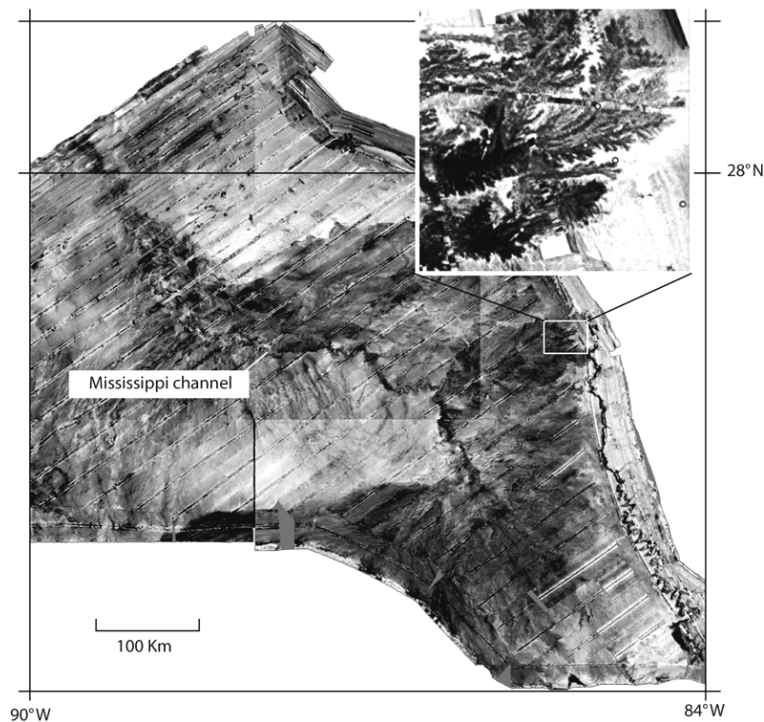


Figure 15 : Carte de réflectivité Gloria de l'éventail turbiditique du Mississippi et zoom de l'image Seamarc I, sur les chenaux distaux et les dépôts associés à la terminaison d'un lobe (modifiée d'après Twichell et al., 1991 et Twichell et al., 1992) (Fortes réflectivités en foncés et faibles réflectivités en blanc).

Les autres exemples publiés dans la littérature, se répartissent entre les grands éventails turbiditiques à dominante argileuse (l'éventail du Rhône (Néofan) (Kenyon et al., 1995), l'éventail du Zaïre (Savoie et al., 2000) et l'éventail du Mississippi (Twichell et al., 1995)) et les systèmes plus petits à dominante sableuse (les petits éventails sableux de la côte ouest Américaine : le *Monterey Fan* (Wilde et al., 1978 ; Fildani and Normark, 2004 ; Klaucke et al., 2004), le *Navy fan* (Normark et al., 1979 ; Piper and Normark, 1983), le *Hueneme* et le *Dume Fan* (Piper et al., 1995 ; Normark et al., 1998 ; Piper et al., 1999)), les *systèmes ouest corse* (Kenyon et al., 2002) et *est corse* (Gervais, 2002 ; Gervais et al., 2004), le *Celtic Fan* (Zaragosi et al., 2000), le *Valencia Fan* (Morris et al., 1998) et quelques petits systèmes de la marge nord ouest africaine (Wynn et al., 2002 ; Wynn et al., 2002). On observe un questionnement des auteurs commun aux deux types de systèmes, comme l'architecture interne des lobes et les processus impliqués dans la migration de ces lobes, la répartition des sédiments et l'évolution des courants au niveau d'un lobe et plus particulièrement à la transition chenal – lobe. Chacun de ces points sera illustré par des exemples pris dans la littérature.

## 2.1 / Mise en place et architecture interne des lobes

Très peu d'études ont permis de clairement définir l'architecture interne des lobes distaux, ceci est probablement lié à la nature sableuse de ce type d'environnement de dépôt entraînant la faible pénétration des signaux acoustiques à l'intérieur des lobes. Un exemple néanmoins le permet, c'est l'étude des lobes distaux des petits systèmes sableux est corse (Gervais, 2002 ; Gervais et al., 2004). Le lobe du Golo proprement dit mesure un peu plus de 10 km de large et de long (surface d'environ 100 km<sup>2</sup>) pour une



épaisseur de 50 m environ. Il est constitué par l'accumulation, au cœur d'une dépression préexistante, de plusieurs sous-unités lobées de faciès sismique chaotique et de forme bombée (Gervais, 2002). L'accumulation verticale de ces unités se fait par migrations latérales et longitudinales successives des dépôts centres vers les zones en creux créées par la mise en place des dépôts de lobes précédents (Gervais, 2002). Le dépôt du lobe du système turbiditique du Golo est donc caractérisé par une alternance d'unités progradantes et rétrogradantes. La mise en place de cette zone de dépôt distale suit un schéma qui est directement lié à la notion d'espace disponible et donc du confinement régional et local des dépôts (Gervais, 2002).

De façon générale, l'impact de la topographie préexistante sur la mise en place des lobes est très souvent observé. Les obstacles peuvent être les parois du bassin, une ride (ride de Santa Cruz - Catalina pour le système *Hueneme* (Piper et al., 1995 ; Piper et al., 1999) ou un haut fond pour le système du *Navy Fan*. Il est également important de noter que le confinement peut intervenir dans la mise en place des grands systèmes turbiditiques à dominante argileuse comme celui du Zaïre lors de certaines avulsions (Babonneau, 2002). L'abandon d'une zone de dépôt au profit d'une autre s'explique par un confinement progressif des écoulements dans la partie amont des unités et donc par le comblement de cette zone, ce qui force le système à migrer vers une autre zone en dépression (Gervais, 2002).

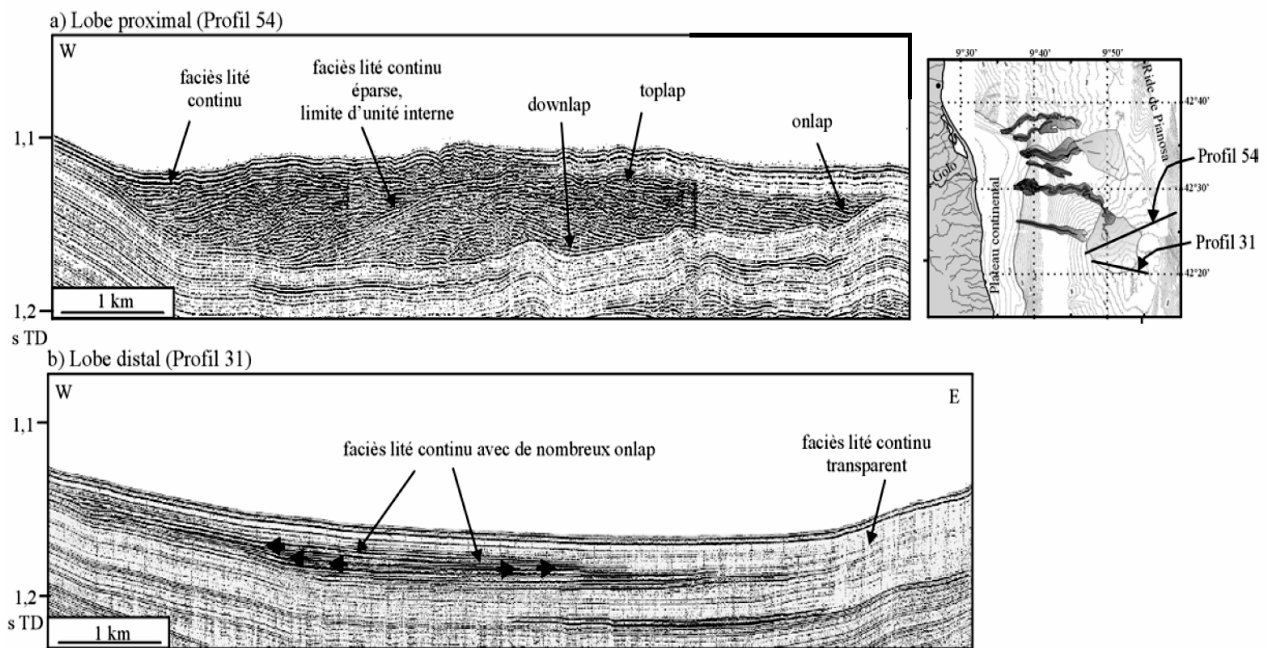


Figure 16 : Profils sismiques illustrant l'évolution amont aval des géométries du lobe Golo Sud (Gervais, 2002).

## 2.2/ La sédimentation dans les lobes

Une des questions fondamentales, autour de laquelle s'organisent beaucoup de publications est la répartition des sédiments dans un lobe distal. En d'autres termes, est-ce que les études de géologie marine permettent de valider le modèle défini à terre du *Depositional Lobes* et des *Sheet Sands* associés (Mutti and Normark, 1987).

Ce type de question, qui vise aussi à estimer le potentiel d'un lobe à devenir un bon réservoir pétrolier, a soulevé de très nombreuses autres questions comme la nature des sédiments et donc des écoulements arrivant dans les lobes, les relations entre le substrat et les écoulements et leurs évolutions dans un lobe. Dans de nombreux exemples de systèmes turbiditiques actuels, la partie inférieure du système est plus riche en sédiments sableux que la partie supérieure du système (Piper and Normark, 2001). C'est ce que l'on

observe notamment pour l'éventail du Monterey (Klaucke et al., 2004). Ce phénomène de concentration des écoulements en sédiments sableux (Alexander and Morris, 1994) vers la partie distale de l'éventail implique une diminution de la hauteur des écoulements (Normark and Piper, 1991) et un apport relativement important de sable au niveau des lobes. Néanmoins, il apparaît que le volume de l'écoulement et la proportion d'argile contenue dans l'écoulement, restent fondamentaux vis-à-vis de la position des lobes par rapport au chenal (Mutti, 1985) (Figure 17). On observe des lobes dits attachés au chenal (caractérisés par un fort rapport sable/argile) et des lobes détachés (caractérisés par un fort rapport sable/argile).

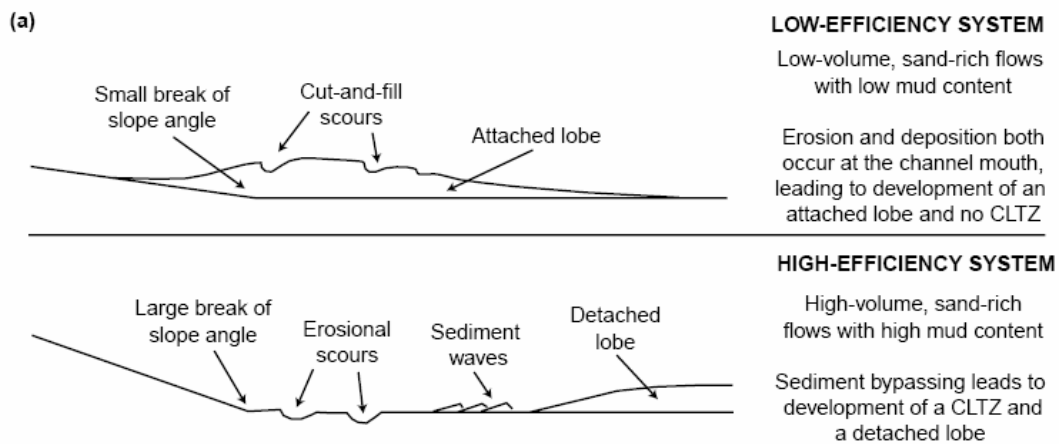


Figure 17 : Diagrammes synthétiques montrant la section longitudinale d'un système peu efficace avec un lobe attaché et d'un système très efficace avec un lobe détaché (Wynn et al., 2002).

Ce modèle basé sur l'observation de systèmes fossiles, semble être également dépendant de beaucoup d'autres paramètres comme les interactions entre les écoulements et la nature sédimentaire des fonds marins ainsi que la pente du fond du chenal (Wynn et al., 2002).

### 2.3 / La transition chenal-lobe

La présence d'une zone de « by-pass » située au débouché du chenal ou du canyon n'est pas obligatoire (Wynn et al., 2002). Plusieurs exemples dont ceux des systèmes turbiditiques du *Zaire* (Savoye et al., 2000) et du *Mississippi* (Twichell et al., 1991 ; Twichell et al., 1992), montrent une connexion directe entre le système chenal-levée et le lobe. Néanmoins, de nombreuses observations sur des systèmes turbiditiques de plus petite taille comme l'*Agadir Channel Mouth* (Wynn et al., 2002), le *Lisbon Canyon Mouth* (Wynn et al., 2002), le *Valencia Fan* (Morris et al., 1998) et le *Laurentia Fan* (Normark et al., 1983) ont montré la présence d'une zone non chenalisée au débouché des chenaux d'alimentation et située en amont des dépôts de lobe (Wynn et al., 2002). Cette zone appelée la *Channel Lobe Transition Zone* (CLTZ) (Figure 18) est caractérisée par la présence de nombreuses structures érosives qui s'organisent depuis l'amont vers l'aval de la CLTZ en quatre grandes zones (Wynn et al., 2002). En Amont, on trouve une zone caractérisée par la présence de nombreux sillons d'érosion orientés dans le sens de l'écoulement, ensuite on trouve des *scours* qui sont amalgamées les unes avec les autres, un peu plus en aval on trouve de grandes *scours* isolées et enfin une zone caractérisée par la présence de structures érosives de plus petite taille en forme de chevron. Intercalées entre ces structures érosives et à la terminaison distale de la CLTZ, on peut également retrouver des accumulations sédimentaires de type *sediment waves* qui vont permettre de définir l'orientation des écoulements dans cette zone.

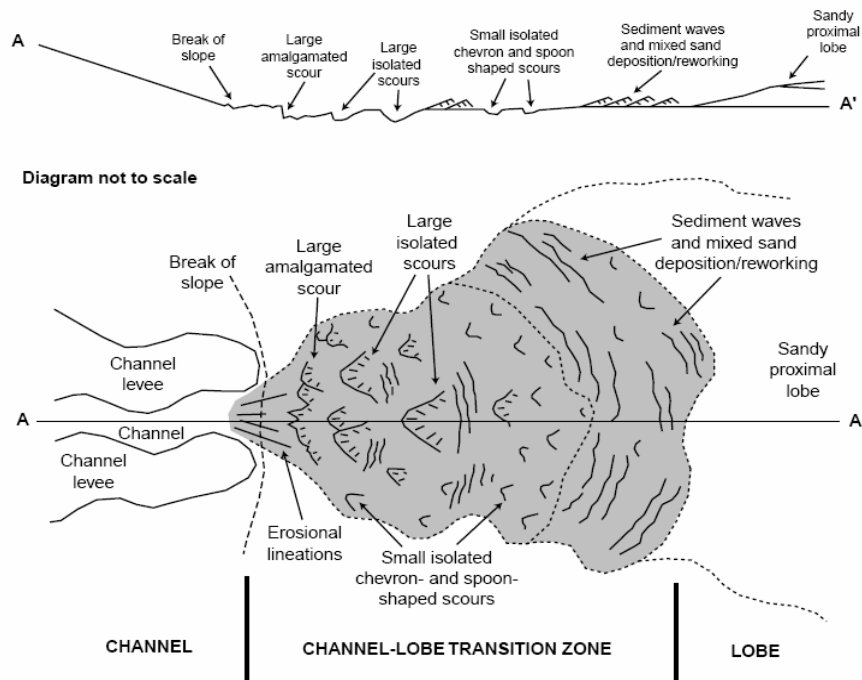


Figure 18 : Diagramme schématique montrant la distribution spatiale des figures d'érosions et de dépôts au niveau d'une CLTZ (Wynn et al., 2002).

#### 2.4 / Lobes sableux : mythe ou réalité

La concentration des écoulements en matériel plus grossier qui se fait tout au long du système chenal levée (Alexander and Morris, 1994) est censé alimenter les lobes majoritairement en sédiments sableux. Mais les observations faites à partir des carottages au niveau des lobes de systèmes comme celui du Mississippi (Nelson et al., 1992), celui du Monterey (Gardner et al., 1996 ; Klauke et al., 2004) montrent que l'on retrouve deux grands types de dépôts au niveau de ces deux lobes, des dépôts de sables massifs (épaisseur pouvant être supérieure à 1m) correspondant aux zones de faible réflectivité et que les zones de forte réflectivité correspondant à des dépôts d'argiles silteuses entrecoupées par de petits niveaux de sables (Gardner et al., 1996). L'absence de continuité latérale entre les niveaux de sable montre bien qu'un lobe comme celui du Monterey n'est pas constitué de dépôts de sables massifs de type *sheet sand*, mais au contraire, par l'accumulation de plusieurs dépôts de sédiments issus d'écoulements gravitaires successifs (Gardner et al., 1996). Le type d'écoulement à l'origine de ce type de dépôts est au cœur d'une discussion engagée entre plusieurs auteurs (voir paragraphes précédents) pour définir ces écoulements (*Sandy Debris Flow* ; Shanmugam, 1996 ou *Hyperconcentrated flows* ; Mulder and Alexander, 2001), mais les différents auteurs s'accordent sur le fait que les écoulements arrivant au lobes sont caractérisés au moins en partie par un comportement laminaire.

Dans la littérature, nous avons d'autres exemples de lobes dont la nature sédimentaire semble être plus sableuse que celle des exemples du *Mississippi* et du *Monterey* : les petits systèmes *Ouest corse*. Ces systèmes de type *Canyon Mouth Lobe*, sont constitués par des dépôts de sables massifs pouvant contenir des clasts argileux provenant probablement de l'érosion des parois du canyon (Kenyon et al., 2002). La fraction argileuse a probablement été transportée beaucoup plus loin vers la plaine abyssale et participerait à la mise en place des successions de dépôts turbiditiques au niveau de la plaine abyssale des Baléares (Kenyon et al., 2002). Il semble néanmoins que parmi les autres exemples de systèmes dits sableux, comme le *Navy Fan* (Piper and Normark, 1983) et les systèmes *Hueneme* et *Dume* (Piper et al., 1999), on retrouve toujours une alternance de dépôts de sables massifs et de dépôts argileux.

## 2.5 / Les chenalizations

Les progrès techniques, surtout de l'imagerie sonar ces dernières années, ont permis d'avoir une image plus précise de la surface des zones de dépôts distales. Ces différentes images ont montré une grande hétérogénéité dans la répartition des dépôts, comme le montre la mosaïque d'images Gloria du Mississippi (Twichell et al., 1991) (Figure 15). L'utilisation de sonars latéraux de grande précision a permis de montrer que cette hétérogénéité était liée à la chenalisation des zones distales des systèmes turbiditiques. Depuis le système chenal-levée situé en amont du lobe on peut trouver différentes morphologies de chenaux. C'est ce que montre l'exemple de la Figure 19 sur le *Monterey Fan* (Gardner et al., 1996), avec des chenaux distaux d'une centaine de mètres de largeur pour une profondeur de quelques mètres qui s'incisent sur les dépôts de lobes précédents. Un schéma semblable a également été montré dans la partie distale du *Mississippi* (Twichell et al., 1992). La présence de chenalisation joue un rôle important sur la répartition des sédiments au niveau des lobes, en concentrant dans les axes des chenaux les sédiments les plus grossiers et en construisant le corps des lobes par des processus de débordements.

Un autre point particulier du lobe du système turbiditique du *Monterey*, est la présence à la surface du lobe de très nombreux blocs pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres de diamètre (Gardner et al., 1996 ; Klaucke et al., 2004). Gardner et al. (1996) posent la question de savoir si ces blocs sont transportés jusqu'au lobe ou si ils se sont formés sur place. L'absence de trace de debris flows importants dans la zone du lobe indique que ces blocs se sont très probablement formés sur place à partir de déstabilisations et de l'érosion des terrasses du chenal (Klaucke et al., 2004).

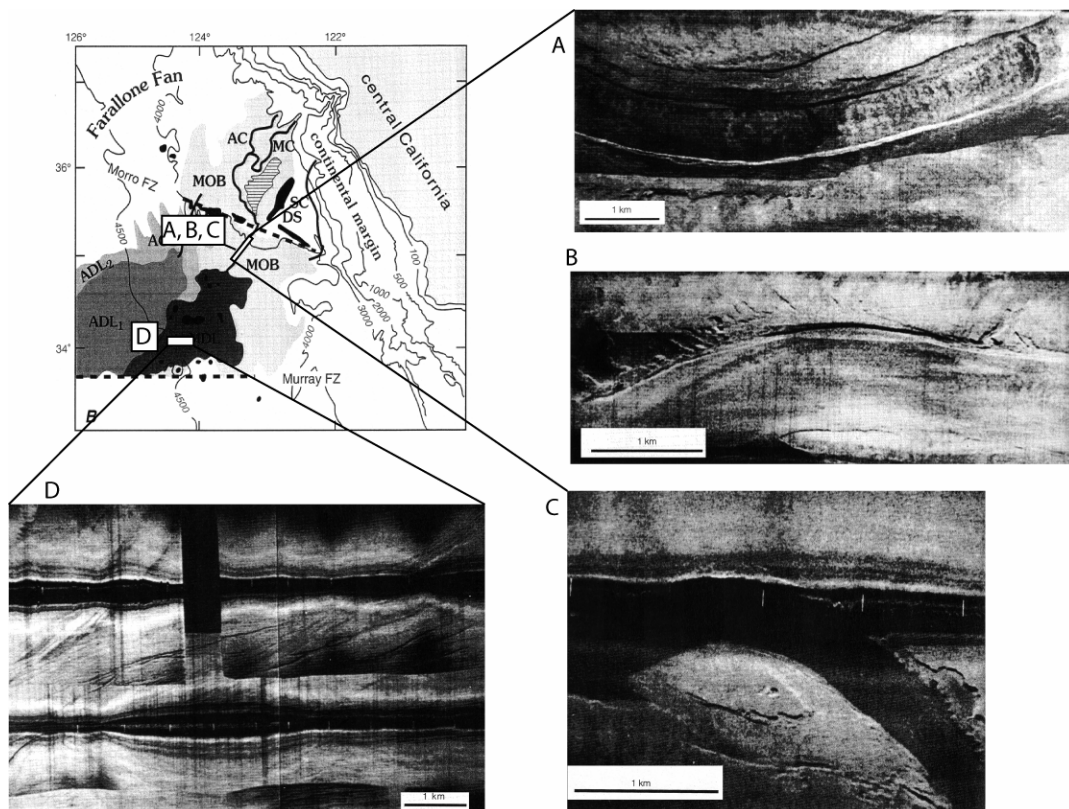


Figure 19 : Evolution amont - aval de la chenalisation au niveau du Lower Fan du Monterey (modifié après Gardner et al., 1996). A : Canal unique bordé par des terrasses et présentant de nombreuses figures d'érosions à l'intérieur du canal. B : Destabilisations en bordure du canal. C : Migration du canal et abandon d'une des branches. Grande déstabilisation des flancs du canal. D : Petits distributaires secondaires à la surface du lobe.

---

### 3. LA COMPARAISON AVEC LES SYSTÈMES ANCIENS

La comparaison des lobes dans les systèmes anciens et dans les systèmes actuels est difficile, ceci particulièrement à cause de la grande extension latérale de ces objets sédimentaires (Morris and Normark, 2000) et de leur faible épaisseur. Dans les deux cas les critères de reconnaissance utilisés sont différents. Pour l'étude des systèmes anciens, les auteurs utilisent essentiellement des critères lithologiques et de géométrie de détail alors que pour les études des systèmes modernes, on utilise essentiellement des critères de morphologie et de géométrie globale. Mais les difficultés ne concernent pas uniquement ces problèmes de critères, en effet, pour pouvoir comparer, il est impératif que les échelles d'investigations, spatiales mais aussi temporelles, soient identiques (Mutti and Normark, 1987). Peu d'études de systèmes actuels sont suffisamment faites à haute résolution. A l'opposé, si les systèmes modernes peuvent être datés avec précision, la datation des séries fossiles est souvent très peu précise. On peut néanmoins citer les petits systèmes sableux de la marge est corse (Gervais, 2002) qui correspondent à une série de petits bassins confinés comparables à ceux décrits dans les systèmes sableux anciens. Un analogue fossile de cette marge serait le système des grès d'Annot (Joseph et al., 2000). Les morphologies des bassins sont comparables, avec des bassins confinés et reliés entre eux. Le confinement des écoulements est pour ces deux exemples le facteur de contrôle prépondérant influant la localisation et la forme des dépôts centres (Gervais, 2002). Ce phénomène est observé dans les grès d'Annot (Joseph et al., 2000), et plus particulièrement dans le bassin du Peira Cava (Amy et al., 2004).

Nous venons de voir qu'il est assez difficile de trouver deux systèmes, un dans l'ancien et un dans l'actuel, dont les caractéristiques spatiales et de durée de mise en place soient comparables, néanmoins on peut isoler, à des fins de comparaison, des éléments architecturaux de plus petites tailles, que l'on retrouve dans les deux environnements. C'est ce qu'ont fait Wynn et al. (2002), à propos des *Channel Lobe transition Zones*. Du fait de la grande discontinuité des affleurements, on peut retrouver des éléments caractéristiques de ces zones. Trois exemples publiés (The Tertiary Piedmont basin, The Eocene Hecho Group et The Albian Black Flysch of Northern Spain (références dans Wynn et al. ; 2002), montrent des éléments architecturaux caractéristiques des CLTZ : des *scours*, des *sediment waves* ...

Ce type d'approche, à l'échelle des petits éléments architecturaux semble être une des voies à suivre pour faire des études combinées entre les systèmes actuels et anciens, mais dans l'ancien on se trouve généralement limité par le manque d'informations sur la morphologie global du système.

## CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Cette synthèse, non exhaustive, des connaissances générales et des différentes approches de la sédimentation gravitaire, a permis de dégager plusieurs grands points et paramètres qui contrôlent la mise en place des systèmes gravitaires dans leur ensemble et plus particulièrement la mise en place des zones de dépôt distales de ces éventails, comme l'influence de la nature, quantité de sédiments, processus de transport et de sédimentation, ainsi que l'architecture du bassin et les fluctuations au cours du temps des paramètres forçant externes.

A partir de l'observation de tous ces paramètres plusieurs modèles de dépôt de la mise en place des systèmes sous marins dans leur globalité mais aussi d'objets sédimentaires élémentaires comme les lobes distaux ont été proposés. La plupart des modèles conceptuels sur les lobes distaux sont issus d'observations faites à terre sur des systèmes fossiles. Les avancées récentes liées aux progrès des moyens techniques d'investigation sous-marine, ont permis d'apporter des précisions sur les morphologies et l'architecture tridimensionnelle des lobes distaux, mais aussi de soulever de nouveaux problèmes. Leurs structures et leurs modes de fonctionnement sont aujourd'hui connus dans les grandes lignes, mais il reste des nombreuses incertitudes concernant, l'architecture interne de ces unités et les relations géométriques entre ces unités mais aussi avec les dépôts précédents, qui semblent être beaucoup plus complexes que ce qui est observé au niveau des systèmes anciens. Gervais (2002) a montré l'importance du confinement des écoulements lors de la mise en place des lobes au sein de petits systèmes sableux (Ouest Corse). Néanmoins, il reste à préciser le rôle de ce confinement qu'il soit à l'échelle du système ou à l'échelle d'un écoulement sur la mise en place de système gravitaire de plus grande taille et de nature différente (dominante argileuse). Aux vues des études récentes sur les lobes distaux des systèmes actuels, il apparaît que cette zone de dépôt est beaucoup plus chenalisée que ce que montraient les études faites sur des affleurements. Cette chenalisation a été montrée, mais de nombreux points restent à éclaircir en ce qui concerne son initiation et son évolution dans le temps (abandon ou pérennisation des chenaux) et dans l'espace (évolution amont aval). La présence de cette chenalisation importante au niveau des lobes implique une révision des différents concepts expliquant les processus de transport et de dépôt au niveau des lobes et également sur la répartition des sédiments.

## BIBLIOGRAPHIE

- Alexander, J. and S. Morris (1994). Observations on experimental, nonchannelized, high-concentration turbidity currents and variations in deposits around obstacles. Journal of Sedimentary Research. **A64**: 899-909.
- Amy, L. A., W. D. McCaffrey and B. Kneller (2004). The influence of lateral basin-slope on the depositional patterns of natural and experimental turbidity currents. Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New Perspectives on the Grès d'Annot and related systems. P. Joseph and S. A. Lomas. London, Geological Society: 311-330.
- Babonneau, N. (2002). Mode de fonctionnement d'un chenal turbiditique méandrique : Cas du système Turbiditique Actuel du Zaïre. Ecole Doctorale des Sciences du Vivant, Géosciences, Sciences de l'Environnement. Bordeaux, Université Bordeaux I: 308.
- Babonneau, N., B. Savoye, M. Cremer and M. Bez (2004). Multiple terraces within the deep incised Zaire canyon: are they confined levees? Turbidite Sedimentation in Confined Systems, Geological Society of London. **Special Publication**.
- Bouma, A. H., J. M. Coleman and D. L. S. Scientists (1985). Mississippi Fan: Leg 96 program and principal results. Submarine fans and related turbidite systems. A. H. Bouma, N. E. Barnes and W. R. Normark. New York, Springer-Verlag.
- Cirac, P., F. Bourillet Jean, R. Griboulard and A. Normand (2001). "Le canyon de Capbreton : nouvelles approches morphostructurales et morphosedimentaires. Premiers résultats de la campagne Itsas; Canyon of Capbreton: new morphostructural and morphosedimentary approaches. First results of the ITSAS cruise." Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series D - Earth and Planetary Science **332**: 447-455.
- Clark, J. D., N. H. Kenyon and K. T. Pickering (1992). Quantitative analysis of the geometry of submarine channels: implications for the classification of submarine fans. Geology: 633-636.
- Damuth, J. E., R. D. Flood, R. O. Kowsmann, R. H. Belderson and M. A. Gorini (1988). "Anatomy and growth pattern of Amazon deep-sea fan as revealed by long-range side-scan sonar (GLORIA) and high-resolution seismic studies." American Association of Petroleum Geologists Bulletin **72**(8): 885-911.
- Damuth, J. E., V. Kolla, R. D. Flood, R. O. Kowsmann, M. C. Monteiro, M. A. Gorini, J. J. C. Palma and R. H. Belderson (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.
- Droz, L., T. Marsset, H. Ondréas, M. Lopez, B. Savoye and F.-L. Spy-Anderson (2003). "Architecture of an active mud-rich turbidite system: The Zaire Fan (Congo-Angola margin southeast Atlantic): Results from ZaiAngo 1 and 2 cruises." American Association of Petroleum Geologist Bulletin **87**(7): 1145-1168.
- Fildani, A. and W. R. Normark (2004). "Late Quaternary evolution of channel and lobe complexes of Monterey Fan." Marine Geology **206**(1-4): 199-223.
- Flood, R. C., P. L. Manley, K. O. Kowsmann, C. J. Appi and C. Pirmez (1991). Seismic facies and late Quaternary growth of Amazon submarine fan. Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems. P. Weimer and M. H. Link. New York, Springer-Verlag: 415-434.
- Galloway, W. E. (1998). "Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems: Component facies, stratigraphic architecture, and classification." AAPG Bulletin **82**: 569-595.
- Gardner, J. V., R. G. Bohannon, M. E. Field and D. G. Masson (1996). The morphology, processes, and evolution of Monterey Fan: A revisit. Geology of the United States' Seafloor. The View from GLORIA. J. V. Gardner, M. E. Field and D. C. Twichell, Cambridge University Press.

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). Bordeaux, Université Bordeaux 1.

Gervais, A., B. Savoye, D. J. W. Piper, T. Mulder, M. Cremer and L. Pichevin (2004). Present Morphology and Depositional Architecture of a Sandy Submarine System : the Golo Turbidite System, Eastern Margin of Corsica. Confined Turbidite Systems. London, Geological Society. **Special Publication:** 59-89.

Hübscher, C., V. Spiess, M. Breitzke and M. E. Weber (1997). "The youngest channel-levee system of the Bengal Fan: results from digital sediment echosounder data." Marine Geology **141**: 125-145.

Joseph, P., N. Babonneau, A. Bourgeois, G. Cotteret, R. Eschard, B. Garin, O. Gomes de Souza, D. Grangeon, F. Guillocheau, O. Lerat, J. M. Quemener and C. Ravenne (2000). The Annot Sandstone outcrops (French Alps): Architecture description as input for quantification and 3D reservoir modeling. Deep-Water reservoirs of the World.

Kenyon, N. H., I. Klaucke, J. Millington and M. K. Ivanov (2002). "Sandy submarine canyon-mouth lobes on the western margin of Corsica and Sardinia, Mediterranean Sea." Marine Geology **184**: 69-84.

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

Klaucke, I., D. G. Masson, N. H. Kenyon and J. V. Gardner (2004). "Sedimentary processes of the lower Monterey Fan channel and channel-mouth lobe." Marine Geology **206**(1-4): 181-198.

Kneller, B. C. (1995). "Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction." Characterization of Deep Marine Clastic Systems **94**: 31-49.

Lopez, M. (2001). "Architecture and depositional pattern of the Quaternary deep-sea fan of the Amazon." Marine and Petroleum Geology **18**(4): 479-486.

Lowe, D. R. (1982). Sediment gravity flows : II) Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. Journal of Sedimentary Petrology. **52**: 279-297.

Manley, P. L., C. Pirmez, W. Busch and A. Cramp (1997). Grain-Size Characterization of Amazon Fan and Comparison to Seismic Facies Units. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. R. D. Flood, D. J. W. Piper, A. Klaus and L. C. Peterson. **155**.

Masson, D. G., N. H. Kenyon, J. V. Gardner and F. M. E. (1995). Monterey Fan: channel and overbank morphology. Atlas of Deep Environments: Architectural style in Turbidite Systems. K. T. Pickering, R. N. Hiscott, N. H. Kenyon, F. Ricci Lucchi and R. D. A. Smith. London, Chapman and Hall.

Miall, A. D. (1999). "Perspectives: In defense of facies classifications and models." Journal of sedimentary research **69**(1): 2-5.

Middleton, G. V. and M. A. Hampton (1973). Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. Turbidites and deep-water sedimentation. G. V. Middleton and A. H. Bouma. Los Angeles, Pacific Section SEPM: 1-38.

Migeon, S. (2000). Dunes géantes et levées sédimentaires en domaine marin profond : approche morphologique, sismique et sédimentologique. Ecole Doctorale des Sciences du Vivant, Géosciences, Sciences de l'environnement. Talence, France, Université Bordeaux 1: 288.

Migeon, S., B. Savoye and J.-C. Faugeres (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.



Morris, W. R., N. H. Kenyon, A. Limonov and J. Alexander (1998). "Downstream changes of large-scale bedforms in turbidites around the Valencia channel mouth, north-west Mediterranean: implications for palaeoflow reconstruction." Sedimentology **45**(2): 365-377.

Morris, W. R. and W. R. Normark (2000). Sedimentologic and Geometric Criteria for Comparing Modern and Ancient Sandy Turbidite Elements. 20th Annual GCSSEPM Foundation Bob F. Perkins Research Conference "Deep-Water reservoirs in the world", Houston, GCSEPM Special Volume.

Mulder, T. and J. Alexander (2001). "The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits." Sedimentology **48**: 269-299.

Mulder, T. and P. Cochonat (1996). "Classification of offshore mass movements." Journal of sedimentary research **66**(1): 43-57.

Mulder, T., S. Migeon, B. Savoye and J.-C. Faugères (2001). "Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents?" Geo-marine letters **21**(2): 86-93.

Mulder, T., B. Savoye and J. P. M. Syvitski (1997). "Numerical modelling of a mid-sized gravity flow: the 1979 Nice turbidity current (dynamics, processes, sediment budget and seafloor impact)." Sedimentology **44**: 305-326.

Mulder, T. and J. P. M. Syvitski (1995). Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. Journal of Geology. **103**: 285-299.

Mulder, T., J. P. M. Syvitski and K. I. Skene (1998). "Modeling of erosion and deposition by turbidity currents generated at river mouths." Journal of Sedimentary Research **68**(1): 124-137.

Mutti, E. (1977). Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain). Sedimentology. **24**: 107-131.

Mutti, E. (1985). Turbidite systems and their relations to depositional sequences. Provenance of Arenites. G. G. Zuffa, D. Reidel Publishing Company: 65-93.

Mutti, E. and G. Ghibardo (1972). Un esempio di torbiditidi conioide sottomarina esteriina: Le Arenari di San Salvatore (Formazione di Bobbio, Miocene) nell' Appennino di Piacenza. Memorie dell' Accademia delle Scienze di Torino, Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturalie. **4**: 40.

Mutti, E. and W. R. Normark (1987). Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. Marine Clastic Sedimentology. J. K. Leggett and G. G. Zuffa. London, Graham and Trotman: 1-38.

Mutti, E. and W. R. Normark (1991). An integrated approach to the study of turbidite systems. Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems. P. Weimer and M. H. Link. New York, Springer-Verlag: 75-106.

Mutti, E. and F. Ricci Lucchi (1972). Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis (English translation by Nilsen T.H. 1978). International Geology Review. **20**: 125-166.

Mutti, E., R. Tinterri, E. Remacha, N. Mavilla, S. Angella and L. Fava, Eds. (1999). An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective. American Association Petroleum Geologists continuing Education Course Note Series.

Nelson, C. H., A. Maldonado, F. Coumes, H. Got and A. Monaco (1985). Ebro fan, Mediterranean. Submarine fans and related turbidite sequences. A. H. Bouma, N. E. Barnes and W. R. Normark. New York, Springer-Verlag: 121-127.

Nelson, H. C., D. C. Twichell, W. C. Schwab, H. J. Lee and N. H. Kenyon (1992). Upper Pleistocene turbidite sand beds and chaotic silt beds in the channelized, distal, outer-fan lobes of the Mississippi fan. Geology. **20**: 693-696.

Normark, W. R. (1970). Growth patterns of deep-sea fans. American Association of Petroleum Geologists Bulletin. **54**: 2170-2195.

Normark, W. R. and C. E. Gutmacher (1985). Delgado fan, Pacific Ocean. Submarine fans and related turbidite sequences. A. H. Bouma, N. E. Barnes and W. R. Normark. New York, Springer-Verlag: 59-64.

Normark, W. R. and D. J. W. Piper (1991). "Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record." SEPM Special Publication **46**: 207-229.

Normark, W. R., D. J. W. Piper and G. R. Hess (1979). Distributary channels, sand lobes, and mesotopography of Navy submarine fan, California Borderland, with applications to ancient fan sediments. Sedimentology: 749-774.

Normark, W. R., D. J. W. Piper and R. N. Hiscott (1998). "Sea level controls on the textural characteristics and depositional architecture of the Hueneme and associated fan systems, Santa Monica Basin, California." Sedimentology **45**: 53-70.

Normark, W. R., D. J. W. Piper and D. A. Stow (1983). Quaternary development of channels, levees, and lobes on middle Laurentian Fan. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. **67**: 1400-1409.

Parker, G. (1982). Conditions for the ignition of catastrophically erosive turbidity currents. Marine Geology. **46**: 307-327.

Piper, D. J. W., R. N. Hiscott and W. R. Normark (1999). "Outcrop-scale acoustic facies analysis and latest Quaternary development of Hueneme and Dume submarine fans, offshore California." Sedimentology **46**: 47-78.

Piper, D. J. W. and W. R. Normark (1983). Turbidite depositional patterns and flow characteristics, Navy Submarine Fan, California Borderland. Sedimentology. **30**: 681-694.

Piper, D. J. W. and W. R. Normark (2001). "Sandy fans - from Amazon to Hueneme and beyond." AAPG Bulletin **85**(8): 1407-1438.

Piper, D. J. W., W. R. Normark and R. N. Hiscott (1995). Holocene sand body geometry, Hueneme Fan, California Borderland. Atlas of Deep-water Environments: Architectural Styles in Turbidite Systems. K. T. Pickering, R. N. Hiscott, N. H. Kenyon, F. R. Lucchi and R. D. A. Smith. London, Chapman and Hall: 203-206.

Pirmez, C. and R. D. Flood (1995). Morphology and structure of Amazon Channel. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. R. D. Flood, D. J. W. Piper, A. Klaus and e. al. College Station, TX, Ocean Drilling Program. **155**: 23-45.

Popescu, I., G. Lericolais, N. Panin, H. K. Wong and L. Droz (2001). "Late Quaternary channel avulsions on the Danube deep-sea fan, Black Sea." Marine Geology **179**(1-2): 25-37.

Posamentier, H. W. and P. R. Vail (1988). Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tract models. Sea level change - an integrated approach. C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. S. C. Kendall et al, Soc. Econ. Paleont. Mineral Spec. Pub. **42**: 110-124.

Postma, G., W. Nemec and K. L. Kleinspehn (1988). Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. Sedimentary Geology. **58**: 47-61.

Ravenne, C. and P. Beghin (1983). "Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins." Revue de l'Institut Français du Pétrole **38**: 279-297.

Richards, M., M. Bowman and H. Reading (1998). "Submarine-fan systems i: characterization and stratigraphic prediction." Marine and Petroleum Geology **15**(7): 689-717.

Savoye, B., P. Cochonat, R. Apprioual, O. Bain, A. Baltzer, V. Bellec, P. Beuzart, J.-F. Bourillet, R. Cagna and M. Cremer (2000). "Structure et evolution recente de l'éventail turbiditique du Zaïre : premiers résultats scientifiques des missions d'exploration Zaiango 1 & 2 (marge Congo-Angola): Structure and recent evolution of the Zaïre 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.

Shanmugam, G. (1996). High-density turbidity currents: are they sandy debris-flows ? Journal of Sedimentary Research. **66**: 2-10.

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 R. J. Moiola (1991). Types of submarine fan lobes: models and implications. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. **75**: 156-179.

Shepard, F. P. (1963). Submarine valleys, canyons, deep channels, and other marine valleys. Submarine Geology. F. P. Shepard. New York, Harper & Row publisher: 311-348.

Shepard, F. P. (1981). Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. **65**: 1062-1077.

Stow, D. A. V. (1994). Deep-sea processes of sediment transport and deposition. Sediment transport and depositional processes. K. Pye. Oxford, Blackwell scientific publications: 257-287.

Stow, D. A. V. and M. Mayall (2000). "Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century." Marine and Petroleum Geology **17**: 125-135.

Thornburg, T. M. and L. D. Kulm (1987). "Sedimentation in the Chili trench: depositional morphologies, lithofacies, and stratigraphie." Geological Society of America Bulletin **98**: 33-52.

Twichell, D. C., N. H. Kenyon, L. M. Parson and B. A. Mc Gregor (1991). Depositional Patterns of the Mississippi Fan Surface: Evidence from GLORIA II and High-Resolution Seismic Profiles. Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems. P. Weimer and M. L. Link. New York, Springer-Verlag: 349-363.

Twichell, D. C., W. C. Schwab and N. H. Kenyon (1995). Geometry of sandy deposits at the distal edge of the Mississippi Fan, Gulf of Mexico. Atlas of Deep-water Environments: Architectural Styles in Turbidite Systems. K. T. Pickering, R. N. Hiscott, N. H. Kenyon, F. R. Lucchi and R. D. A. Smith. London, Chapman and Hall: 282-286.

Twichell, D. C., W. C. Schwab, H. C. Nelson, N. H. Kenyon and H. J. Lee (1992). Characteristics of a sandy depositional lobe on the outer Mississippi fan from SeaMARC IA sidescan sonar images. Geology. **20**: 689-692.

Vail, P. R. and R. M. Mitchum (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, Part 1: overview. Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration. C. E. Payton. Tulsa, A.A.P.G. Memoir. **26**

Walker, R. G. (1978). "Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps." AAPG Bulletin **62**: 932-966.

Wilde, P., W. R. Normark and T. E. Chase (1978). Channel sands and petroleum potential of Monterey Deep-Sea Fan, California. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. **62**: 967-983.

Wynn, R. B., N. H. Kenyon, D. G. Masson, D. A. V. Stow and P. P. E. Weaver (2002). "Characterization and recognition of deep-water channel-lobe transition zones." American Association of Petroleum Geologist Bulletin **86**(8): 1441-1446.

Wynn, R. B., D. J. W. Piper and M. J. R. Gee (2002). "Generation and migration of coarse-grained sediment waves in turbidity current channels and channel-lobe transition zones." Marine Geology **192**: 59-78.

Zaragosi, S., G. A. Auffret, J. C. Faugères, T. Garlan, C. Pujol and E. Cortijo (2000). "Physiography and recent sediment distribution of the Celtic Deep-Sea Fan, Bay of Biscay." Marine Geology **169**: 207-237.

## LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Vue expérimentale d'un écoulement de haute densité (Postma et al., 1998) différenciant un écoulement inférieur de nature laminaire et un écoulement supérieur de nature turbulente.	9
Figure 2 : Représentation schématique des différents types d'écoulements gravitaires et les dépôts associés (Mulder et Alexander, 2001).	10
Figure 3 : Description des séquences de dépôts rencontrés dans les dépôts d'origine turbiditique, d'après Shanmugan (2000).	11
Figure 4 : Faciès gravitaires et processus de dépôts associés: le concept de facies tract par Mutti (1999).	11
Figure 5 : Modèle d'évolution d'un écoulement gravitaire en fonction du temps et/ou de l'espace (Middleton and Hampton, 1973).	12
Figure 6 : Le modèle de Kneller (Kneller, 1995) : évolution temporelle et spatiale des écoulements et les dépôts associés.	13
Figure 7 : Les modèles d'éventails profonds. A) anciens de Mutti et Ricchi Lucci (1972), B) modernes de Normark (1978) et C) modèle synthétique de Walker (1978).	14
Figure 8 : Classification des différents types d'éventails détritiques sous marins Stow and Mayall, 2000) d'après Reading et Richards (1994)	15
Figure 9 : Diagramme synthétique reprenant, les différents éléments de contrôle allocycliques et autocycliques, sur le développement des systèmes sous-marins clastiques, ces mécanismes de contrôle étant rarement exclusifs mais plutôt interdépendants, la combinaison de ces différents facteurs conduit à une large diversité de dépôts sous-marins clastiques (d'après Richards et al., 1998).	16
Figure 10 : Schéma conceptuel illustrant le processus de débordement permettant la construction des levées (Migeon, 2000). Un même écoulement turbiditique peut générer plusieurs débordements successifs (1, 2, 3). La succession de ces débordements suivi de la décantation du nuage turbiditique (4) provoque la mise en place de séquences argilo-silteuses laminées normalement granoclassées.	18
Figure 11 : schémas explicatifs du mécanisme d'avulsion d'un système chenal-levées, montrant sur la gauche de la figure l'évolution du profil longitudinal du fond du chenal et à droite un vue en 3D de la migration du chenal (Lopez, 2001, modifié d'après Flood et al., 1991)	19
Figure 12 : Figure synthétique reprenant les modèles conceptuels de (A) Suprafan lobes (Walker, 1978), (B) Fanlobes (Bouma et al., 1985), (C) Ponged Lobes Nelson et al., 1985) et (D) Depositional Lobes (Mutti, 1977). Figure d'après Shanmugan and Moiola, 1991)	21
Figure 13 : Blocs diagrammes et caractéristiques des Mounded et Sheet Lobes par Galloway, 1998.	22
Figure 14 : Carte des chenaux de l'éventail turbiditique de l'Amazonie, montrant l'absence des lobes au débouché des chenaux.	23
Figure 15 : Carte de réflectivité Gloria de l'éventail turbiditique du Mississippi et zoom de l'image Seamarc 1, sur les chenaux distaux et les dépôts associés à la terminaison d'un lobe (modifiée d'après Twichell et al., 1991 et Twichell et al., 1992) (Fortes réflectivités en foncés et faibles réflectivités en blanc).	24
Figure 16 : Profils sismiques illustrant l'évolution amont aval des géométries du lobe Golo Sud (Gervais, 2002).	25
Figure 17 : Diagrammes synthétiques montrant la section longitudinale d'un système peu efficace avec un lobe attaché et d'un système très efficace avec un lobe détaché (Wynn et al., 2002).	26
Figure 18 : Diagramme schématique montrant la distribution spatiale des figures d'érosions et de dépôts au niveau d'une CLTZ (Wynn et al., 2002).	27
Figure 19 : Evolution amont - aval de la chenalisation au niveau du Lower Fan du Monterey (modifié après Gardner et al., 1996). A : Chenal unique bordé par des terrasses et présentant de nombreuses figures d'érosions à l'intérieur du chenal. B : Déstabilisations en bordure du chenal. C : Migration du chenal et abandon d'une des branches. Grande déstabilisation des flancs du chenal. D : Petits distributeurs secondaires à la surface du lobe.	28

## PARTIE II : LE LOBE DISTAL DU VAR



# SOMMAIRE

<b><i>I / L'Appareil turbiditique du var.</i></b>	<b>41</b>
<b>A / Contexte Géologique</b>	<b>41</b>
<b>B / Morphologie et architecture du Système sédimentaire du Var</b>	<b>41</b>
1. La pente continentale et les canyons.	42
2. La vallée moyenne et la ride sédimentaire du Var.	43
3. La vallée inférieure.	44
4. Le lobe distal.	45
<b>C / Stratigraphie, mise en place du système au cours du temps.</b>	<b>46</b>
1. Mise en place de la ride.	46
2. L'activité gravitaire récente dans le bassin Liguro Provençal.	47
2.1 / A la tête du système Var	47
2.2 / Apports par les canyons ouest corse	48
<b><i>II / La zone d'épandage distale actuelle</i></b>	<b>49</b>
<b>A / Reconnaissance du lobe</b>	<b>49</b>
1. Organisation générale.	49
1.1 / Le lobe du Var	50
a/ Zone amont	50
b/ Zone aval	50
1.2 / Les canyons corses et la plaine abyssale	55
1.3 / Faciès acoustiques et structure superficielle	55
2. Distribution des sédiments superficiels.	60
2.1/ Faciès et séquences	62
2.2/ Répartition des sédiments au niveau du lobe.	69
<b>B / Évolution et mise en place du lobe récent (actuel) du Var.</b>	<b>76</b>
1. Age et schéma de mise en place de la Tache Blanche.	76
2. L'activité des canyons corses.	78
3. Mise en place récente du lobe du Var.	79
4. Modes de fonctionnement des axes de transit.	80
Le mode confiné	81
Le mode dispersif	81
Evolution des axes de transits	81

<b>C / La structure sismique du lobe du var.</b>	<b>82</b>
1. Les facies sismiques	83
2. Le complexe de lobes : les différentes unités	84
2.1 / L'unité bleue	86
2.2 / L'unité verte	86
2.3 / L'unité Violette	90
2.4 / L'unité jaune.	90
<b>III / Les dépôts distaux de l'éventail turbiditique du Var</b>	<b>92</b>
<b>Bibliographie</b>	<b>97</b>
<b>Liste des Figures</b>	<b>99</b>



## I / L'APPAREIL TURBIDITIQUE DU VAR.

Pour bien étudier les lobes distaux, il faut replacer ces objets sédimentaires particuliers dans le système turbiditique en général. C'est ainsi qu'a été choisi le lobe distal du Var, car la partie amont et le fonctionnement du système turbiditique dans son ensemble sont bien connus. De nombreuses études, portant plus particulièrement sur la mise en place de la ride sédimentaire du Var (Migeon et al., 2000; Migeon et al., 2001 ; Savoye and Piper, 1991 ; Jegou, 2002) et sur la formation et l'activité actuelle des canyons du Var et du Paillon (Klaucke et al., 2000), permettent de bien contraindre les différentes phases de construction du système, mais aussi de définir les différents mécanismes et processus sédimentaires agissant au sein du système au cours du temps.

Le caractère actif en haut niveau marin de ce système turbiditique, comme en témoigne l'événement catastrophique en 1979, ne peut que renforcer l'intérêt d'étudier ce système.

### **A / CONTEXTE GEOLOGIQUE**

Le système turbiditique du Var se situe en Méditerranée Occidentale, plus précisément en Mer Ligure (Figure 01). L'histoire géologique de ce bassin comporte trois grandes phases.

-Tout d'abord, à l'Oligocène supérieur et au Miocène, le domaine ouest Méditerranéen est marqué par un épisode de rifting suivi de l'ouverture océanique du bassin Liguro Provençal, avec dérive associée de l'arc Corse Sardaigne. (Réhault, 1984 et Rabineau, 2001).

-Vient ensuite l'autre événement majeur de l'histoire géologique de ce bassin: l'abaissement drastique du niveau marin en Méditerranée à la fin du Miocène, suite à la fermeture de la connexion Océan Atlantique - Mer Méditerranée au niveau du détroit de Gibraltar. Cette crise Messinienne, d'une durée d'environ 600 000 ans, se traduit par le dépôt de puissantes séries évaporitiques et détritiques au fond du bassin et par une incision très importante de ses marges par les réseaux fluviaux.

-La mise en place du système turbiditique du Var débute avec la remise en eau du bassin au début du Pliocène, il sera fortement contrôlé par le dépôt des séries évaporitiques messiniennes qui ont été remobilisées ensuite sous forme de diapirs, mais aussi par les morphologies issues de la forte érosion de la marge (canyons Messiniens).

### **B / MORPHOLOGIE ET ARCHITECTURE DU SYSTEME SEDIMENTAIRE DU VAR**

Le système turbiditique du Var situé dans le bassin Liguro Provençal (Figure 01) s'étend sur une distance de 300 km à partir du delta du Var et couvre une superficie de 16,200 km<sup>2</sup>. Cet éventail est subdivisé en cinq grands domaines physiographiques.

- La pente continentale
- La vallée supérieure
- La vallée moyenne
- La vallée inférieure
- La zone d'épandage distale

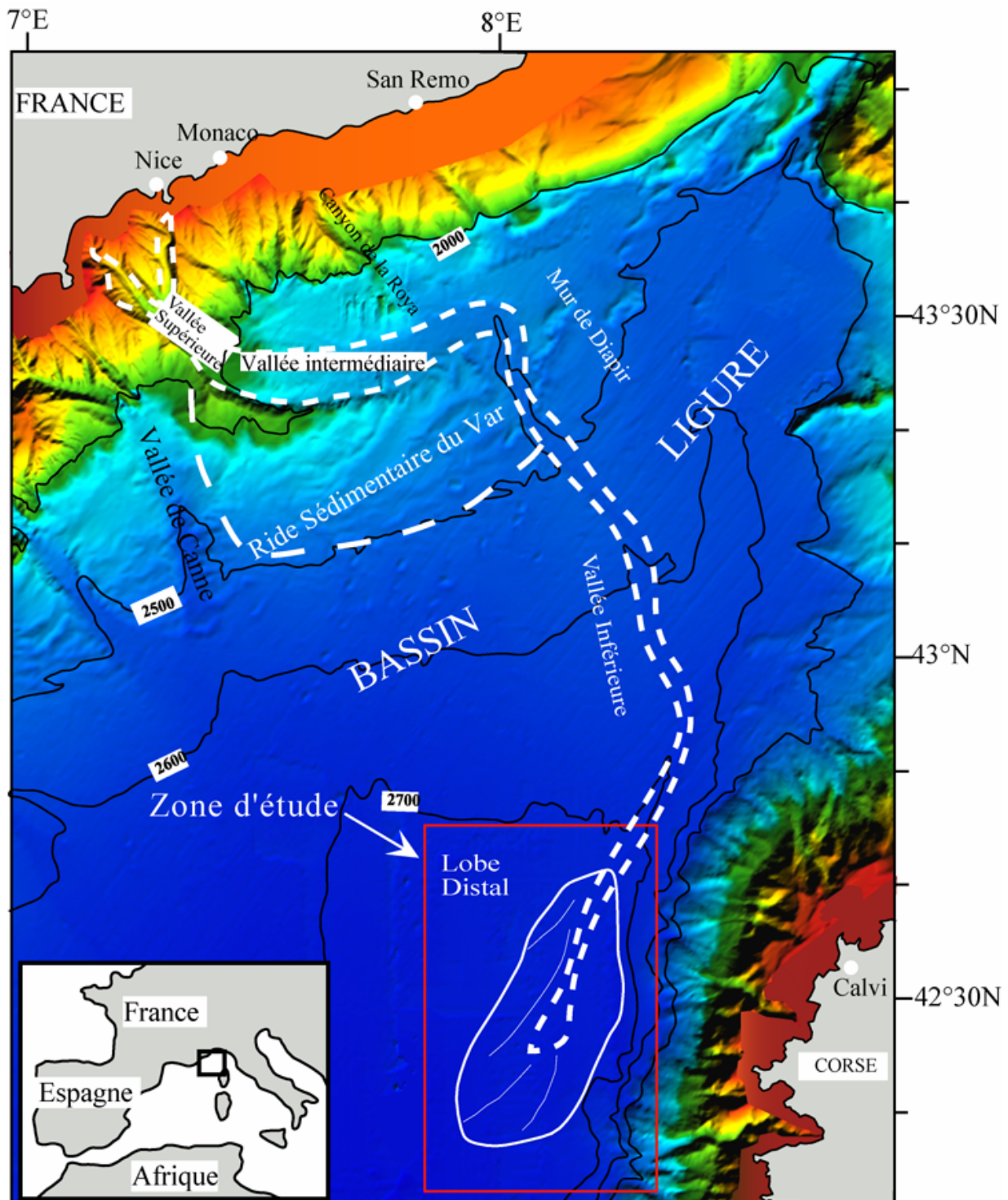


Figure 1: Carte de localisation générale du système turbiditique du Var.

### 1. LA PENTE CONTINENTALE ET LES CANYONS.

Le plateau continental, très étroit sur l'ensemble de la zone et quasi inexistant au large de Nice, est entaillé par plusieurs canyons. Les deux principaux canyons alimentant le système turbiditique du Var sont ceux du Var et du Paillon. Ils sont situés au cœur d'une dépression d'environ 20 x 25 km de forme conique, dont la pointe est orientée vers le large. Cette dépression appelée la Baie des Anges constitue le réceptacle en

mer des différents apports sédimentaires en provenance des fleuves Var et Paillon. Les canyons du Var et du Paillon, sont, du fait de la faible extension du plateau continental, directement connectés au réseau fluvial situé à terre. Ceci permet une alimentation en sédiment plus ou moins continue au cours du temps, indépendamment des fluctuations du niveau marin.

Le canyon du Var s'étend sur une longueur de 25 km, jusqu'à une profondeur de 1600 m. Sa pente générale décroît progressivement vers l'aval (de 11% à 4%). La confluence des canyons du Var et du Paillon s'effectue à une profondeur de 1650 m et marque le début de la vallée supérieure qui se poursuit vers le Sud - Est jusqu'en pied de pente (2000 m) (Piper and Savoye, 1993). La pente de cette vallée est comprise entre 4 et 2 %.

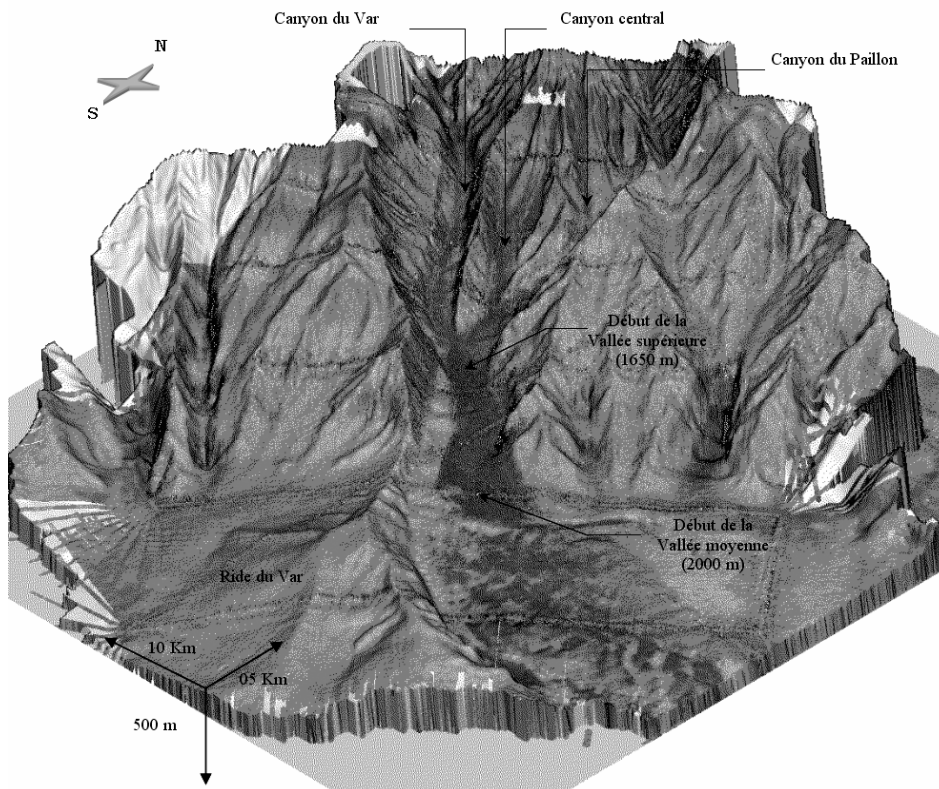


Figure 2 : Vue 3D de la morphologie et des faciès de réflectivité EM12 D de la Baie des anges Unterseh, 1999.

## 2. LA VALLEE MOYENNE ET LA RIDE SEDIMENTAIRE DU VAR.

La vallée Moyenne s'étend vers l'Est, sur une distance de 50 km, jusqu'à un obstacle topographique correspondant à une ligne continue de diapirs de sel appelée le « Mur de Diapirs » (Savoye et al., 1993). La pente moyenne de cette vallée est inférieure à 0,5 %. Le passage entre la vallée supérieure et la vallée moyenne est marqué par une rupture de pente importante. La morphologie du fond de la vallée moyenne est très complexe. Elle présente parfois deux ou trois chenaux secondaires séparés par des rides (Piper et Savoye, 1993). Dans sa partie amont, on observe des rides de galets dont la longueur d'onde peut atteindre 80 m. Vers l'aval, d'importants plaquages sableux et silteux participent au remplissage de la vallée. Ils peuvent localement recouvrir les rides de galets (Piper et Savoye, 1993).

Au Sud, la vallée est bordée par une levée hyper-développée. Cette levée, appelée ride sédimentaire du Var, est caractérisée par sa forme en croissant, par sa dissymétrie Nord - Sud avec un flanc nord très abrupte et un flanc sud en pente douce et sa dissymétrie Ouest - Est.

La ride sédimentaire du Var mesure environ 400 m de haut dans sa partie amont, pour ne plus mesurer que 50 m dans sa partie aval. Dans sa partie occidentale, la ride est entaillée par un « chenal de débordement » qui rejoint la vallée de Cannes (Savoie et al., 1993). Dans sa partie centrale, la crête de la ride est discontinue et laisse apparaître des exutoires pour le débordement des courants gravitaires transitant par la vallée intermédiaire. Dans sa partie orientale, se trouve des dunes géantes ou « *sediment waves* ». Elles se développent plus précisément entre 2000 et 2600 m de profondeur et couvrent une superficie d'environ 1500 km<sup>2</sup> (Migeon, 2000). L'extrémité orientale de la ride est un lieu propice aux débordements. Une grande partie des courants gravitaires arrivant au niveau de cette zone vont être canalisés par les dépressions interdunaires qui vont se comporter comme autant de chenaux (Migeon, 2000) qui débouchent directement dans la vallée inférieure. Cette partie orientale de la ride sédimentaire du Var va permettre une re-canalisation des courants gravitaires vers la vallée inférieure.

Bloquée par un mur de diapir (Figure 03), vers N 43°30' et E 08°10', la vallée bifurque brutalement vers le Sud - Sud -Est pour former la vallée inférieure.

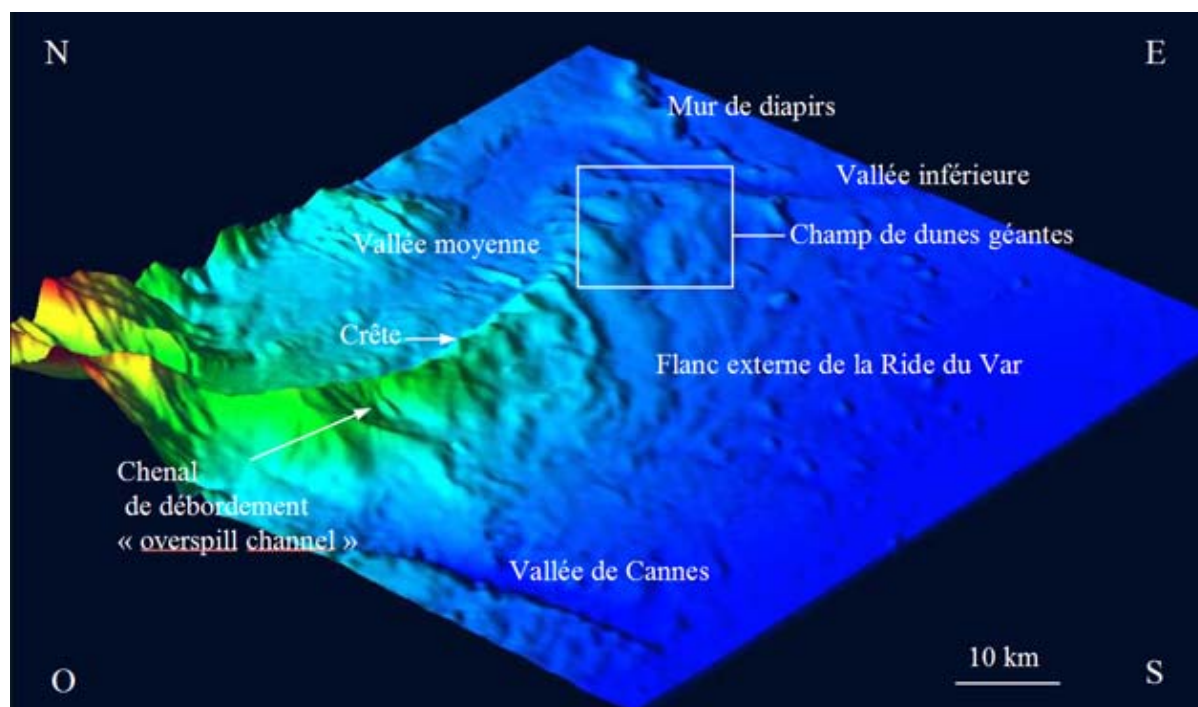


Figure 3: Vue 3D de la Ride Sédimentaire du Var et de ses grands ensembles morphologiques (Jegou, 2002).

### 3. LA VALLEE INFÉRIEURE.

La vallée inférieure incise le bassin Liguro-Provençal et forme une entaille assez rectiligne d'environ 5 km de large et d'une vingtaine de mètres de profondeur au maximum, sur environ 100 km pour disparaître au pied de la pente ouest-corse (Figure 04), et correspond donc principalement à une zone en érosion bordée que par des petites levées de quelques dizaines de mètres de hauteur (Piper and Savoie, 1993). La pente, toujours très faible, diminue jusqu'à 0,1 %. Le fond de cette vallée est constitué de dépôts sableux très épais (Piper and Savoie, 1993).

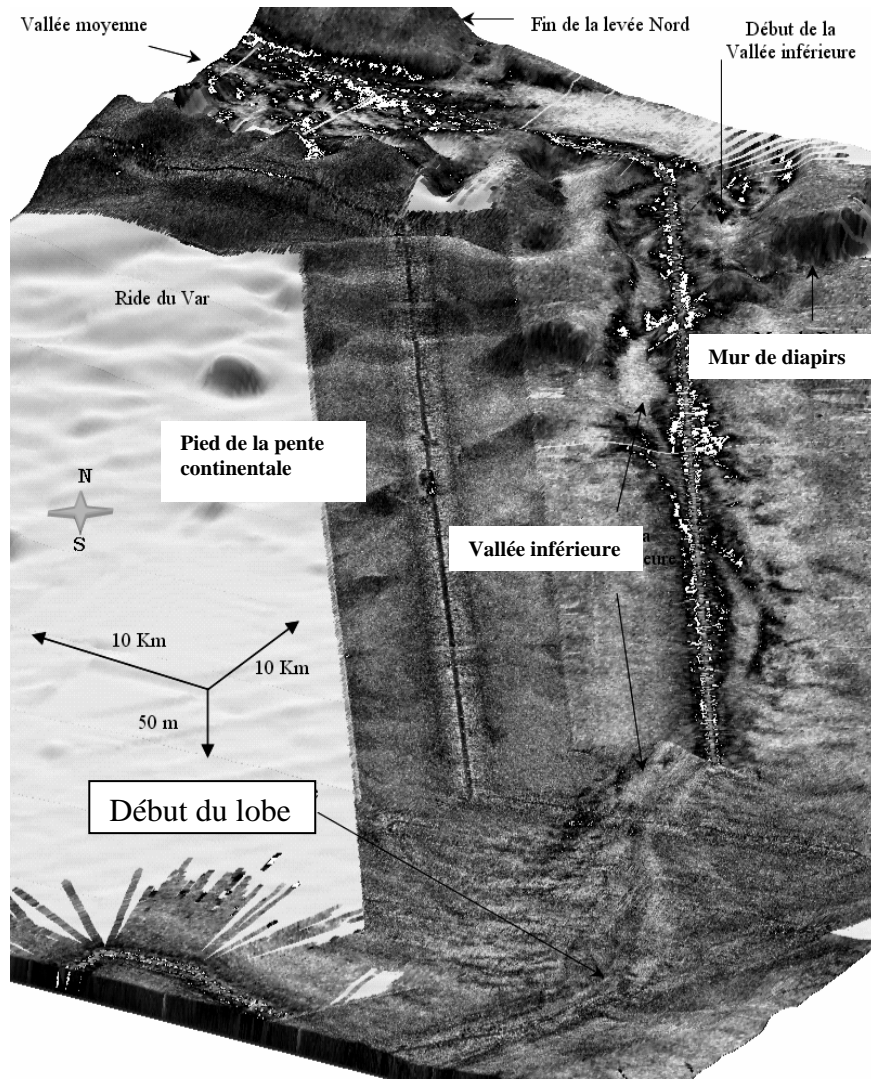


Figure 4 : Vue 3D de la morphologie et des faciès de réflectivité EM12 D de la vallée inférieure du système turbiditique du Var (Unterseh, 1999).

#### 4. LE LOBE DISTAL.

Le lobe distal du Var se situe au débouché de la vallée inférieure, le long de la marge ouest-corse par 2700 m de profondeur. Cette zone d'épandage distale, qui est située à 230 km de la tête du canyon du Var, et qui s'étend sur 80 km de long et 40 km de large, semble n'être alimentée que par la vallée inférieure du Var, les canyons corse ne contribuant peu ou pas à la mise en place de la zone (Kenyon et al., 2002).

Le système turbiditique du Var est donc caractérisé par la présence d'une zone de transition (la vallée inférieure) située entre le système chenal-levée (la ride du Var) et le lobe. Du fait de la présence de cette zone caractérisée principalement par du transit sédimentaire et non par de la sédimentation (Savoie, Comm. Pers.), le système chenal-levée est déconnecté du lobe, impliquant un fonctionnement avec lobe détaché.

Dans les paragraphes suivants, nous allons revenir plus en détail sur la morphologie, l'architecture, la répartition des sédiments et la mise en place du lobe récent du Var.



**C / STRATIGRAPHIE, MISE EN PLACE DU SYSTEME AU COURS DU TEMPS.****1. MISE EN PLACE DE LA RIDE.**

La morphologie du système turbiditique du Var a fortement évolué au cours du temps, avec en particulier la mise en place de la ride sédimentaire du Var. Avant de se présenter dans sa forme actuelle, avec une levée droite hyper-développée, le système était caractérisé par un système chenal levée rectiligne orienté Nord – Sud, ce chenal a ensuite évolué au cours du temps vers sa position actuelle. Une reconstitution de l'évolution paléogéographique du système Var montrant les différents systèmes chenaux levées identifiés à partir de coupes sismiques au travers de la ride depuis le Pliocène jusqu'à l'actuel, a été présentée par Savoye et al., 1993. Migeon (2000) a résumé cette évolution sur une figure synthétique (Figure 05) qui montre la migration vers l'Est des systèmes chenaux levées au cours du temps.

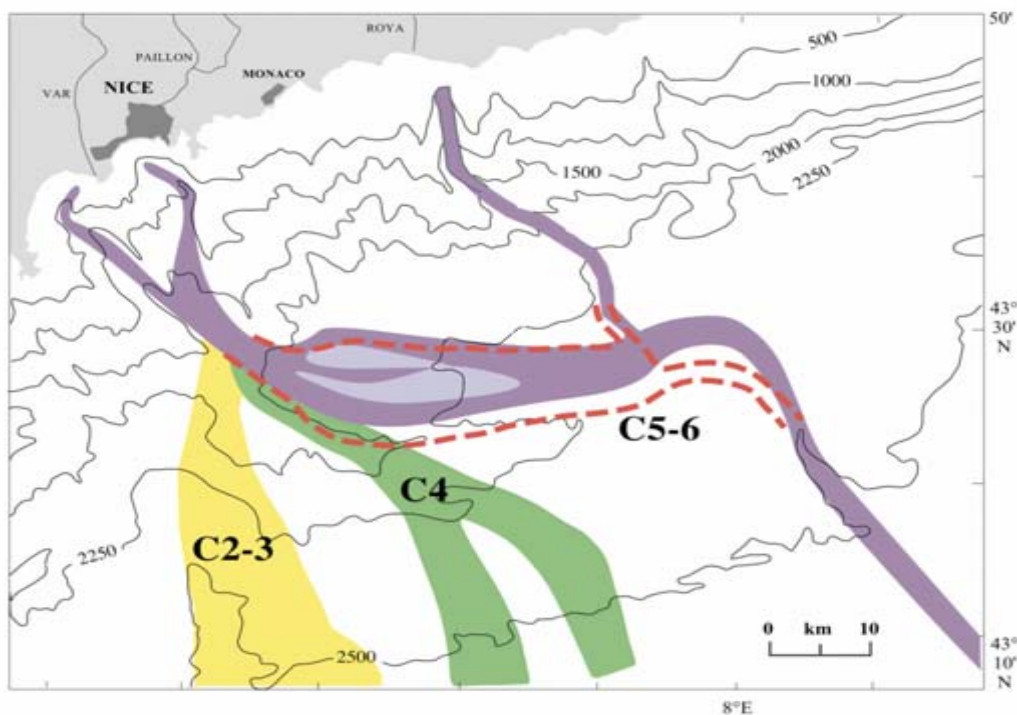


Figure 5 : Carte des principaux paléo-chenaux (C2-3, C4 et C5-6) du système turbiditique du Var (d'après Savoye et al., 1993, Migeon, 2000).

Les premiers systèmes chenaux-levées (C1 et C2-3) se trouvent dans la partie Ouest de la ride actuelle. Ils se composent d'un chenal principal orienté Nord - Sud. Ce chenal était bordé par des levées symétriques pouvant atteindre des hauteurs de l'ordre de 150 m (Savoye et al., 1993).

Il se produit ensuite un changement brutal de configuration. Le chenal s'oriente vers le NNO – SSE (C4 sur la Figure 05), puis une nouvelle migration vers le Nord du chenal intervient (stade des chenaux C5-6). La levée sud de ce chenal devient très importante et va ensuite servir de nucleus à l'édification de la ride du Var actuelle.

Cette évolution morphologique, associant construction de la ride et migration des chenaux, depuis le Pliocène, du système turbiditique du Var a certainement joué un rôle très important sur la distribution des sédiments au niveau de la plaine abyssale du bassin Liguro Provençal.

---

## 2. L'ACTIVITE GRAVITAIRE RECENTE DANS LE BASSIN LIGURO PROVENÇAL.

### 2.1 / A la tête du système Var

De nombreuses études portant sur les différents domaines physiographiques de la zone amont du système turbiditique du Var (les canyons et la ride sédimentaire) ont permis de caractériser les processus gravitaires mis en jeu et leurs évolutions.

L'alimentation du système turbiditique du Var a fortement varié au cours du temps (Mulder et al., 1998), en particulier à la transition entre le dernier maximum glaciaire et l'Holocène, caractérisée par une forte baisse du régime des fleuves. Ainsi le taux de construction du delta situé à l'embouchure du fleuve Var a diminué depuis le dernier maximum glaciaire, mais du fait de l'absence de plateau continental au débouché de ce fleuve, une activité gravitaire importante s'est maintenue dans le système turbiditique du Var au cours de cette période. Plusieurs types de processus sont toujours actifs. Piper and Savoye (1993); Savoye et al. (1993) et Mulder et al. (1998) ont classé en trois grandes catégories les différents types de processus hydrodynamiques et leurs différentes origines, permettant le transport des sédiments depuis le plateau continental jusqu'à la plaine abyssale :

1- Des courants de turbidité dits embrasés (ignitive turbidity currents ; Parker, 1982). Ces courants résultent de la transformation de glissements en masse affectant la pente continentale. L'important glissement survenu au cours des travaux touchant à l'extension de l'aéroport de Nice, le 16 Octobre 1979, est une illustration récente de ce type d'écoulement. Plusieurs études (Mulder et al., 1997 ; Piper and Savoye, 1993; Hugo, 1999) ont permis de quantifier précisément la vitesse de l'écoulement, l'épaisseur et le volume de sédiments mis en jeu par cet événement. Les renseignements tirés de la rupture de deux câbles de télécommunication ont permis d'estimer la vitesse et l'épaisseur de cet écoulement à 35-40 ms<sup>-1</sup> et 20-30 m respectivement dans le canyon du Var, 5-10 ms<sup>-1</sup> et 100-250 m dans la vallée moyenne et 2-3 ms<sup>-1</sup> et < 70 m dans la vallée inférieure. Le dépôt résultant couvre une superficie estimée à 1500 km<sup>2</sup> au niveau du bassin Liguro Provençal en dehors de la zone distale actuelle. Pour une épaisseur moyenne de dépôts de l'ordre de 0.1 m, le volume de sable mis en jeu est d'approximativement de 15 x 10<sup>7</sup> m<sup>3</sup>, soit près de vingt fois le volume initial du glissement (Piper and Savoye, 1993).

2- Des courants de turbidité de taille réduite et de faible densité générés par des ruptures superficielles affectant les sédiments de haut de pente. Ces ruptures liées à la surcharge sédimentaire (Mulder et al., 1996) sont généralement enregistrés après les fortes crues du Var. La fréquence de retour de ces courants est de l'ordre de l'année (Mulder et al., 1998).

3- Des courants hyperpycnaux générés au cours de fortes crues du Var. Pour que ce type d'écoulement puisse être généré, la charge sédimentaire en suspension au débouché du fleuve doit être suffisante pour que la densité du mélange eau douce – sédiments soit supérieure à la densité de l'eau de mer (Mulder et al., 2001). Ces courants peuvent persister pendant une période de temps plus longue (quelques jours) que les deux premiers types de courants (quelques heures). La fréquence de retour de ce type d'écoulement est estimée entre 2 et 200 ans, un courant d'une durée de 24 heures pouvant avoir une fréquence de retour comprise entre 5 et 21 ans.

Seuls les processus 1 et 3 semblent être à l'origine de dépôts d'épaisseur suffisante pour être préservés à l'échelle des temps géologiques (Migeon, 2000).

Des études sur des carottes sédimentaires prélevées sur la crête de la ride sédimentaire du Var, ont montré, une diminution importante des taux de sédimentation à l'Holocène sur l'ensemble de la ride (Jegou, 2002) par rapport à la période glaciaire. Cette chute du taux d'accumulation au niveau de la ride, ne semble pas être due à une forte baisse de l'activité gravitaire dans le système, mais plutôt à un changement de la nature des courants (Piper and Savoye, 1993). L'étude des dépôts de la partie ouest de la ride du Var et de la base de la pente continentale a permis à ces auteurs de décrire les courants, transitant dans le système au cours de l'Holocène, comme étant peu épais, plutôt sableux et possédant des vitesses relativement élevées. Au Pléistocène supérieur, les caractères des écoulements gravitaires étaient très différents, avec des courants très épais, lents et essentiellement argileux. Piper and Savoye (1993) suggèrent que les processus de déclenchement étaient différents avec une contribution importante de courants hyperpycnaux.

## 2.2 / Apports par les canyons ouest corse

Le lobe distal du Var se situe au pied de la marge ouest-corse qui est découpée par de nombreux canyons (Figure 06). Ces canyons, qui ont été étudiés pour la première fois dans les années 1950 par Bourcart (1957), incisent un très étroit plateau continental et une pente continentale très abrupte. Leur origine a été, dès cette époque, attribuée à de l'érosion par glissement en masse (Bourcart, 1957). Des études plus récentes (Bellon et al., 1984), ont montré, pour certains canyons comme le canyon de Moines, situé au Sud de notre zone d'étude, l'importance du contrôle structural sur leur mise en place.

Une cartographie à l'aide d'un sondeur multifaisceaux et d'une étude sismique, a permis de montrer le caractère érosif de ces canyons (Pautot and Bellaiche, 1993 et Bellaiche et al. 1994). Dans notre zone d'étude, on peut identifier trois canyons majeurs qui incisent la marge ouest-corse : le canyon de Galeria, le canyon de Porto, le canyon de Sagone.

Ces canyons incisent une pente continentale très escarpée (pente de l'ordre de 7°). Ils sont rectilignes, leur relief est généralement compris entre 200-800 m de profondeur et leur largeur varie entre 5 et 15 km (Kenyon et al., 2002). Ces canyons et les dépôts qui leurs sont associés ont été étudiés en détails par Kenyon et al. (2002). Les dépôts associés aux canyons de Sagone et de Porto sont caractérisés par des réflectivités fortes qui s'organisent en linéaments orientés dans une direction parallèle à celle présumée des courants gravitaires issus des canyons. Les prélèvements étudiés par Kenyon et al. (2002) caractérisés par une dominance des sédiments sableux qui s'organisent en paquets pouvant atteindre une épaisseur d'environ 3 m et qui peuvent contenir de nombreux galets d'argiles. Cet auteur montre également la présence de quelques rares séquences turbiditiques sableuses au niveau des dépôts issus de l'activité des canyons corses. Les datations sur ces carottes suggèrent que les dépôts gravitaires, visibles sur l'imagerie, se sont probablement mis en place lors du dernier bas niveau marin, et que très peu de courants gravitaires majeurs atteignent le pied de la pente ouest-corse actuellement.



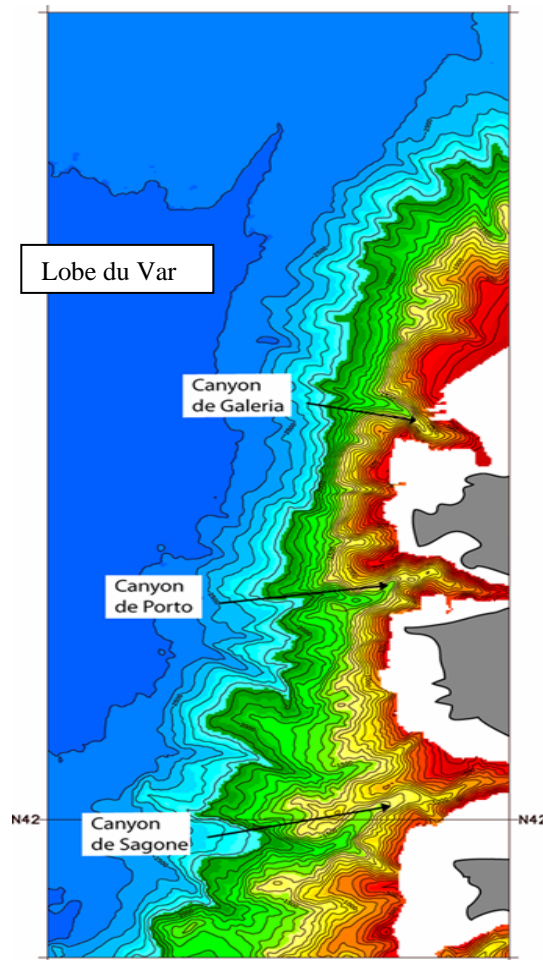


Figure 6 : Carte bathymétrique des différents canyons incisant la pente ouest corse au niveau de notre zone d'étude.

## II / LA ZONE D'EPANDAGE DISTALE ACTUELLE

Dans cette partie est présentée, l'étude de la morphologie du lobe distal récent du système turbiditique du Var puis la répartition des sédiments sur l'ensemble de ce lobe. Ces résultats sont essentiellement basés sur l'analyse comparée de données morpho-acoustiques de sondeur multifaisceaux et de données in-situ de carottages et de module géotechnique. Le détail des méthodes de reconnaissance et d'analyse est présenté en annexe.

### A / RECONNAISSANCE DU LOBE

Comme nous l'avons vu dans le chapitre de synthèse bibliographique, le mot lobe peut prendre plusieurs définitions, dans la suite de ce manuscrit le terme lobe sera utilisé pour définir une unité de dépôt de forme lobée située au débouché d'un chenal d'alimentation (Galloway, 1998). Si notre zone d'étude se situe bien au débouché d'un chenal (vallée inférieure qui constitue le chenal terminal dans le système turbiditique du Var), en revanche les dépôts observés à son débouché ne forment pas une structure lobée classique.

#### 1. ORGANISATION GENERALE.

La répartition des réflectivités dans la zone de dépôts distale actuelle du Var (Figure 7) de la zone d'étude fait apparaître plusieurs grands domaines morpho acoustiques de réflectivités différentes. Au sein

d'une zone de réflectivité moyenne et assez homogène, on observe un axe de réflectivité très faible (en blanc sur la carte de la Figure 7) baptisée la « *tache blanche* » (Unterseh, 1999). La bordure orientale de la zone est quant à elle caractérisé par une zone de réflectivité moyenne entrecoupée par des axes de réflectivité beaucoup plus forte correspondant aux canyons qui incisent la marge ouest corse. Dans la suite de ce paragraphe, nous allons revenir plus en détails sur la répartition des différentes réflectivités dans le but de délimiter et de définir des corps sédimentaires.

### 1.1 / Le lobe du Var

Le lobe distal récent du Var se distingue par un ensemble de réflectivité varié avec des structures divergentes. Il se met en place au débouché de la vallée inférieure. Les dépôts associés au lobe s'étendent sur une distance de 70 km entre N 42°58 et N 42°10. A l'Est, ces dépôts sont contraints par la pente ouest-corse qui représente une barrière morphologique infranchissable.

A l'Ouest, on distingue deux grandes zones au sein du lobe distal récent :

- une zone amont entre N 42°58 et N 42°42, qui est très étroite (de 1 km à 3-4 km).
- une zone aval entre N 42°42 jusqu'à N 42°10, qui s'élargit vers le Sud jusqu'à atteindre une largeur de 40 km environ.

#### ***a/ Zone amont***

Cette zone est caractérisée par la présence, sur l'imagerie acoustique, de plusieurs objets sédimentaires distincts, le plus marqué étant un axe de très faible réflectivité (Unterseh, 1999). Cet objet orienté NE – SO, est large d'environ 3 km. Il correspond à un chenal dont la profondeur ne dépasse pas une vingtaine de mètres (Figure 09). Il est bordé à l'Ouest par de petites structures sédimentaires perpendiculaires que l'on observe sur l'imagerie acoustique (Rides sur la Figure 08). L'amplitude de ces structures, non visibles sur la carte bathymétrique, doit être de l'ordre du mètre. Leur longueur d'onde est quant à elle de l'ordre du km.

A l'Est de la « *Tache Blanche* », ces structures sont absentes. On observe seulement une variation de réflectivité entre le chenal et des dépôts de très forte réflectivité qui semblent être liés à l'activité des canyons corses. A l'aide des profils de sondeur de sédiment (figure 09), nous pouvons relier ce faciès homogène d'imagerie acoustique avec le dépôt d'une unité très superficielle. Cette unité vient se biseauter au pied de la pente corse et semble être recoupée par la « *Tache Blanche* ». Elle est visible sur la carte d'imagerie acoustique de N 42°50 jusqu'à N 42°34. Elle mesure environ 30 km de long sur au maximum 8 km de large. Son épaisseur atteint au maximum 10 m.

#### ***b/ Zone aval***

A partir de N 42°40, débute une zone de divergence avec un axe majeur de faible réflectivité (la *tache blanche*) qui après s'être élargie jusqu'à 5 km, se resserre (à partir de N 42°34) pour ne plus faire que 1 à 2 km de large. Cette zone de faible réflectivité se divise ensuite en deux branches principales qui s'étendent au maximum jusqu'à N 42°16. La longueur totale de la *tache blanche* est d'environ 75 km, soit presque la totalité du lobe.

A l'Ouest de cette zone de faible réflectivité, on trouve une zone de faciès acoustique moyen mais qui présente à sa surface de nombreux linéaments de plus faible réflectivité. Ce faciès est caractérisé par une alternance de zones de faible et de plus forte réflectivité et représente la majeure partie de la surface du lobe. Il s'étend jusqu'à N 42°10 et au moins jusqu'à E 07°45. Les zones de faible réflectivité (en blanc sur la carte d'imagerie EM12) s'organisent en linéaments assez rectilignes. On observe deux directions majeures pour ces linéaments. Ceux situés le plus à l'Ouest s'orientent préférentiellement dans une direction NNE–SSO,

alors que ceux situés plus près de la *tache blanche* s'orientent parallèlement à la *tache blanche*, c'est à dire une direction plus NE-SO. Les profils de sondeur de sédiments permettent d'identifier des zones en érosion correspondant aux linéaments de faible réflectivité (Figure 10). Sur le bord Est de l'axe de faible réflectivité (la *tache blanche*) il semble exister plusieurs unités de faciès de réflectivité moyenne dont l'architecture sera détaillée dans le chapitre 1.4.

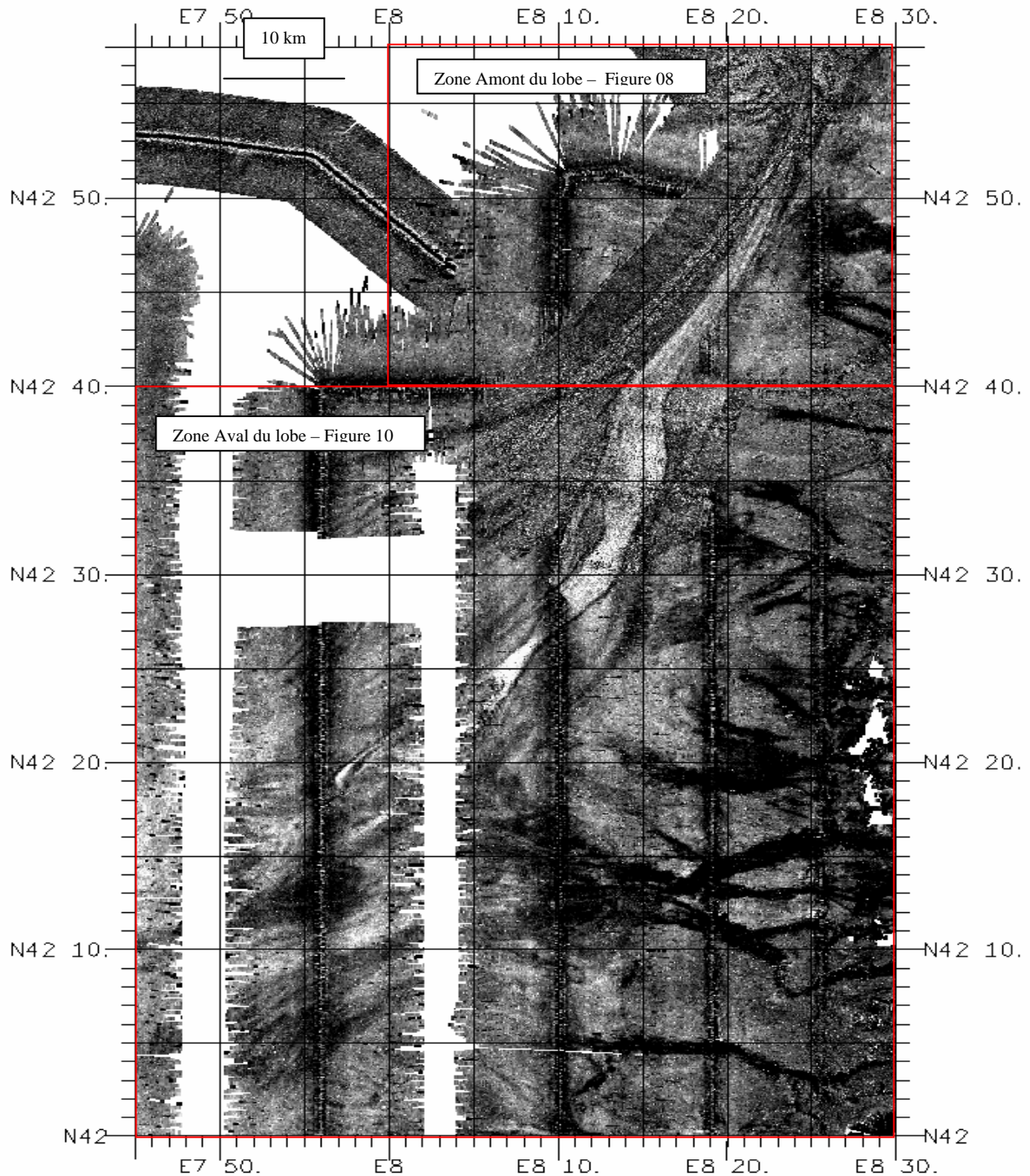


Figure 7 : Carte en réflectivité de l'imagerie EM12 D du lobe distal du Var (en foncé : Réflectivités fortes ; en clair : faibles réflectivités). Localisation des zones amont et aval.

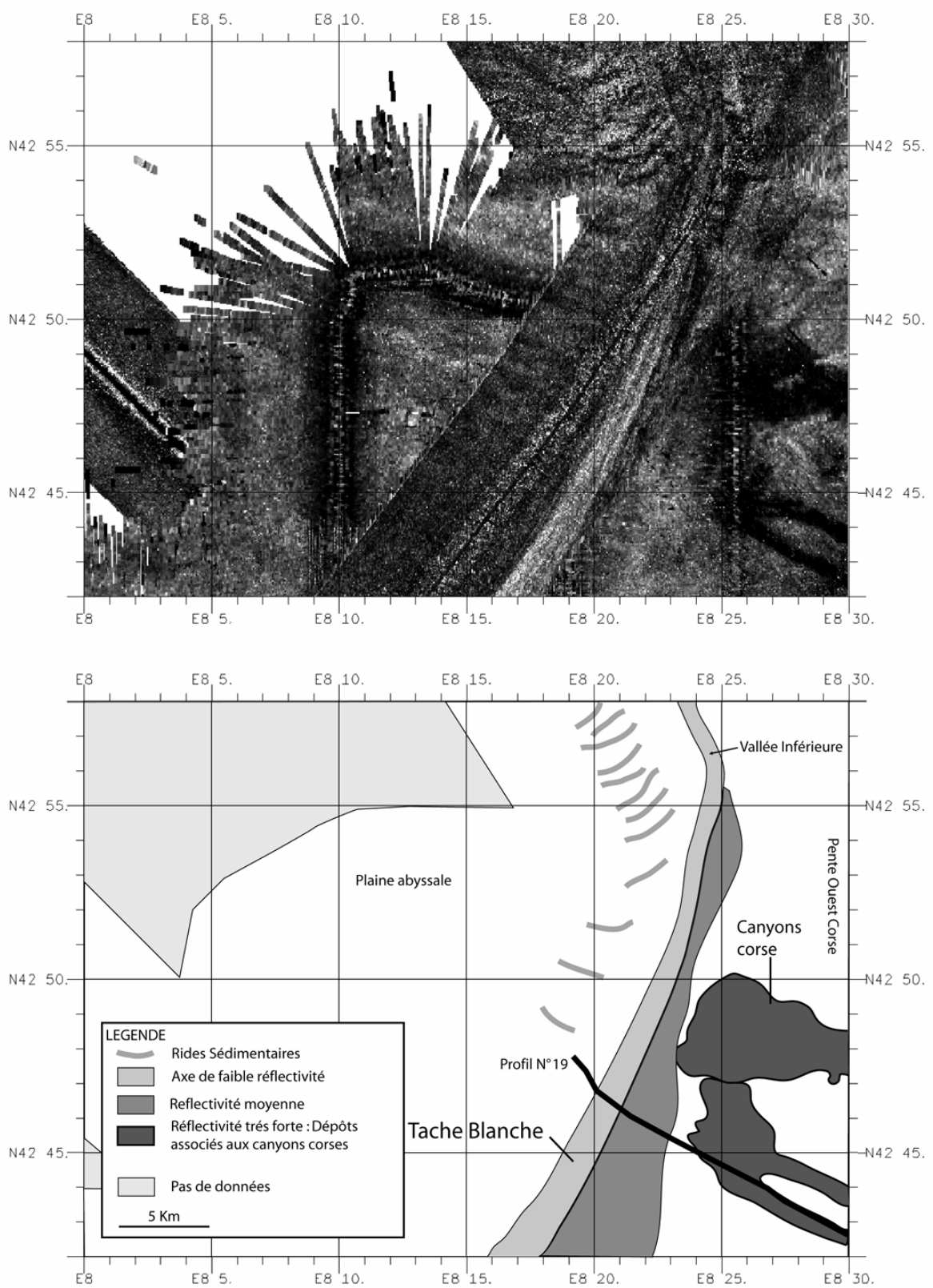


Figure 8 : Carte d'imagerie EM12 D de la zone amont.

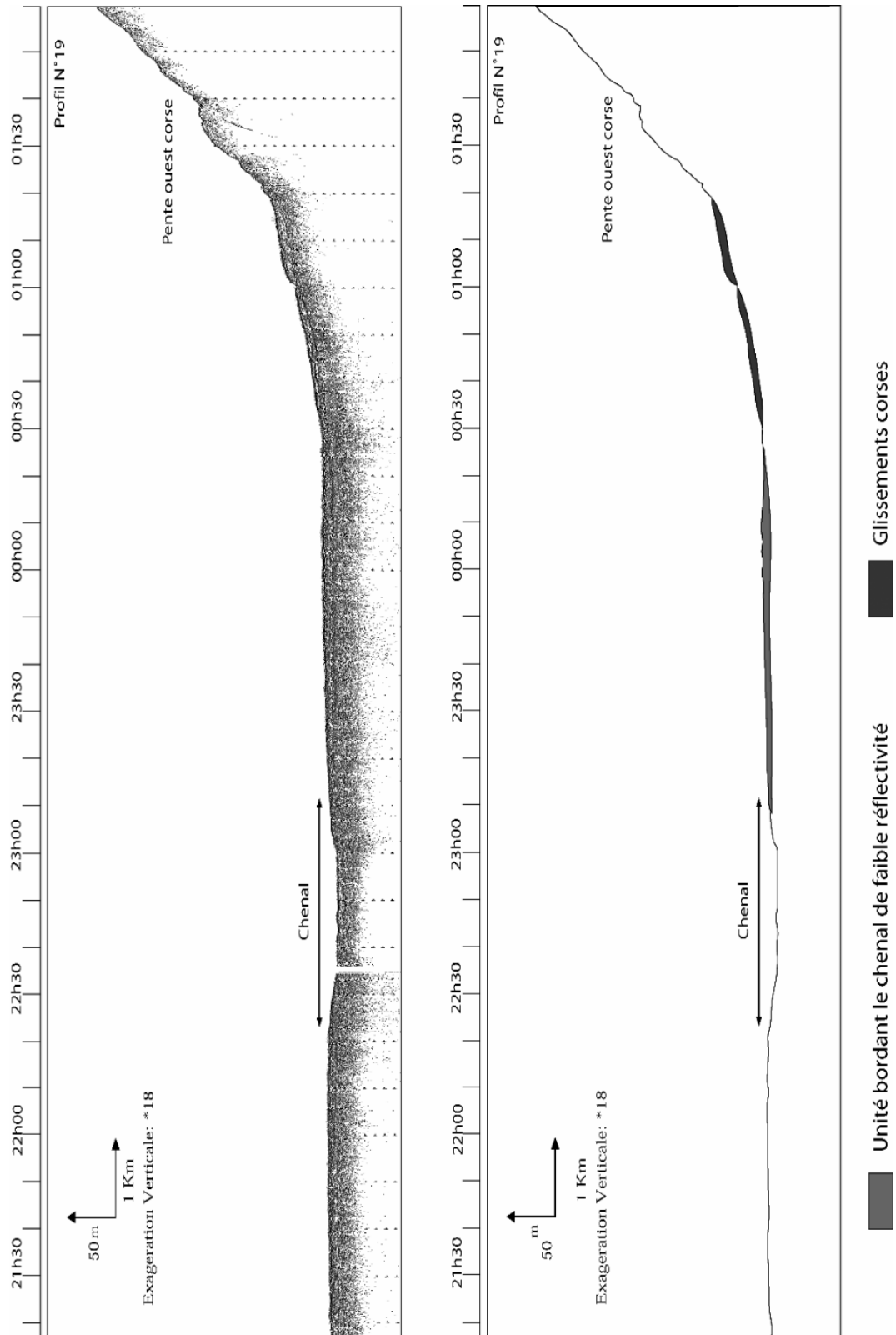


Figure 9 : Profil (NIC°19) de sondeur de sédiment (3.5 kHz) au travers de l'axe de faible réflectivité



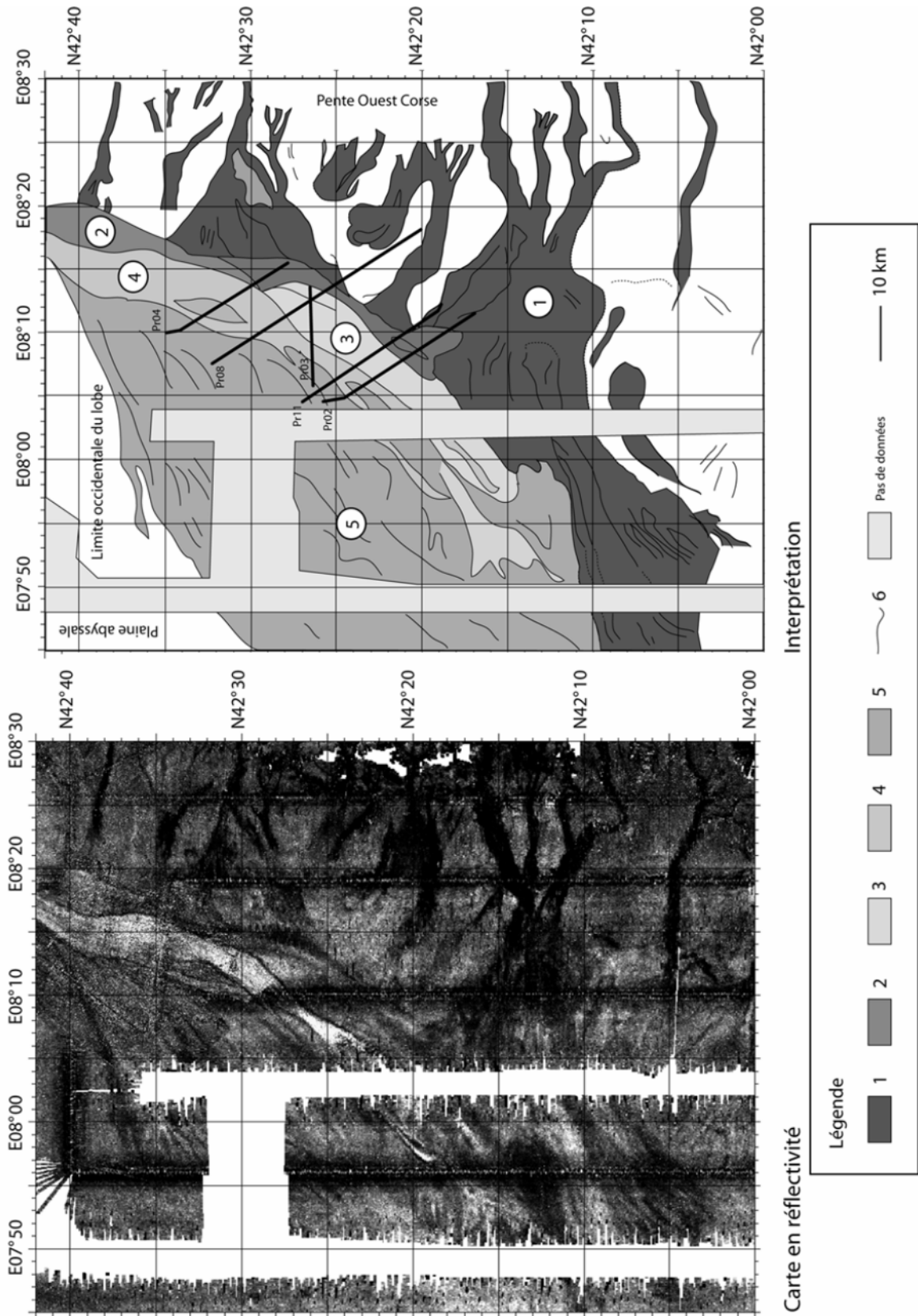


Figure 10 : Carte d'imagerie acoustique de la zone aval avec la position des profils de sondeur de sédiment de la figure 13. (1) : forte réflectivité (canyons et dépôts corses). (2), (3), (5) : représentent les différentes unités superficielles identifiées sur l'imagerie EM12 D. (4) : très faibles réflectivités (Tache blanche) ; (6) : Linéaments.

## 1.2 / Les canyons corses et la plaine abyssale

La marge ouest-corse est entaillée par de nombreux canyons. Ils sont mis en évidence par un faciès acoustique de très forte réflectivité. La réflectivité, dans l'axe des canyons, est liée à la probable présence de sédiments grossiers, mais aussi à l'impact sur les ondes acoustiques de la morphologie très escarpée qui caractérise les canyons.

Au débouché des canyons corses, on trouve également un faciès acoustique caractérisé par une très forte réflectivité. Mais contrairement au faciès des canyons, on distingue à l'intérieur de ce faciès des linéaments et des taches de plus faible réflectivité, qui montrent une hétérogénéité dans les dépôts associés aux canyons corses. La carte d'imagerie acoustique EM12 montre également, que les dépôts associés à l'activité des canyons corses sont bien recoupés par les dépôts issus de l'activité gravitaire du système turbiditique du Var, donc plus récente.

### La plaine abyssale

Le lobe distal du Var se situe à une profondeur de 2700 m dans la plaine abyssale du Bassin Liguro-Provençal. La plaine abyssale est caractérisée par une réflectivité moyenne assez homogène (Figure 07 et 08), on ne distingue pas de variations de réflectivité brutale au sein de ce grand domaine.

## 1.3 / Faciès acoustiques et structure superficielle

L'exploitation des données de sondeur de sédiment 3.5 kHz a été faite sur l'ensemble du lobe afin d'établir une classification et une cartographie des faciès acoustiques. La faible pénétration du signal n'a permis de délimiter des unités, que pour très peu de cas.

Quatre principaux faciès acoustiques (Tableau 01) ont été distingués suivant la pénétration et la continuité des réflecteurs. Ces faciès ont été cartographiés sur la figure 14.

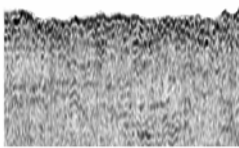
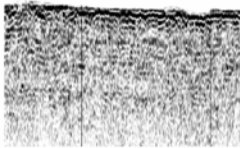
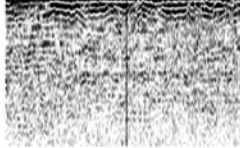
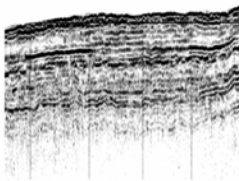
Faciès sourd	Faciès lité discontinu	Faciès lité continu	Faciès stratifié
			

Tableau 01 : Tableau récapitulatif des différents faciès de sondeur de sédiment.

### - Faciès sourd

Ce faciès ne présente pas ou peu de réflecteurs. On le retrouve souvent dans les creux topographiques qui s'organise en deux grands types d'axes de direction principale NNE-SSO (Figure 14). On observe tout d'abord un axe majeur de faciès sourd au milieu du lobe, de 5 km de large au maximum dans sa partie amont, il se resserre à 1 km environ dans sa partie aval et des axes mineurs, dont la largeur moyenne est

inférieure au km. qui apparaissent à partir de N 42°38 et qui s'écartent de l'axe majeur dans deux directions principales, une direction NNE – SSO dans la partie orientale de la zone d'étude et une direction NE–SO près de cet axe majeur.

- Faciès lité discontinu

Ce faciès se distingue du précédent par la présence de réflecteurs assez bien marqués entrecoupés par des paquets de faciès sourd. En général, ce faciès lité discontinu se retrouve en bordure des axes de faciès sourd.

- Faciès lité continu

Ce faciès est caractérisé par la présence de réflecteurs plus continus, mais comme pour le faciès lité discontinu, la pénétration du signal reste faible (moins de 10 mètres). Ce faciès se retrouve sur l'ensemble du lobe en grands paquets, aux limites floues, entrecoupés par les axes de faciès acoustique sourd. Au pied de la pente corse, on peut dans certains cas mieux délimiter des unités (Figures 11 et 12) qui restent de faible épaisseur (une dizaine de mètres) et sont assez difficiles à suivre d'un profil à l'autre du fait de leur faible extension.

- Faciès stratifié

Ce faciès est caractérisé par la présence de réflecteurs continus. C'est le seul faciès pour lequel la pénétration du signal est importante. On le retrouve au pied de la marge ouest-corse.

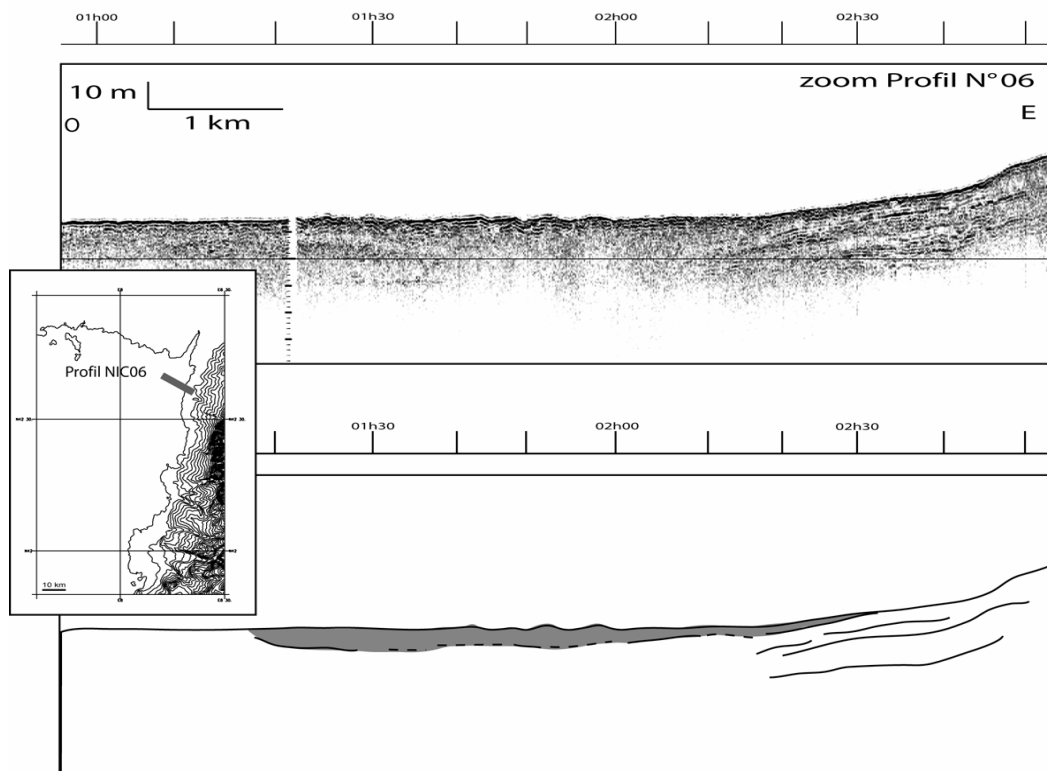


Figure 11 : Zoom du profil NIC°06 montrant une des petites unités litées continues situées au pied de la pente corse.



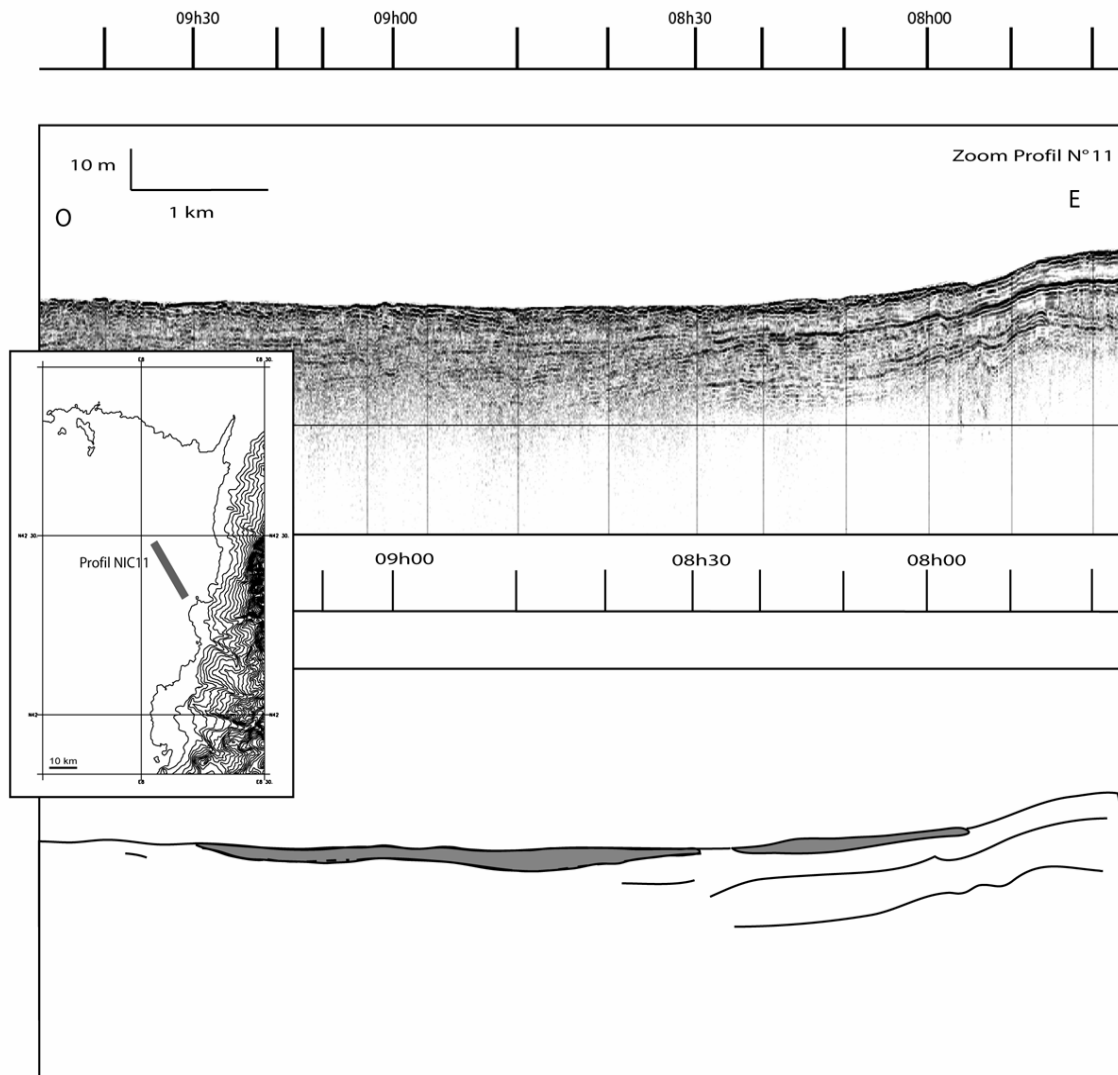


Figure 12 : Zoom du profil NIC°11 montrant une des petites unités située au pied de la pente corse.

#### *Evolution amont aval des axes de transit.*

Sur la figure 13, sont reportés plusieurs profils de sondeur de sédiment qui recoupent les différents axes de transit observés dans la zone aval. La position de ces profils est présentée sur la figure 10. Comparé à la zone amont (Figure 09) où l'axe de transit est large de 3 km et profond d'une vingtaine de mètres, l'axe principal de la zone aval est beaucoup moins marqué dans la morphologie. Il n'atteint plus qu'une dizaine de mètres de profondeur. Sa largeur varie fortement passant de 5 km de large au début de la zone de divergence (zone aval) à une largeur d'environ 1 km à partir de N 42°27 (Profil NIC°03) pour une profondeur de 5 m au maximum.

Au delà, il s'élargit de nouveau pour atteindre une largeur de 2 km pour une profondeur de 5 m, puis enfin il se subdivise en deux branches (Profil NIC°02). Chacune de ces branches ne mesure plus que 500 m de large pour une profondeur de l'ordre de quelques mètres.

Sur le reste de la surface du lobe, on trouve des axes secondaires qui se répartissent en plusieurs axes d'une largeur beaucoup moins importante (de l'ordre du km) pour une profondeur ne dépassant pas la dizaine de mètres. Tous les axes secondaires observés prennent naissance à partir de l'axe principal (Figure 14).

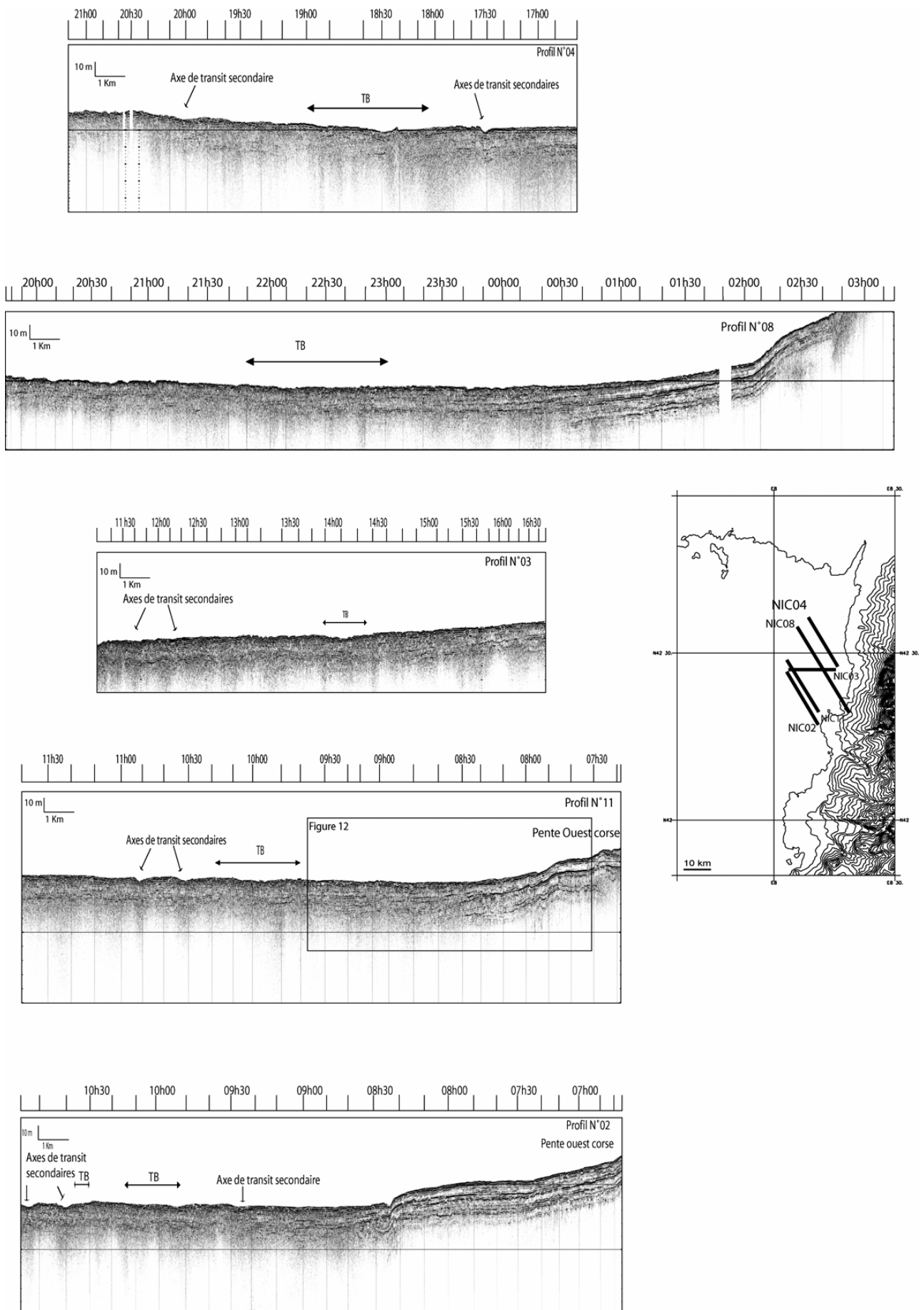


Figure 13 : Evolution amont aval des différents types d'axes de transit. TB : Tache Blanche

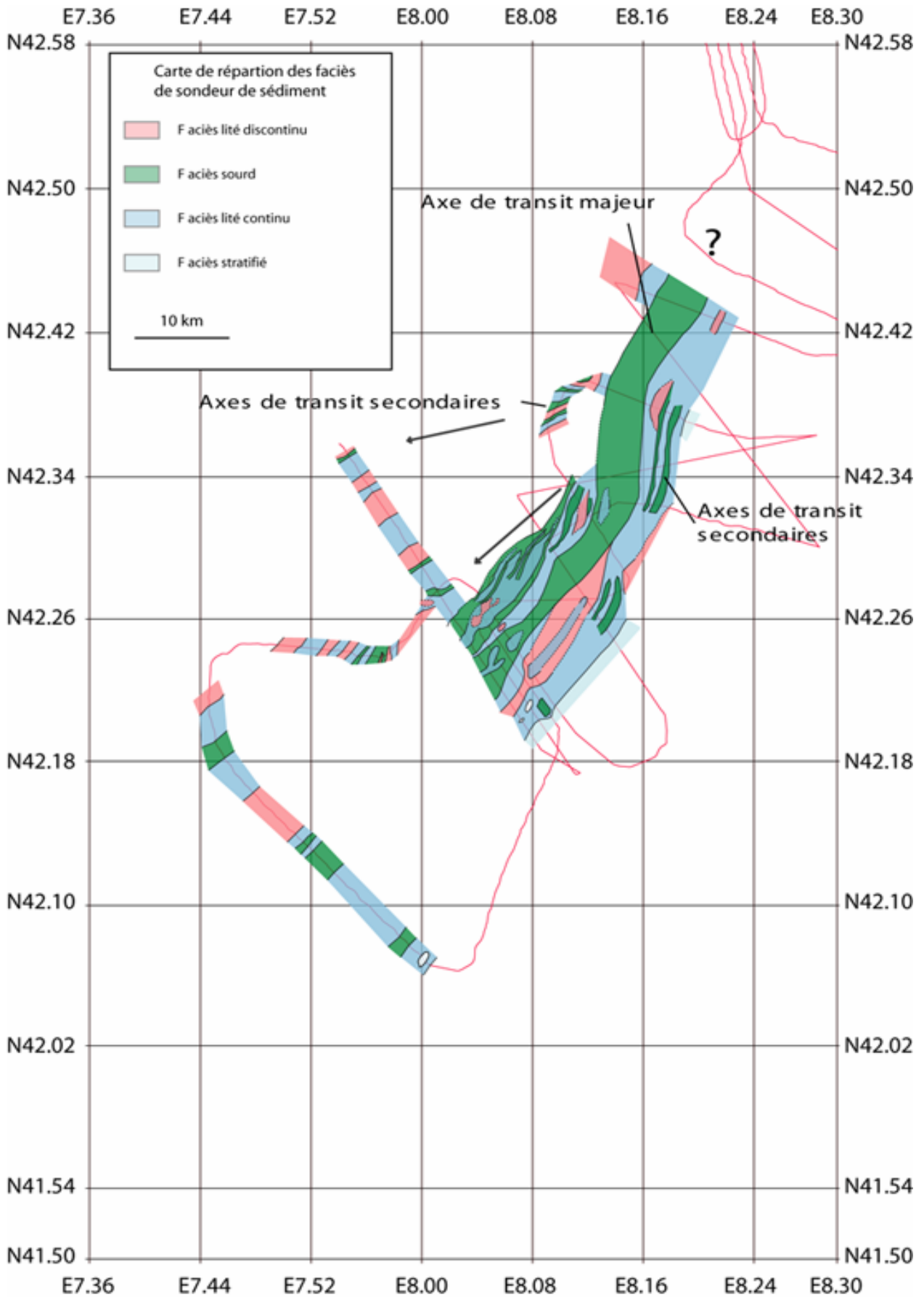


Figure 14 : Carte de répartition des faciès de sondeur de sédiment.

## 2. DISTRIBUTION DES SEDIMENTS SUPERFICIELS.

Cette partie consiste en une synthèse des résultats de carottages prélevés sur le lobe distal du Var (Figure 15). 14 carottages Kullenberg ont été prélevés au cours des missions NICASAR (carottes libellées KNI-XX) et ESSAM 2 (carottes libellées KSE-XX) (Tableau 02). Les carottes KNI-XX ont été prélevées au cours de la mission NICASAR, dont l'objectif premier était de collecter des données de SAR (Système Acoustique Remorqué) et de sismique. Les données ESSAM 2 ont été collectées dans le cadre d'un programme d'étude du mode de fonctionnement du sondeur multifaisceaux EM12 (Unterseh, 1999).

Les carottages de la mission ESSAM 2 ont été étudiés préalablement par Unterseh (1999), mais des analyses supplémentaires ont été effectués au cours de cette étude. J'ai aussi repris et complété l'étude des carottages NICASAR préalablement étudiés par Savoye et Piper (non publié). Je disposais donc de descriptions précises des carottes, de datations et de mesures de granularité.

J'ai également utilisé des carottes d'interfaces prélevées au cours de la mission WASP complétant le jeu de données du projet technologique d'étude du sondeur multifaisceaux EM12. Ces carottages sont de deux types, soit issus d'un carottier multitube, soit d'un carottier boîte Usnel. Ces prélèvements ont été étudiés préalablement par Unterseh (1999).

Un transect de 11 points de mesures géotechniques, obtenus à partir d'un module géotechnique, est également à ma disposition. Ce transect coupant la *tache blanche* dans la partie supérieure de la zone aval du lobe, a été calibré par trois carottages Kullenberg prélevés lors de la mission ESSAM2. Le fonctionnement de ce module géotechnique est présenté en annexe.

Cette partie de mon manuscrit est donc basée essentiellement sur l'analyse détaillée de la description des carottages, de l'analyse des images rX (banc SCOPIX), de données granulométriques ainsi que de datations au  $^{14}\text{C}$  (annexe).

Dans un premier temps, nous allons décrire les différents types de faciès sédimentaires rencontrés sur l'ensemble du lobe. Ensuite, nous verrons comment se répartissent ces dépôts sur l'ensemble de ce lobe.

CAMPAGNE	N°	LATITUDE	LONGITUDE	PROFONDEUR (m)	LONGUEUR (m)	CONTEXTE
NICASAR	KNI 04	N 42° 27,04	E 08° 08,89	2680	0,75	Tache Blanche
NICASAR	KNI 05	N 42° 31,48	E 08° 08,35	2670	0,77	Bordure occidentale de la Tache Blanche
NICASAR	KNI 06	N 42° 21,65	E 08° 07,26	2685	0,93	Bordure orientale de la Tache Blanche
NICASAR	KNI 07	N 42° 18,27	E 08° 10,32	2665	1,06	apports corse
NICASAR	KNI 08	N 42° 18,33	E 08° 13,13	2638	3,2	apports corse
NICASAR	KNI 09	N 42° 23,55	E 08° 05,75	2685	0,45	Terminaison de la Tache Blanche
NICASAR	KNI 10	N 42° 24,78	E 08° 06,54	2680	0,78	Tache Blanche
NICASAR	KNI 11	N 42° 09,16	E 08° 57,22	2707	1,7	apports corse
NICASAR	KNI 12	N 42° 21,19	E 07° 44,79	2701	3,92	Partie distale du lobe du Var
NICASAR	KNI 13	N 42° 39,06	E 08° 14,52	2660	0,55	Tache Blanche
NICASAR	KNI 15	N 42° 54,23	E 08° 24,22	2640	0,42	Début de la Tache Blanche
ESSAM	KSE 13	N 42° 36,03	E 08° 14,97	2660	1,14	Tache Blanche
ESSAM	KSE 14	N 42° 36,17	E 08° 11,88	2655	0,98	Bordure orientale de la Tache Blanche
ESSAM	KSE 16	N 42° 36,05	E 08° 17,01	2650	0,49	Bordure orientale de la Tache Blanche

Tableau 02 : Tableau récapitulatif des caractéristiques des carottages Kullenberg prélevés au niveau du lobe distal du Var.



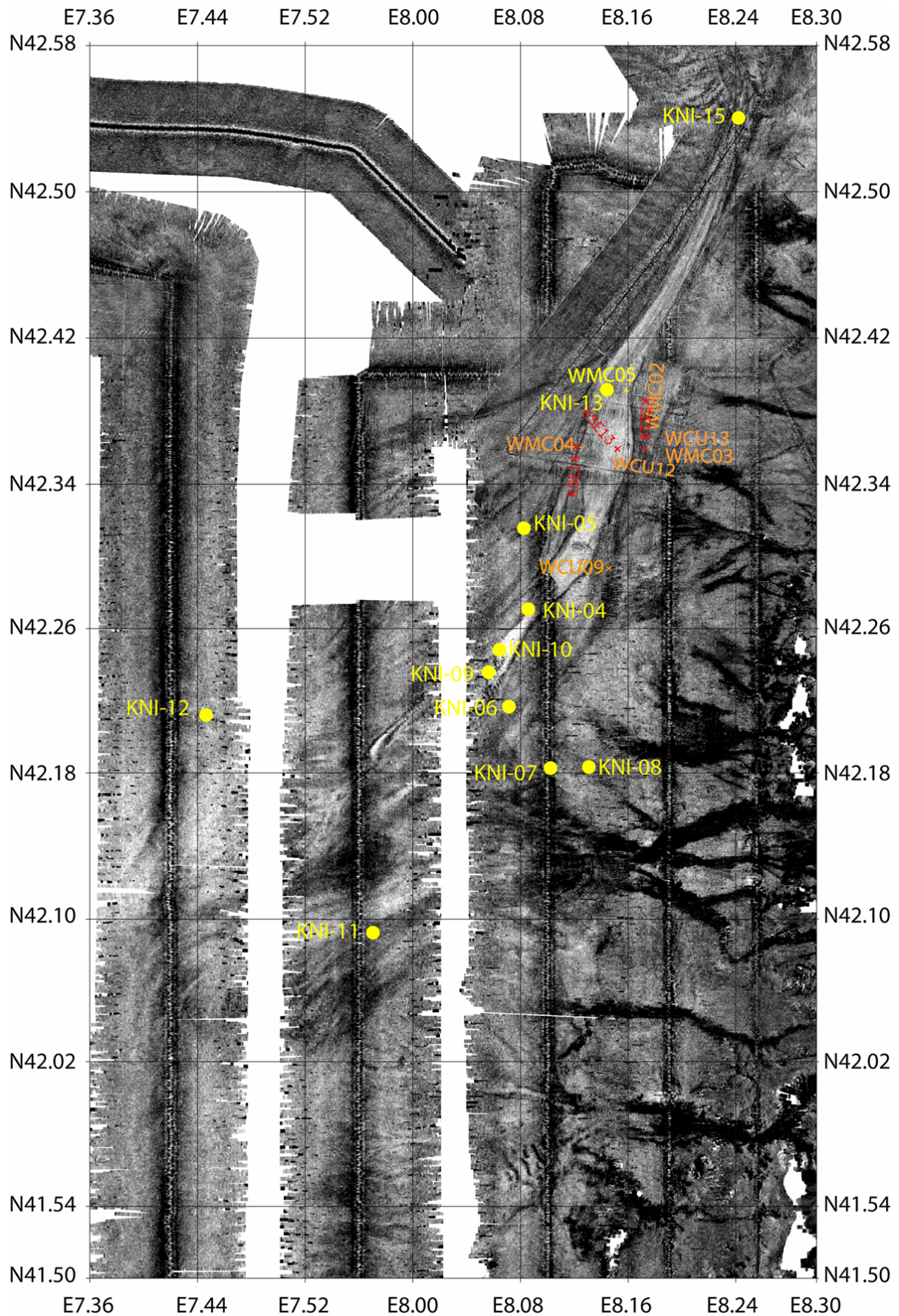


Figure 15 : Carte de localisation des prélèvements effectués dans la zone d'étude. En jaune les carottages de la mission NICASAR, en rouge les carottages de la mission ESSAM 2 et en orange, les prélèvements de la mission WASP.

## 2.1/ Faciès et séquences

L'étude sédimentologique des carottages a permis de définir plusieurs faciès sédimentaires. Ils se répartissent en trois grandes catégories : les sables massifs, les séquences de dépôts gravitaires granoclassées et les séries sédimentaires déformées.

Les distinctions entre les faciès ont été définies à partir d'observations visuelles (couleurs, contacts, structures internes visibles à l'œil nu ou à l'aide des images RX) et de données granulométriques. Les limites inférieures et supérieures de ces séquences de dépôt se caractérisent par de forts changements de granularité.

A chaque séquence correspond un environnement et un processus de dépôt, dans ce chapitre, nous chercherons à comprendre les liens entre les types d'écoulements gravitaires responsables de ces dépôts (courants hyperpycniaux, courants laminaires, etc ...), les différents types de chenalisation et la position des prélèvements sur l'ensemble du lobe. Nous rediscuterons les différents processus sédimentaires et l'évolution des différents courants au sein du système en entier dans le chapitre discussion.

### **Les sables massifs**

Au niveau des carottes prélevées dans l'axe et en bordure de la *tache blanche*, on trouve au sommet des carottes un dépôt de sable massif sans structure. L'épaisseur moyenne de ce type de dépôt est au maximum de 80 cm (Figure 16). Les problèmes de carottage en milieux sableux font que nous ne pouvons pas être sur de la réalité sédimentologique de la présence de ces sables au sommet des carottages Kullenberg. Certains de ces carottages ont été doublés par des prélèvements d'interface (carottier Usnel et carottier multitubes). Ils montrent que le sable n'est pas en surface, mais qu'il est surmonté par un niveau argileux d'environ 10 cm d'épaisseur (Figure 17), dont les caractéristiques sont très proches de celles des galets d'argile que nous retrouvons incorporés au sein du niveau sableux. Nous pouvons donc penser que lors du carottage, la liquéfaction des sables a entraîné du sable au-dessus du niveau argileux. Ce phénomène a également été observé sur des carottages prélevés dans la zone d'étude du Néofan du Rhône (Toucane, 2002, Bonnel et al., 2005).

Ce dépôt de sable massif serait composé, en réalité d'un niveau sableux surmonté par un niveau argileux d'une dizaine de centimètres. La présence de ce niveau argileux à la surface du lobe est confirmée par des observations vidéo du fond qui montrent un drapage argileux avec de nombreuses traces d'activité biologique sur l'ensemble du lobe (Unterseh, 1999). On peut parfois observer un granoclassement normal (Figure 16) dans ce dépôt, mais comme ce granoclassement n'est pas homogène sur toutes les carottes présentant ce dépôt de sable massif, il peut être lié à la perturbation lors du carottage en milieux sableux et à la décantation à l'intérieur du tube de carottage.

La base de cette séquence est toujours nette. Le sommet du niveau sableux visible sur les carottages d'interface est graduel. Le sable est constitué par des grains dont la médiane granulométrique ne dépasse pas les 250  $\mu\text{m}$  (sables fins). Il s'agit de sables fins avec moins de 20 % de silts et d'argiles. Les sédiments constitutifs du niveau argileux sont caractérisés par une granularité très fine, avec une médiane granulométrique ne dépassant pas 50  $\mu\text{m}$  (silts). La présence de laminations dans ce niveau argileux, ainsi que des petits granoclassements normaux montrent que ce niveau argileux peut s'être mis en place à partir de la décantation du nuage turbulent accompagnant la mise en place des sables massifs ou à partir de la mise en place de petits écoulements gravitaires très récents. Nous observons cette séquence sur les carottes KNI-06, KNI-13, KSE-13, KNI-04, KNI-10, KNI-09, KNI-05 et KNI-15. Toutes ces carottes sont prélevées au niveau ou à proximité de la « *Tache Blanche* », visible sur l'imagerie acoustique. On retrouve également ce type de

faciès sur la carotte KNI-12, prélevée dans la partie sud-ouest de la zone d'étude, mais dans cet exemple, le niveau de sable massif est situé à la base de la carotte.

Les caractéristiques de cette séquence de sables massifs permettent de penser que le ou les écoulements à l'origine du dépôt de ces sables massifs devaient être un ou des écoulements de haute densité avec une partie basale laminaire correspondant à un écoulement de haute densité (Mulder and Alexander, 2001). Une autre hypothèse sur la nature de ces courants est qu'ils correspondraient à une coulée de grains (grain flows), mais la pente nécessaire à l'entretien de ce type de courant ( $18^\circ$ ) (Middleton and Hampton, 1973) ne se retrouve pas dans la partie aval du système turbiditique du Var.

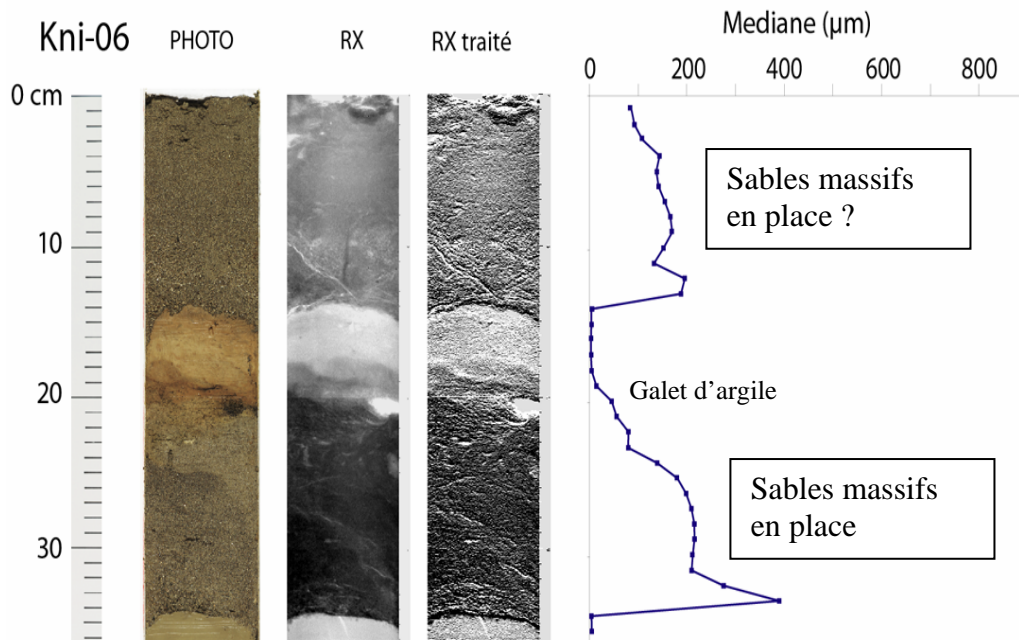


Figure 16 : Photo et RX et médiane d'un exemple de la séquence A.

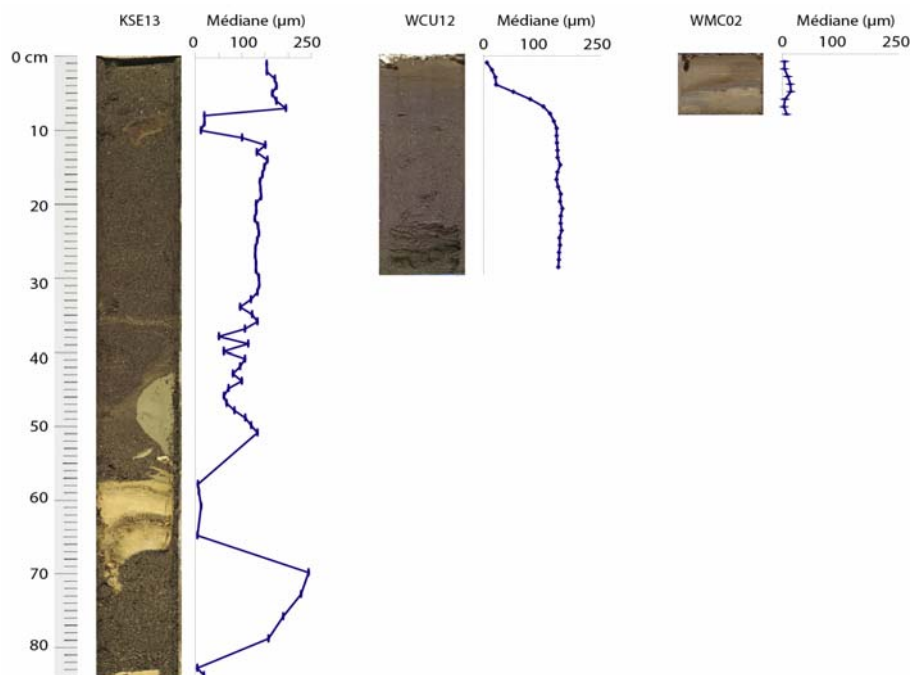


Figure 17 : Comparaison du carottage KSE-13 et de deux carottages interfaces prélevés sur la même position, montrant la présence d'un niveau d'argile à la surface du lobe distal du Var.

### Les séquences granoclassées

A l'intérieur de ce groupe, on peut distinguer plusieurs sous catégories en fonction de la nature du granoclassement et de la présence ou de l'absence de structures internes aux séquences.

**La séquence SA** (Figures 18 et 20) est caractérisée par un dépôt sableux de quelques centimètres d'épaisseur (entre 2 et 5 cm) présentant un granoclassement normal. On observe des lamines fines qui sont parfois entrecroisées. La base de cette séquence est nette et marquée par un changement de couleur. La médiane granulométrique à la base est comprise entre 40 et 70  $\mu\text{m}$  (silts à sables très fins). Le sommet est généralement net et caractérisé par la présence de lamines silteuses plus ou moins indurées. On retrouve ce type de séquence dans les carottes prélevées à l'extérieur de la tache blanche, mais aussi en dessous du dépôt de sable massif (SM) sur certaines carottes prélevées au niveau de la tache blanche. L'écoulement responsable du dépôt de ce type de séquence semble être différent de celui à l'origine du dépôt des sables massifs.

Les caractéristiques du dépôt, comme le granoclassement normal, impliquent un écoulement turbulent de faible densité de type écoulement de turbidité. L'extension importante de ce type de séquence, montre que le courant n'est pas contraint à un axe particulier comme la séquence A, mais qu'il s'étale sur une grande surface.

**La séquence SB** (Figures 18 et 20) est représentée par des silts grossiers à sables très fins, disposés en lamines plus ou moins indurées. L'épaisseur de cette séquence est de l'ordre de quelques centimètres. Par rapport à la séquence SA, le terme basal de sable laminé est beaucoup moins épais, voir absent. La base et le sommet de cette séquence sont généralement nets. La médiane granulométrique est d'environ de 40  $\mu\text{m}$  (silts) à la base de la séquence. On trouve ce type de séquence sur une grande partie du lobe et même en dessous des dépôts de sable massif.

Du fait de la présence de granoclassement normal, de nombreuses laminations, le processus à l'origine de ce dépôt semble être du à des écoulements de turbidité mais de moindre densité (médiane granulométrique plus faible).

**La séquence SC** (Figures 18 et 20) est représentée par des sables massifs à contact basal érosif, surmontés par des sables silteux laminés. On ne trouve pas ou très rarement d'intercalation hémipélagique au sommet de cette séquence qui correspond généralement à la base de la séquence SA. Le contact entre les deux séquences est donc net à érosif.

Dans le détail, cette séquence est constituée, de la base vers le sommet, d'un paquet sableux de quelques centimètres d'épaisseur, présentant un granoclassement tout d'abord inverse surmonté par un granoclassement normal. Le granoclassement inverse correspond à une augmentation de la proportion de la fraction grossière des sables. Au-dessus de ce paquet sableux massif nous trouvons un autre paquet sableux à granoclassement normal. Son épaisseur varie selon les carottes. Il présente un grand nombre de lamines. On retrouve ce type de séquence dans plusieurs de nos carottes. Elle peut, comme la séquence SB, se retrouver en dessous de la séquence de sable massif.

L'écoulement à l'origine de ce type de dépôt, peut correspondre à un courant de type courant de haute densité, avec une base laminaire permettant un granoclassement inverse grâce au processus de *traction carpet* (Lowe, 1982), et une partie supérieure turbulente permettant le dépôt des sables silteux laminés.

**La séquence SD** qui ressemble aux séquences de type SB (Figure 18) est représentée par un paquet sableux présentant de nombreuses lamines de couleurs différentes. Les contacts inférieurs et supérieurs sont



nets à érosifs. Le contact au sommet est net. Cette séquence est caractérisée par un granoclassement normal, avec une médiane granulométrique variant de 50  $\mu\text{m}$  à la base à 30  $\mu\text{m}$  au sommet. Une autre particularité, de cette séquence SD, est la présence d'une forte proportion de minéraux rouges à l'intérieur de cette séquence (Figure 19). Unterseh (1999) parle de ces minéraux rouges de dégradation typique des dépôts du Var.

L'organisation en séquence granoclassées normalement de ce type de séquence, implique un courant gravitaire de type écoulement de turbidité pour le transport des sédiments.

**La séquence SE** est caractérisée par la granularité la plus grossière, sa médiane pouvant atteindre 800  $\mu\text{m}$  (sables grossiers) (KNI-06) (Figure 20). Elle peut être divisée en deux grandes unités distinctes. Tout d'abord une unité présentant un granoclassement inverse, puis une autre unité présentant un granoclassement normal. Le passage du granoclassement inverse au granoclassement normal s'effectue parfois de façon abrupte et peut être caractérisé par un contact net, voir érosif. Dans nos carottes, on ne retrouve que très rarement le contact basal de cette séquence, mais lorsque nous l'avons (KNI-08), ce contact est très net et érosif. Le contact supérieur est généralement progressif et correspond au début de la séquence C.

Le courant à l'origine de ce type de séquence peut être un courant hyperpycnal. Des séquences de ce type ont été identifiées dans la zone amont du système (ride sédimentaire du Var) (Migeon, 2000). Selon cet auteur, la mise en place de ces dépôts reflète un dépôt par un écoulement turbulent, généré au cours de fortes crues du fleuve Var, ayant tout d'abord accéléré puis décéléré dans le temps. Mulder et al., 2003 montre que la présence d'une surface d'érosion interne au dépôt d'une séquence de ce type est possible au cours de période de très fortes crues. Mais la présence de séquences de dépôt de ce type à une distance aussi importante de la source n'a pas été montrée dans la littérature. Une autre hypothèse, est l'amalgamation de deux séquences. La première issue d'un écoulement de type courant de haute densité permettant la mise en place du granoclassement inverse et la seconde correspondant à un écoulement de type écoulement de turbidité mettant en place une séquence granoclassée positivement.

D'autres types de séquences sédimentaires apparaissent sur la carotte KNI-12 (Figure 21) mais le carottage a perturbé énormément les séquences sableuses. La caractérisation précise de ces séquences est très difficile, la seule information que nous pouvons tirer de cette carotte est le nombre de séquences sableuses présentes dans les deux premiers tronçons (9 séquences sableuses) et la granulométrie maximale atteinte pour chaque séquence. La granularité moyenne des ces séquences varie de 50  $\mu\text{m}$  (silts) à 250  $\mu\text{m}$  (sables fins). Malgré la déformation importante de ces séquences, on voit tout de même des lamines à l'intérieur.

Les trois derniers tronçons de cette carotte, sont constitués de sables massifs sans structure, à part sur le troisième tronçon de cette carotte (42 cm à 48 cm) où nous avons, sur environ 2,50 mètres, un paquet de sables massifs très laminés. Comme pour la séquence A, l'épaisseur de sable ne peut pas être prise en compte du fait de la forte déformation de la carotte.

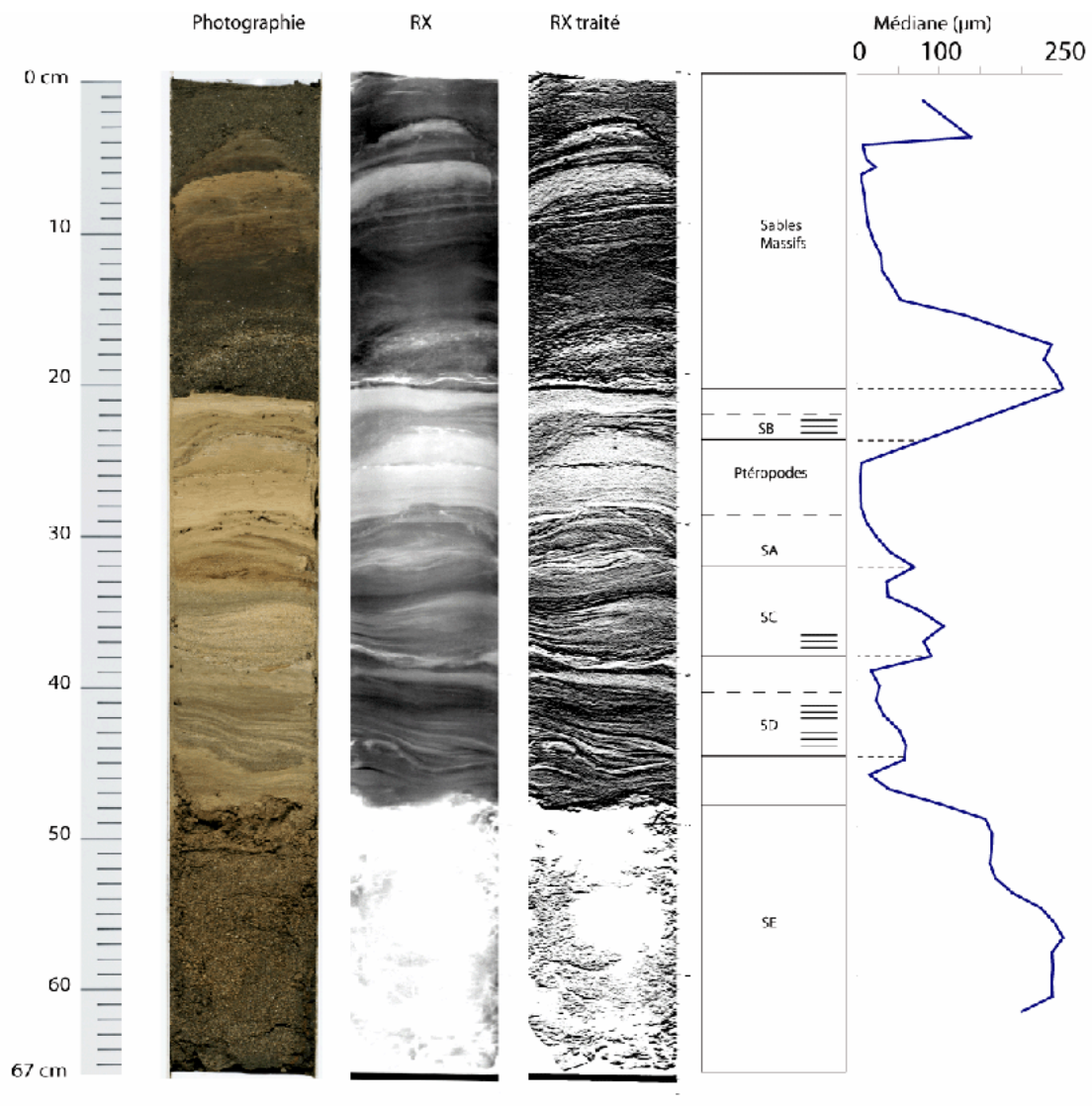


Figure 18 : Carotte KNI-05 montrant la succession des séquences SF, SE, SD, SC, SB et SA.

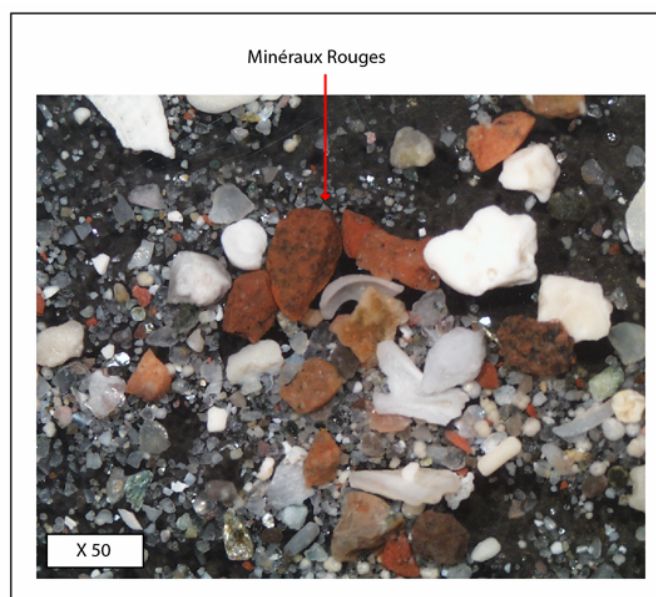


Figure 19 : Minéraux rouge de dégradation prélevés au niveau d'une séquence E.

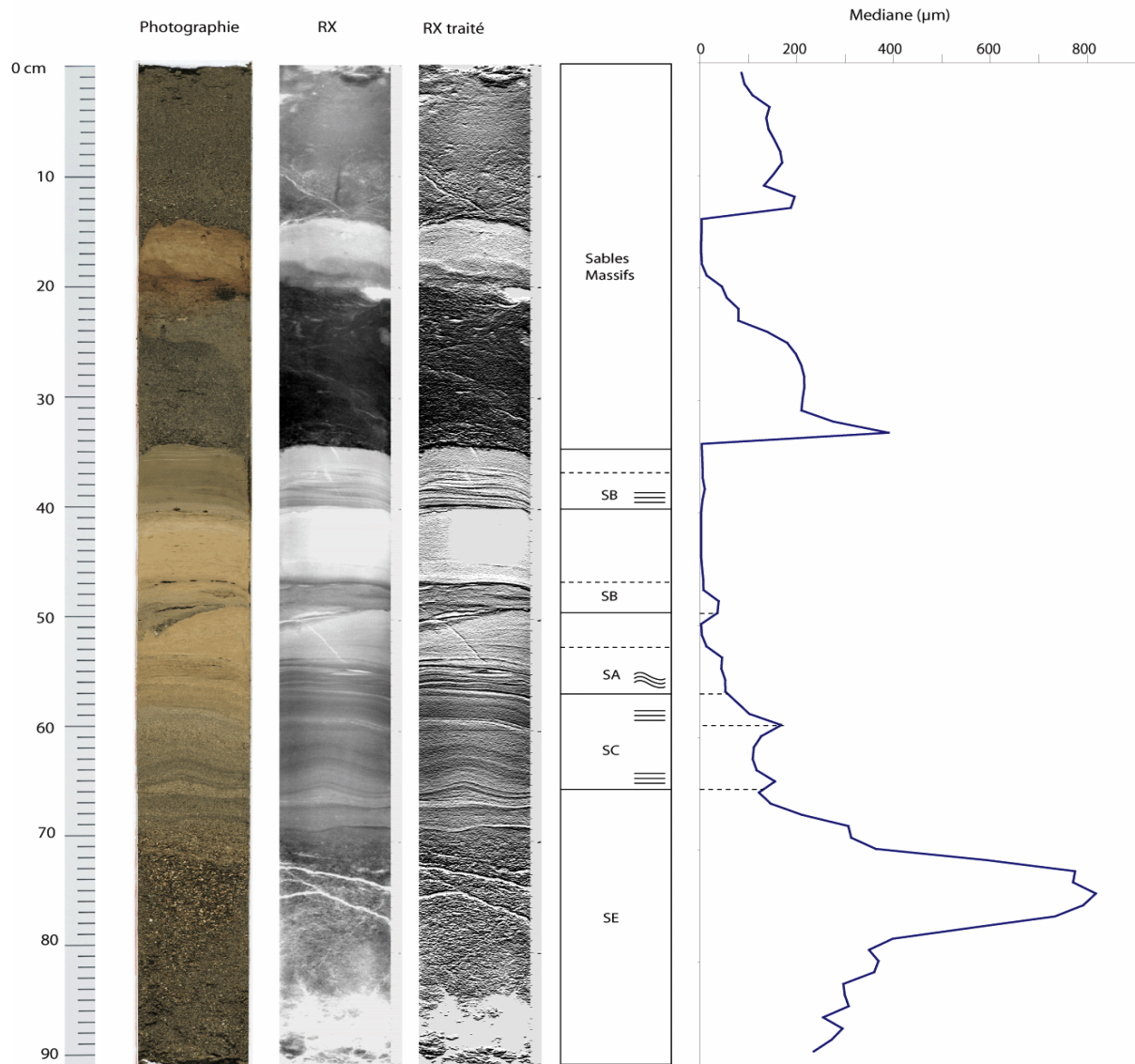


Figure 20 : Carotte KNI-06 montrant la succession des séquences SF, SD, SC, SB et SA.

### Les faciès déformés et déstructurés (Figure 22)

Nous avons également identifié sur trois carottes localisées au pied de la pente corse (KNI-08, KNI-07, KNI-11) des faciès déstructurés. Deux carottes présentent des lamines silto-sableuses très déformées :

Dans la carotte KNI-08, à partir de 50 cm de profondeur, nous trouvons, en dessous des séquences définies au début de ce chapitre, des dépôts de vase grise entrecoupés par des niveaux de sables très fins et très déformés, interprétés comme des glissements.

Dans la carotte KNI-07, en dessous des séquences définies dans la première partie de ce chapitre, on trouve une argile dans laquelle s'intercale des poches de sables fins, témoins d'une lamination préexistante partiellement détruite, probablement issues de dépôts gravitaire liés à des processus de type bouffée turbide.

Dans la carotte KNI-11, on observe un autre type de faciès caractérisé par un sable moyen argileux contenant de très nombreux clasts argileux et des débris coquilliers. Vers la base de la carotte, le nombre et la taille des clasts argileux augmentent et sur les derniers 10 cm de la carotte, on commence à voir des galets de 1 cm de diamètre en moyenne, contenus dans la matrice de sable argileux. Dans cet exemple, la structure sédimentaire pré-glissement n'est pas conservée dans le dépôt issu du glissement.



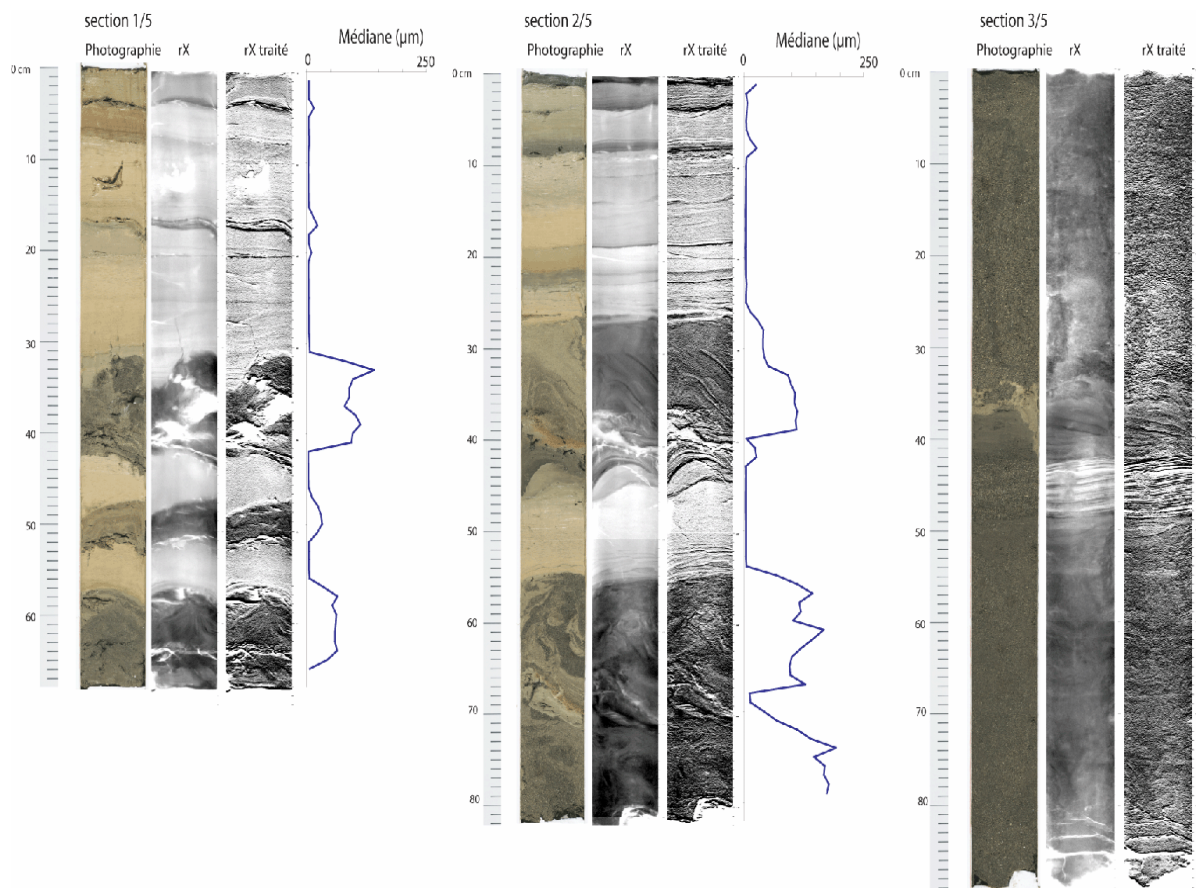


Figure 21 : Sections 1, 2, 3 de la carotte KNI-12.

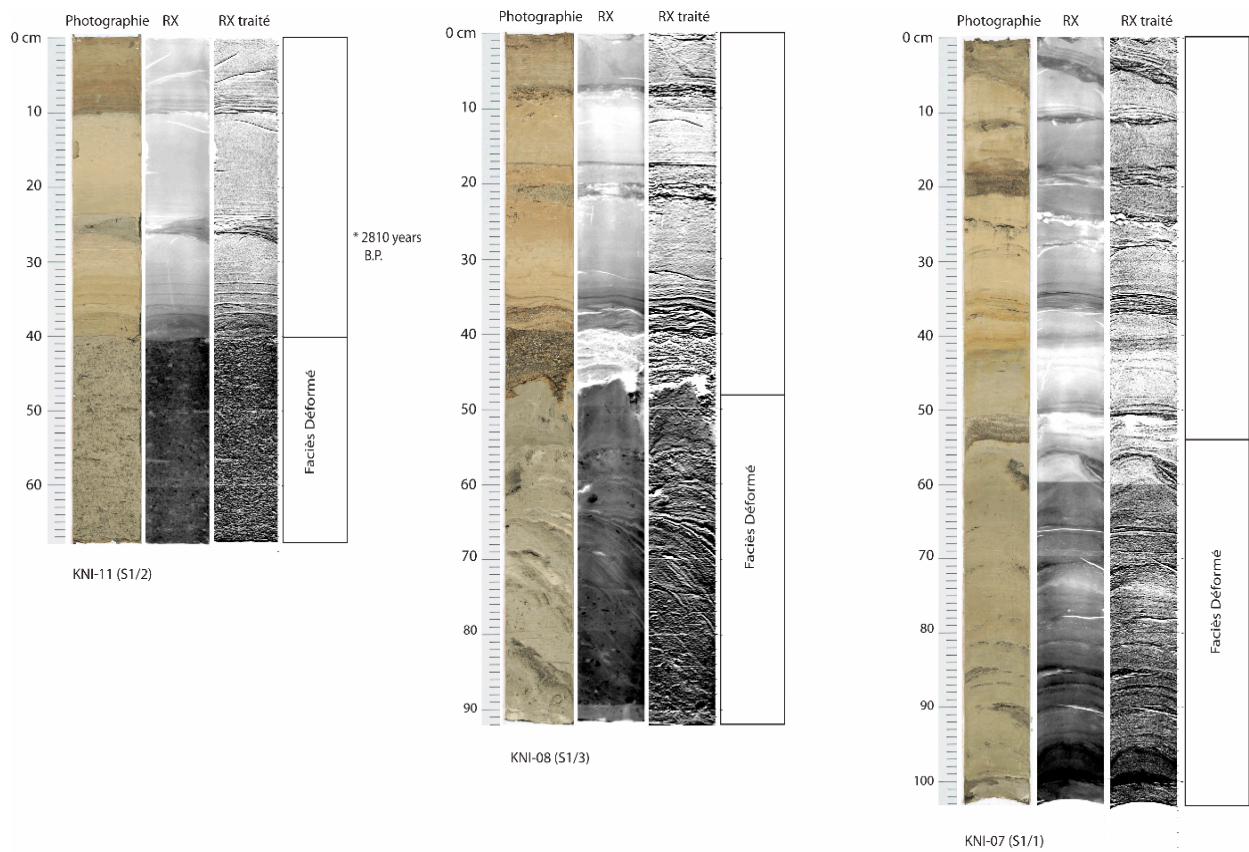


Figure 22 : Trois exemples des différents faciès déformés rencontrés dans nos carottes.

## 2.2/ Répartition des sédiments au niveau du lobe.

Pour comprendre la répartition des sédiments sur l'ensemble du lobe, il importe de définir l'organisation des dépôts selon l'environnement de dépôt.

Très peu de carottes ont été prélevées dans la zone amont du lobe, néanmoins, la carotte KNI-15 (Figure 23) prélevée dans l'axe de la *tache blanche*, nous renseigne sur la nature des sédiments qui tapissent le fond de l'axe de transit principal du lobe.

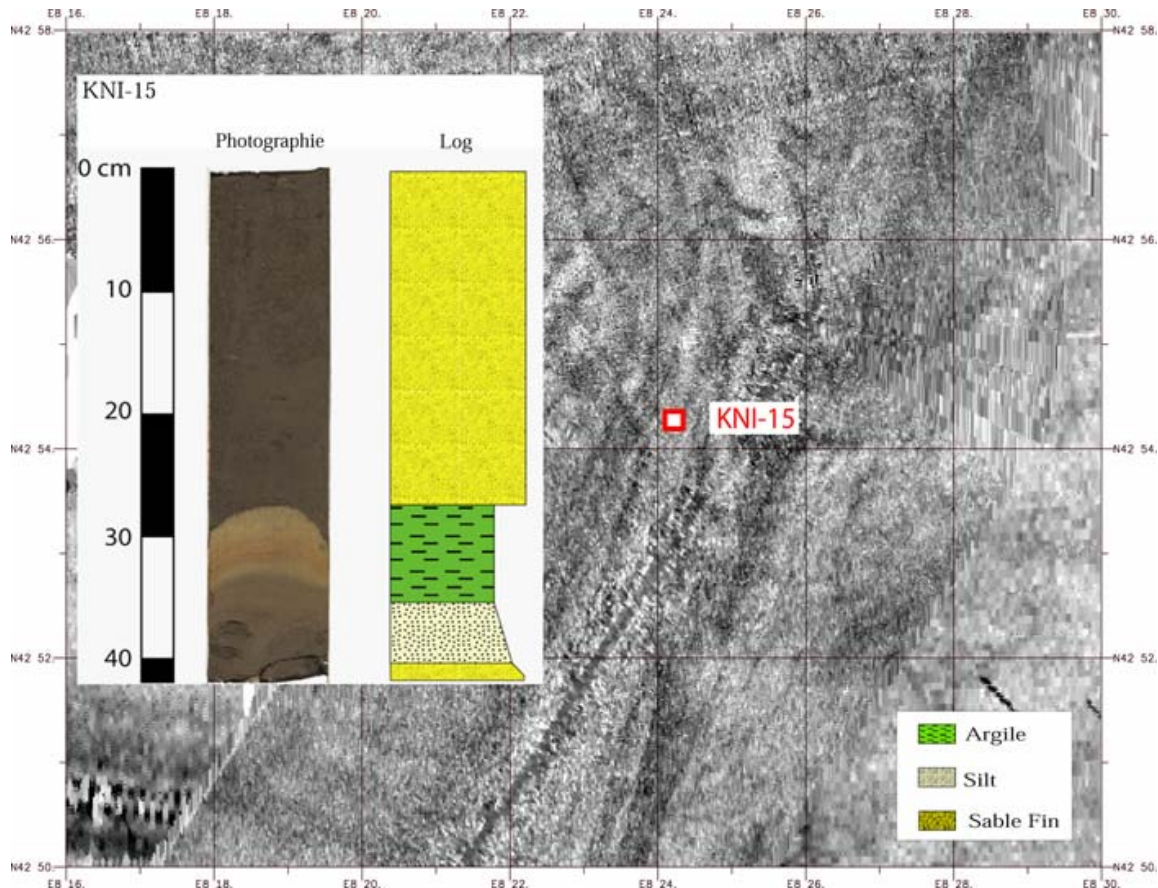


Figure 23 : Nature des sédiments de la tache blanche dans la zone amont du lobe.

Cette carotte a prélevé une épaisseur de sable d'environ 30 cm, qui surmonte une séquence argilo-silteuse à granoclassement normal. Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, on ne peut pas savoir si l'épaisseur de sable est réelle et si la succession verticale des dépôts n'a pas été perturbée au cours du carottage, mais cette carotte montre très nettement la forte teneur en sable de la *tache blanche*.

Un peu plus en aval, nous disposons d'un transect de données géotechniques obtenues à l'aide d'un module géotechnique (Figure 25). Ce transect recoupant la *tache blanche* est calibré à l'aide de trois carottages Kullenberg prélevés au cours de la mission ESSAM 2. La carotte KSE-14 prélevée sur la bordure occidentale de la *tache blanche*, la carotte KSE-13 prélevée dans l'axe de la *tache blanche* et la carotte KSE-16 qui a été prélevée sur la bordure orientale de la *tache blanche*.

Les différents points de mesures géotechniques sont espacés de 500 m. Sur chaque point, nous disposons de plusieurs types de mesures comme l'effort de pointe normalisé ( $Q_t$  en KPa) et la pression interstitielle normalisée ( $B_q$  en KPa) sur une profondeur de 2 mètres (Figure 24). Nous avons appliqué à chaque point de mesure la méthode de Ramsey (2002) qui permet en combinant les différents paramètres, d'obtenir une estimation du type de sol tous les deux centimètres. Pour illustrer plus clairement les résultats obtenus à

partir des données géotechniques, nous avons ensuite transformé la courbe de nature des sols en logs synthétiques comparables aux données de carottages (Figure 24), que nous avons sur ce transect.

Lors de la campagne de collecte des mesures géotechniques, le capteur de mesure des frottements n'a pas fonctionné. Le rapport entre le coefficient de frottement du tube sur le frottement de la pointe géotechnique a été considéré comme nul, ce qui implique une incertitude, sur la nature des sols, visible surtout au niveau des passages entre les niveaux sableux et les niveaux argileux. En effet sur chaque point de mesure, la méthode de calcul de Ramsey (2002) donne toujours un passage progressif entre les sables et les argiles. Ce qui n'est pas le cas notamment à la base des lits sableux visibles dans les carottes à notre disposition.

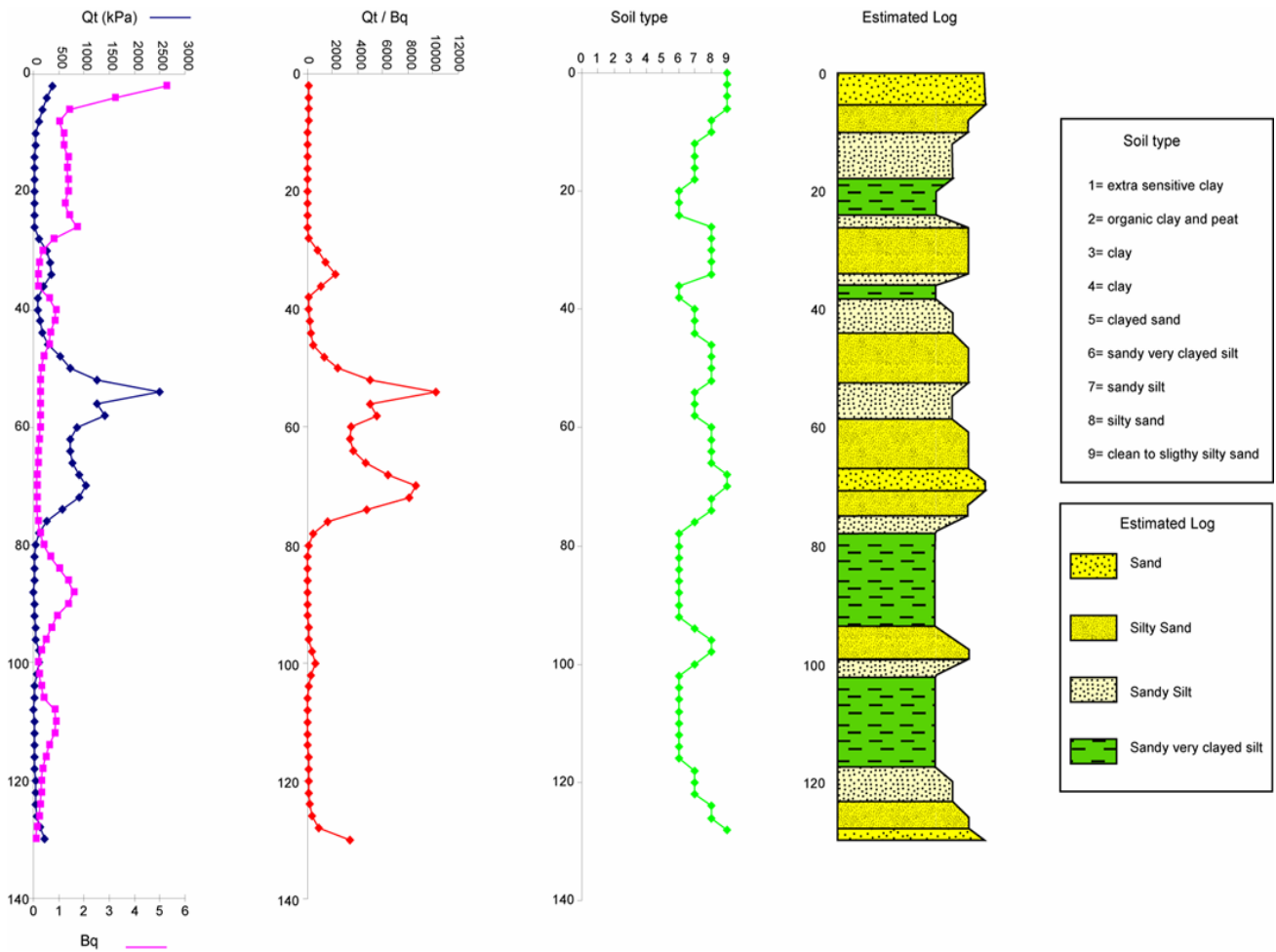


Figure 24 : Les différents paramètres géotechniques permettant d'aboutir à un log estimé (méthode de Ramsey, 2002).



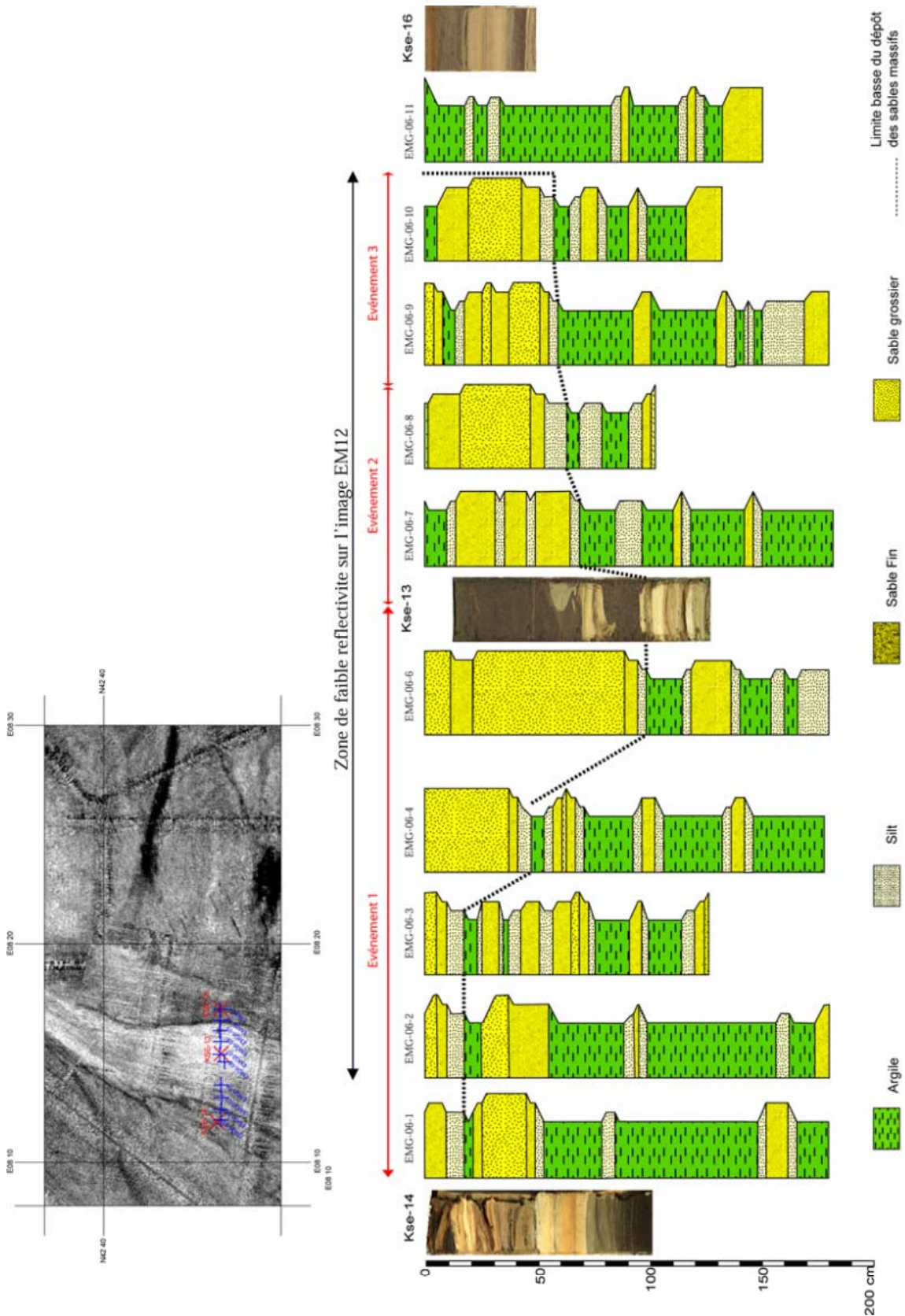


Figure 25 : Ligne de module géotechnique EMG06 calibrée par trois carottages Kullenberg montrant la limite basse de la séquence de sable massif centrée sur la tache blanche (Bonnell et al., 2003). Chaque point de mesure géotechnique est espacé de 500 m.

On note cependant une bonne corrélation entre les logs estimés et les observations. Les logs estimés permettent, en prenant bien sur en compte l'incertitude, de définir différents ensembles de granularité différente. L'étude du transect (Figure 25) montre bien la complexité des dépôts au niveau de la *tache blanche*. En effet, il est très difficile de corréler les différents sous-ensembles observés sur les logs. Néanmoins, on observe un dépôt de sable massif en surface (couche de surface disparue lors du carottage) sur toute la surface de la *tache blanche*. Ce dépôt ne mesure que quelques dizaines de centimètres sur ses bordures et atteint une épaisseur supérieure à 1 mètre au niveau de l'axe central. L'absence du niveau de sable en surface au niveau du point de mesure EMG-11, montre que l'extension latérale de ce niveau de sable est très faible et qu'il se limite à la *tache blanche*. Le niveau de sable massif présente une certaine hétérogénéité verticale mais aussi latérale mise en évidence par les intercalations de niveaux de sables très fins et de silts au sein des paquets de sables grossiers. En dessous du niveau de sable massif, on retrouve toujours un niveau argileux d'une dizaine de centimètres d'épaisseur. La présence de ce niveau argileux peut être un artefact uniquement du à l'incertitude engendrée par la méthode de calcul, mais il peut également correspondre un niveau réel et en place.

Dans une partie plus distale du lobe, un transect de carottage est situé à la transition entre les dépôts liés à l'activité gravitaire du lobe du Var et ceux liés à l'activité gravitaire des canyons corses. Ce transect (Figure 26), est constitué par deux carottes prélevées sur la *tache blanche* (KNI-09) et sur sa bordure (KNI-06) et deux carottes prélevées au pied des canyons corses (KNI-07 et KNI-08). A la base des carottes prélevées au pied de la pente corse, se trouvent les faciès déformés définis précédemment. Ces faciès type semblent être caractéristique des dépôts associés à l'activité gravitaire des canyons corses (cf. § 2.2).

Les différences observées entre les deux carottes sont très probablement liées à la position du carottage. La carotte KNI-08 a été prélevée dans l'axe d'un canyon et les dépôts montrent une importante déformation. La carotte KNI-07 a été prélevée sur un haut topographique situé en bordure de l'axe du canyon et les dépôts sont moins affectés par la déformation.

Les carottes prélevées au niveau de la *tache blanche* présentent la séquence de sable massif à leur sommet. Ce transect confirme comme observé à l'aide des données géotechniques (Figure 25), l'extension très faible des sables massifs strictement localisée au niveau de la *tache blanche*. Sur les carottes KNI-06, KNI-07 et KNI-08, nous retrouvons les différents types de séquences granoclassées sableuses définies dans la § 2-A-2.1. La corrélation de ces séquences, entre ces carottes ne peut se faire que localement, leur succession verticale n'étant pas toujours conservée, ce qui marque une évolution des environnements de dépôts dans le lobe.

Dans la partie distale du lobe, la carotte KNI-12 (Figure 21), plus longue que les autres, est constituée par un dépôt de sable massif de 3 mètres d'épaisseur surmonté par une succession d'un mètre de turbidites sableuses. Il existe donc, dans cette partie du lobe distal du Var, un dépôt de sable massif enfoui (probablement plus ancien que la *tache blanche* d'après les datations) (cf. § II.B.1), qui pourrait représenter un ancien axe semblable à la *tache blanche*.

La figure 28, montre la distribution des sédiments sur l'ensemble du lobe. Chaque carotte est représentée par un diagramme illustrant la teneur relative en argile, silt et sable de chaque carotte. Cette figure montre bien que sur l'ensemble du lobe, la fraction de sédiments grossiers est très importante. La teneur en sable des sédiments du lobe ne descend jamais en dessous de 40 %. Lorsque l'on sort des dépôts gravitaires liés à l'activité du système turbiditique du Var, la teneur en sable tombe rapidement à 10 % (carotte KNI-11). On met en évidence également une distribution des sables en fonction de la position sur le lobe. En effet les carottes prélevées dans l'axe central du lobe (la *tache blanche*) présentent les plus fortes teneurs en sable (carottes KNI-15-13-04-10-09). La carotte KNI-05 prélevée en bordure de la *tache blanche*, présente des caractéristiques granulométriques semblables du fait de la présence à son sommet d'un niveau de sable



massif de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur, ce qui montre que les dépôts de sables massifs ne se limitent pas strictement à la tache blanche mais qu'une faible proportion peut s'être mis en place sur sa bordure. Lorsque l'on s'éloigne de l'axe central du lobe, on observe une diminution de la teneur en sédiments grossiers (transect KNI-06-07-08) dans les carottes. La teneur en sable passe de plus de 50 % en bordure de la *tache blanche* à une teneur de l'ordre de 25 % au pied de la pente ouest corse.

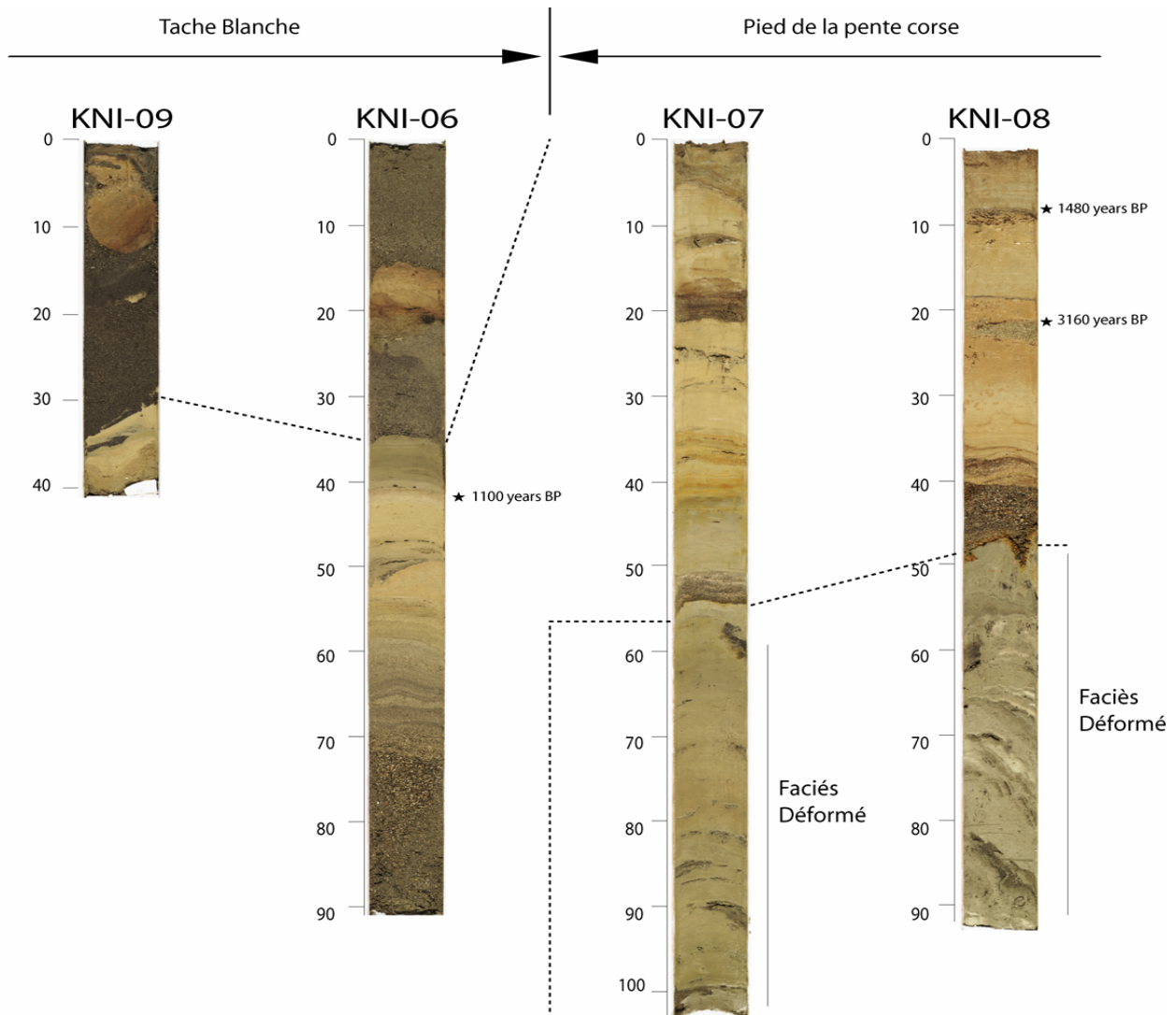


Figure 26 : Transect de carottes montrant la transition entre les dépôts du lobe du Var et les dépôts issus des canyons corses.

La carotte KNI-12 présente une forte teneur en sable mais vraisemblablement associé à la présence d'un ancien axe de transit enfoui. La répartition des pourcentages des différentes fractions granulométriques des sables (Figure 28) tend à confirmer cette hypothèse. En effet les sables présents dans la carotte KNI-12 présentent les mêmes proportions de sables très fins, de sables fins et de sables moyens et grossiers, que celles observées sur les carottes prélevées dans l'axe de la *tache blanche*.

Par contre sur la bordure orientale du lobe (transect KNI-06-07-08), la fraction grossière de ces carottes, bien que représentant une faible partie du sédiment présent, comporte une proportion notable de sables très grossiers (10 à 15 %). Cette différence de composition par rapport au reste de la zone pourrait traduire une alimentation différente comme une origine corse des dépôts. Elle peut également être le signe d'une alimentation plus grossière par le Var lors de la mise en place de la zone orientale du lobe (cf. Figure 10, 11 et 12). L'analyse détaillée de ces carottes indique que ces sables grossiers sont liés à l'activité gravitaire du lobe du Var (Figure 27).

Ces carottes nous permettent de différencier trois zones de dépôts dans le lobe. Une zone centrale, caractérisée par le dépôt de sables massifs constitués en majorité par des sables très fins à fins. Une zone orientale où les dépôts sableux présents sous la forme de séquences sédimentaires granoclassées sont peu nombreux mais dont la proportion de sables grossiers est forte, et une zone occidentale, où les dépôts sableux sont plus nombreux que dans la zone orientale sous la forme de séquences sédimentaires granoclassées, mais dont les grains sont en majorité compris dans la classe des sables très fins à fins.

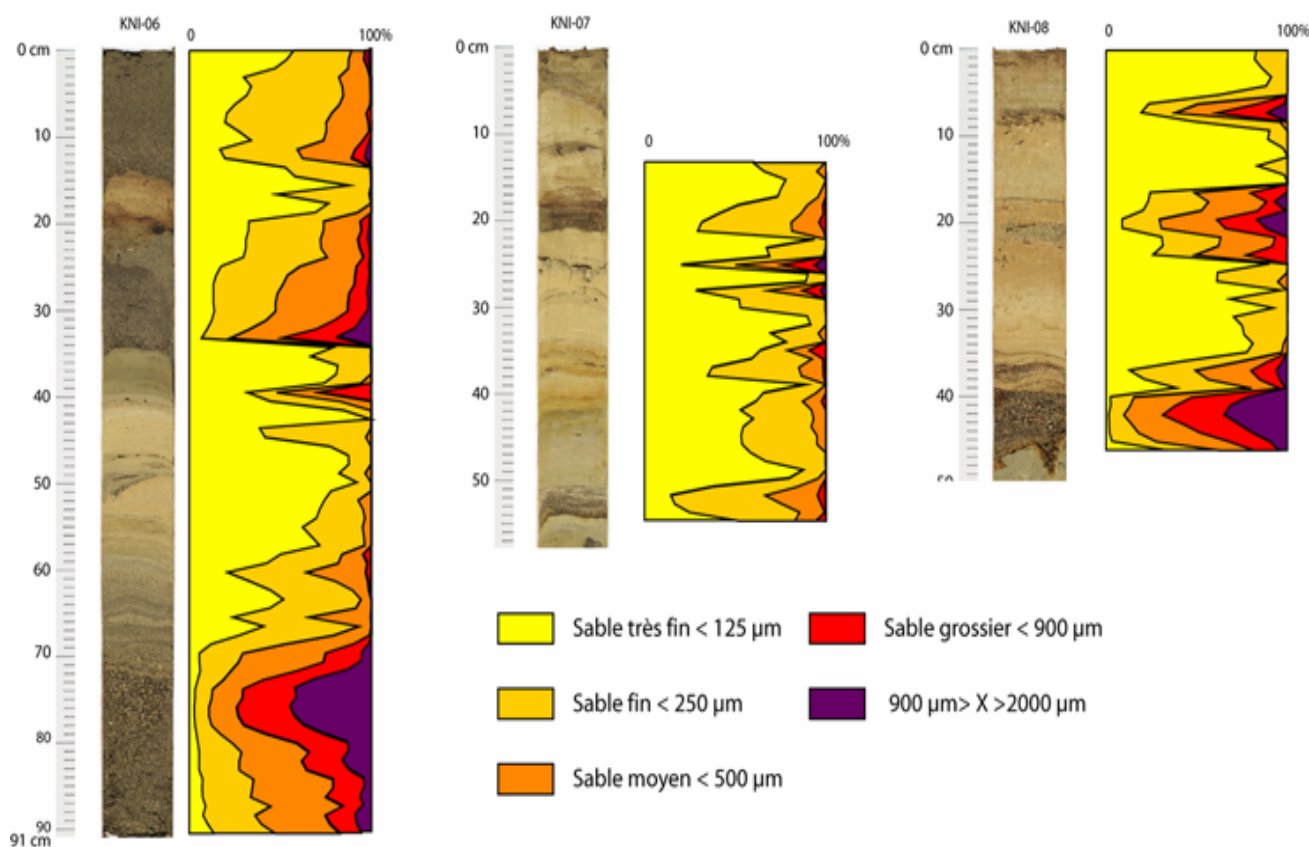


Figure 27 : Transect KNI-06, KNI-07, KNI-08. Pourcentage des différentes fractions granulométriques des sables.

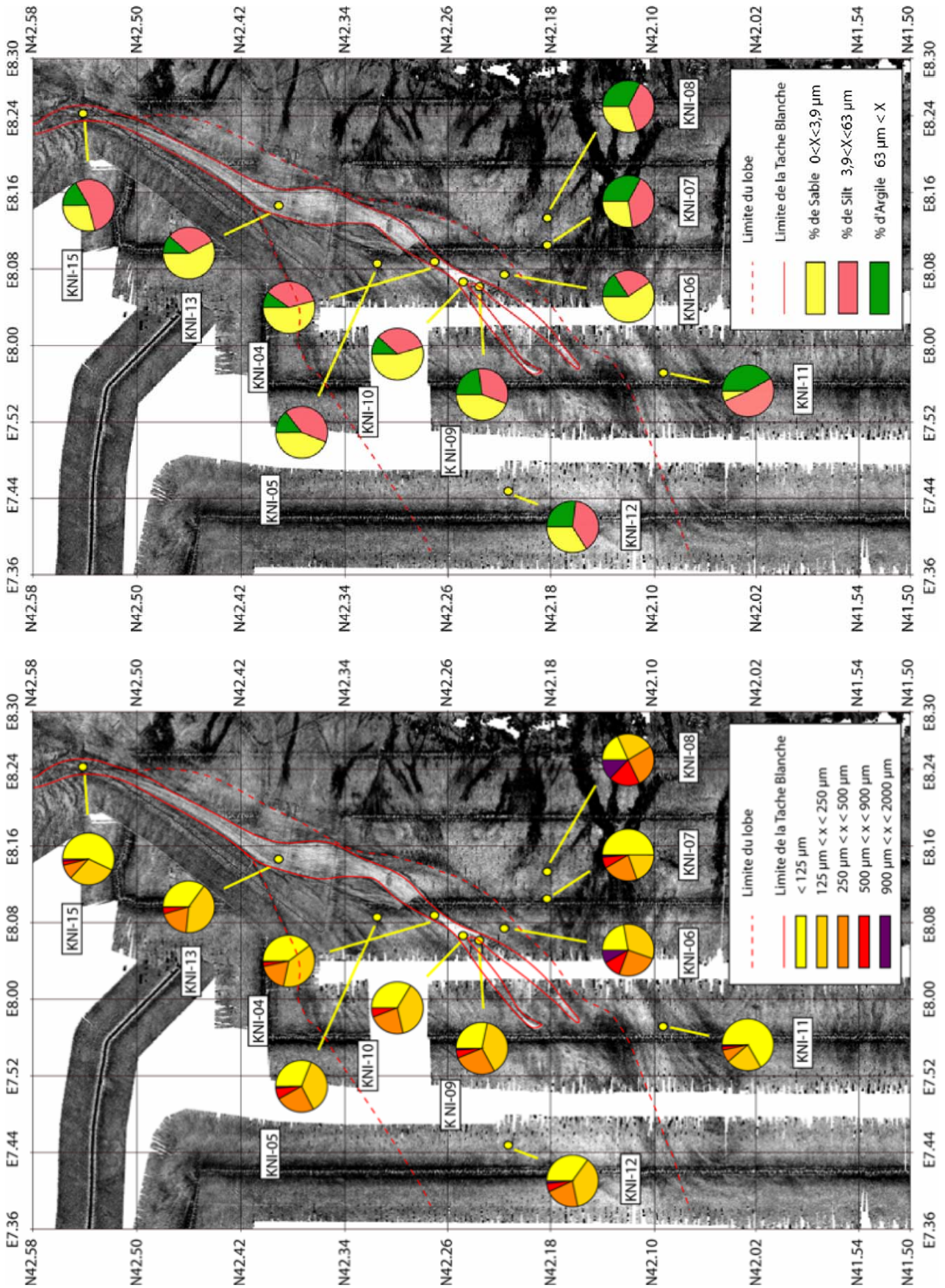


Figure 28 : En haut : carte de répartition des sédiments montrant les pourcentages relatifs d'argile, de silt et de sable. En bas : carte de répartition montrant les pourcentages relatifs des sables.

## **B / ÉVOLUTION ET MISE EN PLACE DU LOBE RECENT (ACTUEL) DU VAR.**

### 1. AGE ET SCHEMA DE MISE EN PLACE DE LA TACHE BLANCHE.

La figure 29 présente une coupe synthétique des séquences de dépôt où figurent les datations permettant de donner un cadre stratigraphique à la mise en place du lobe récent du Var et plus particulièrement la mise en place de la *tache blanche* et l'arrêt du fonctionnement des canyons corses. Toutes les datations donnent un âge récent permettant de contraindre la mise en place du lobe du Var au cours de la dernière remontée du niveau marin.

Plusieurs datations permettent de proposer un âge pour la mise en place du dernier événement enregistré dans nos carottes, à savoir le dépôt de la séquence de sable massif. Dans la carotte KSE-13, ces sables massifs ont un âge maximum de 3320 ans B.P.. Le prélèvement a été effectué dans les vases situées en dessous de la séquence de sable massif. Dans la carotte KNI-05, prélevée sur la bordure occidentale de la *tache blanche*, les dépôts équivalents ont un âge de 2610 ans B.P. et dans la carotte KNI-06, prélevée sur la bordure orientale de la *tache blanche*, l'âge le plus récent est observé pour la mise en place de la séquence de sable massif, c'est-à-dire 1100 ans B.P.. La variabilité importante que nous avons entre ces trois dates, peut s'expliquer par une érosion différente des sédiments sous-jacents en fonction de la position des prélèvements au niveau du lobe, l'érosion la plus importante se produisant soit dans la zone amont du lobe récent soit dans l'axe central de la *tache blanche*.

Dans la partie terminale de la *tache blanche*, on observe la division de ce corps en plusieurs branches. L'existence de ces différentes branches peut s'expliquer soit par une mise en place polyphasée de la *tache blanche*, chaque événement correspondant à une branche. En l'absence d'âges précis sur le fonctionnement de ces branches, la variabilité des datations que nous avons en dessous de cette séquence, mais aussi l'hétérogénéité du dépôt des sables massifs observée à partir du transect de mesures géotechniques, m'incite à privilégier l'hypothèse d'un fonctionnement polyphasé.

En ce qui concerne les niveaux grossiers situés en dessous, il est très difficile de les mettre en corrélation entre eux. Dans la partie centrale de la *tache blanche*, ces niveaux ont très probablement été érodés lors de sa mise en place.

La continuité de ces niveaux sableux est très faible. Il est cependant possible, en utilisant les données granulométriques, l'étude des structures internes et la couleur des séquences (présence ou absence des minéraux rouges de « dégradations »), de corréler entre elles plusieurs séquences. Ces corrélations permettent de définir un ensemble occidental et un oriental. Du fait de la petite longueur des carottes prélevées au niveau de la *tache blanche*, on ne peut pas mettre en corrélation ses deux ensembles.



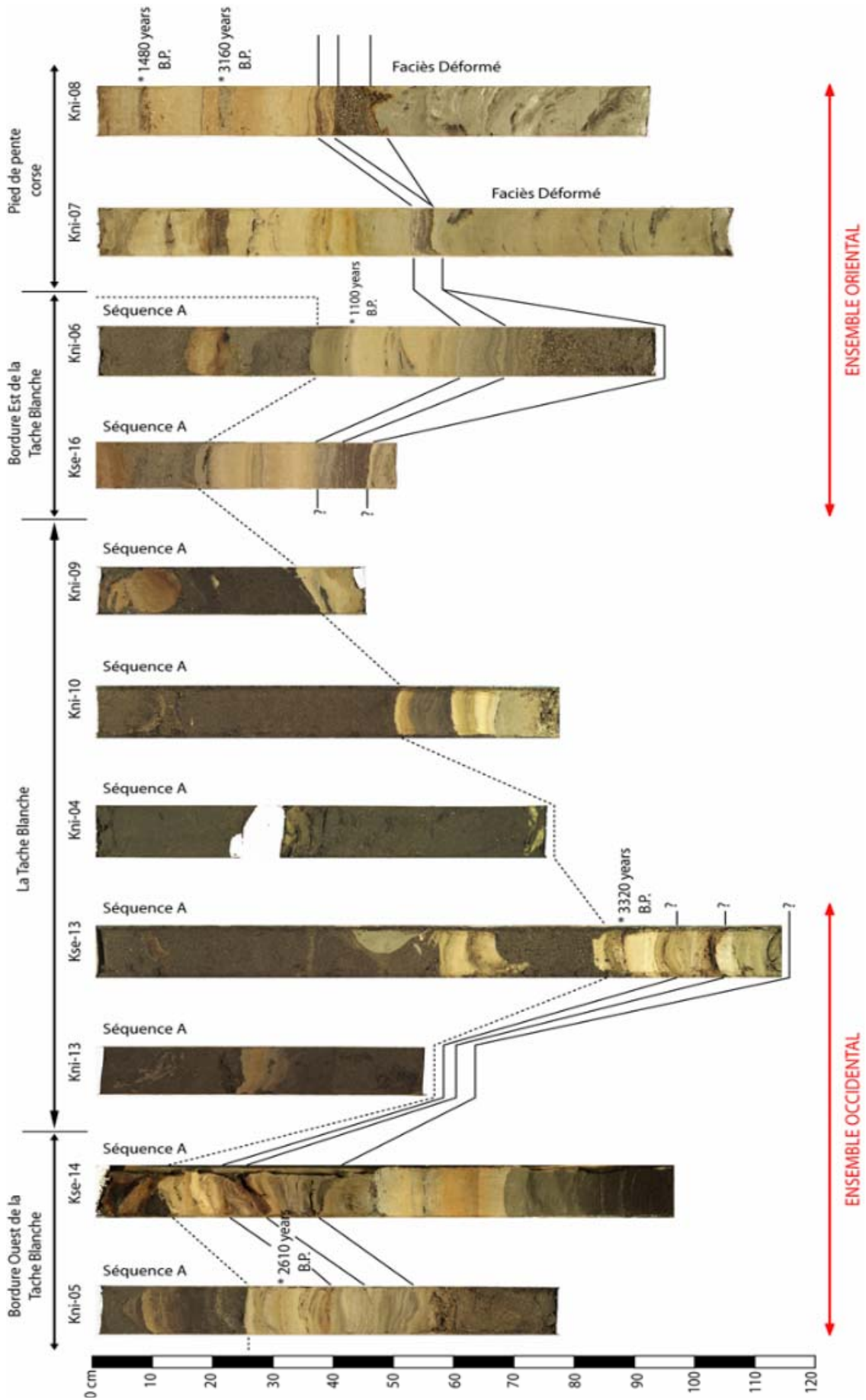


Figure 29 : Figure montrant les datations que nous avons au niveau du lobe.

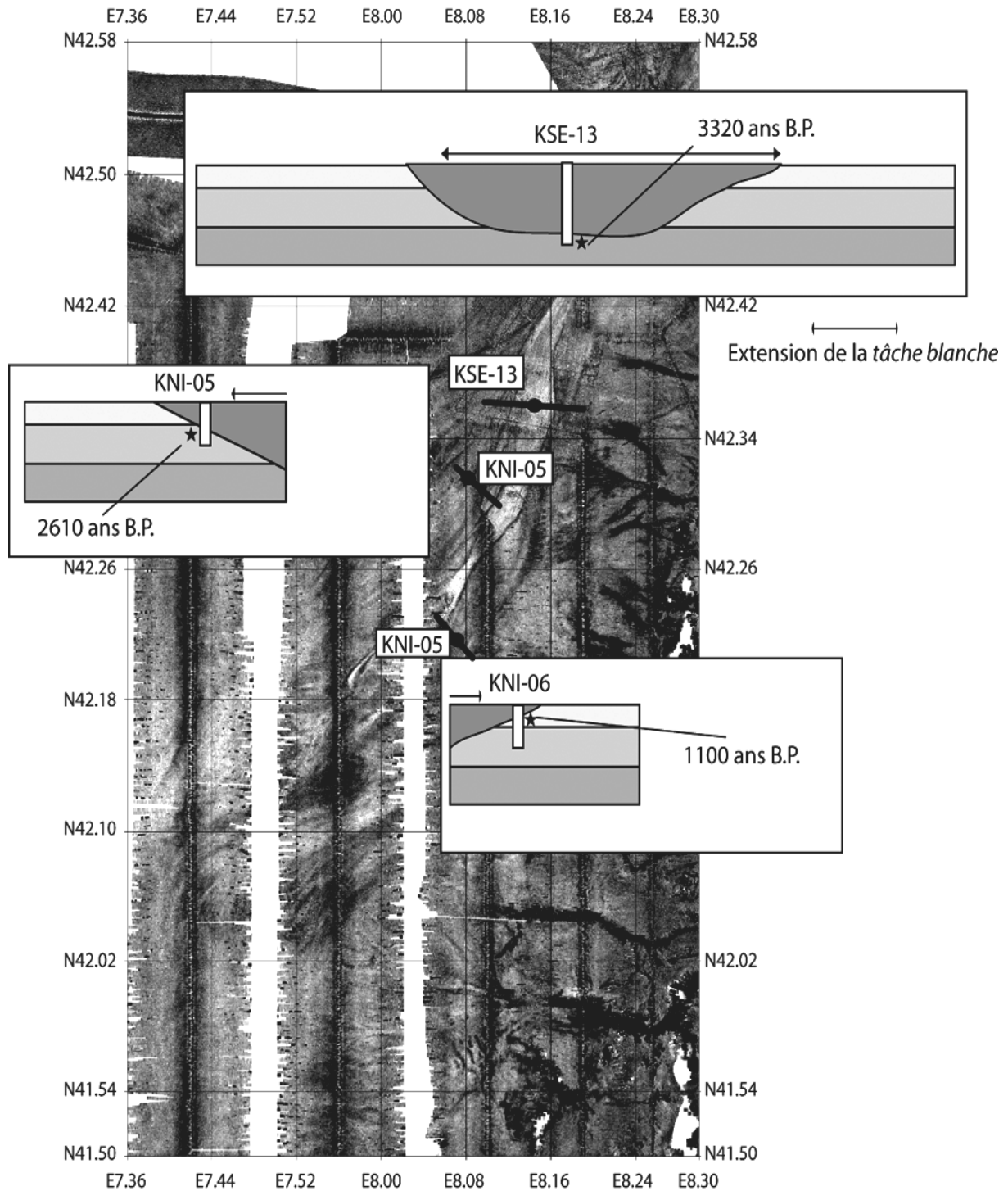


Figure 30 : Âge de la tache blanche.

## 2. L'ACTIVITE DES CANYONS CORSES.

Les datations que nous avons sur la carotte KNI-08, prélevée au pied de la pente corse, nous donnent une information sur l'activité des canyons corses dans notre zone d'étude. Nous avons vu dans le paragraphe 2.2 que les écoulements gravitaires dans ces canyons sont principalement des glissements en masse (Kenyon et al., 2002, glissements identifiés sur la carotte KNI-08 par le faciès déstructuré. La date à 3160 ans B.P. (Figure 29) obtenue au dessus de faciès, montre que nous n'avons pas eu de dépôts issus des canyons corses dans notre zone d'étude depuis au moins 3000 ans.

### 3. MISE EN PLACE RECENTE DU LOBE DU VAR.

A partir de l'ensemble des données, nous proposons une reconstitution des étapes de la mise en place du lobe récent du Var (Figure 32).

La mise en place de ce lobe récent s'est effectuée à partir de la même zone d'alimentation, la vallée inférieure.

#### Etape 1

Le début de la mise en place de la zone de dépôt occidentale n'est pas bien défini du fait de données très limitées. La carotte KNI-12, nous indique que cette zone, a été active à partir de 10 000 ans B.P., et que la migration vers la zone orientale c'est produite aux alentours de 3000 ans B.P.. La carte d'imagerie EM12 a permis d'identifier un grand nombre de chenaux secondaires à la surface de la zone occidentale du lobe. Bien que les données de sondeur de sédiment n'aient pas permis de distinguer et de hiérarchiser tous ces chenaux, ni de délimiter des unités de dépôts liées à chacun d'entre eux, il est très probable que les dépôts se soient mis en place en plusieurs étapes.

#### Etape 2

Contrairement à la zone occidentale, plusieurs unités d'une dizaine de mètres d'épaisseur ont été identifiées sur les profils de sondeurs de sédiment, dans la partie orientale du lobe du Var. Ces unités se biseautent au pied de la pente ouest corse. Aucun de ces profils ne recoupe plusieurs unités donc nous ne pouvons pas analyser les contacts. Cependant la carte en réflectivité permet de les délimiter et semble indiquer que les unités situées le plus en aval recoupe celles situées en amont. Ceci permet d'établir une chronologie relative du dépôt de ces unités. La mise en place de ces unités a donc probablement suivi un schéma de progradation vers l'aval par abandon d'une zone de dépôt pour alimenter la suivante.

#### Etape 3

La dernière étape, correspondant au remplissage du chenal d'alimentation par les sables massifs à l'origine de la *tache blanche*, a débuté aux alentours de 1000 ans B.P.. Tout comme pour le grand ensemble occidental, cette unité pourrait s'être mise en place en plusieurs étapes correspondant aux branches que nous observons à la terminaison de la *tache blanche*.

#### Axe fossile

La carotte KNI-12 prélevée dans la zone distale révèle l'existence d'un dépôt de sables massifs enfouis. Ce dépôt peut être interprété comme un ancien axe de transit majeur, équivalent à une ancienne *tache blanche*. Nous avons donc peut être un « motif » de dépôt caractérisé par la mise en place de séquences de sables en plusieurs unités successives réparties sur l'ensemble du lobe surmontées par un dépôt de sable massif qui reste confiné dans un large axe. Nous ne pouvons pas savoir si ce « motif » est réellement récurrent et si le dépôt des sables massifs constitue le déclenchement du passage entre deux motifs.

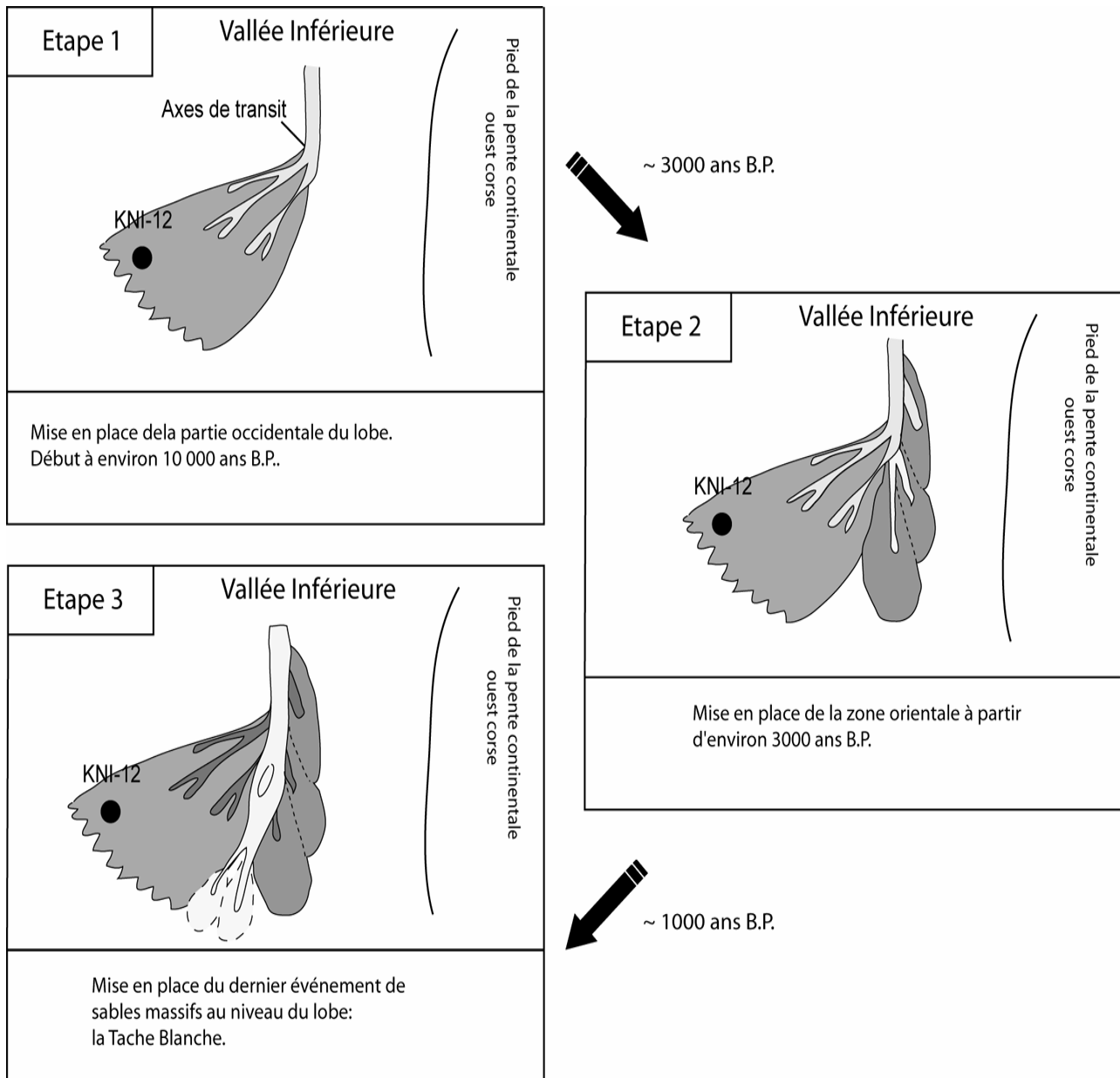


Figure 31 : Schéma récapitulatif de la mise en place du lobe récent du Var.

#### 4. MODES DE FONCTIONNEMENT DES AXES DE TRANSIT.

L'étude des différentes carottes combinée à l'analyse des axes de transit identifiés grâce à l'imagerie EM12 et au sondeur de sédiment, montre que deux principaux types d'écoulements atteignent le lobe.

Nous avons des dépôts de séquences sableuses de faible épaisseur présentant des granoclasses soit normaux soit mixtes avec une base à granoclassement inverse surmontée par un terme granoclassé normalement. Ce type de dépôt, se retrouvant sur une grande partie du lobe, semble être associé à des axes de transit de faible largeur. Le deuxième type de dépôt est la mise en place de séquences de sable massif non granoclassées et ne présentant pas de structures internes. Ces dépôts sont associés et limités à un seul axe de transit, qui est de plus grande taille.

Nous avons donc deux modes de fonctionnement distincts qui sont directement dépendant de la charge en sable des courants gravitaires qui atteignent le lobe et donc de la nature de l'écoulement (Figure 32).



### Le mode confiné

Il est caractérisé par un axe de transit majeur unique qui confine les écoulements dans cet axe.

Dans les cas de l'axe d'alimentation des unités occidentales et orientales (étapes 1 et 2) le fonctionnement du chenal amont est non dispersif (confiné), les écoulements transitant par cet axe peuvent être turbulents.

Dans le cas de la tache blanche constitué essentiellement de sables massifs, les écoulements très fortement chargés en sable restent confinés dans cet axe unique et sont très probablement liés à des écoulements de type laminaire et caractérisés par des sédiments ayant une granularité assez homogène.

### Le mode dispersif

Ce mode de fonctionnement est caractérisé par la division d'un courant unitaire en de nombreux sous courants qui vont créer et emprunter des axes de transit de petite taille. La présence de séries ou séquences granoclassées, de nature granulométrique très large indique que les courant empruntant ces axes mineurs sont probablement turbulents. Ce mode de fonctionnement semble s'appliquer à des courants présentant une granulométrie très hétérogène, de type écoulement de turbidité.

### Evolution des axes de transits

Dans la zone amont, le système fonctionne essentiellement en mode confiné (un seul type d'axe très large qui semble canaliser les écoulements). Au début de la zone aval, apparaît un deuxième type d'axes de plus petite taille qui divergent à partir de l'axe majeur. (Etape 1, Figure 31). Ce type d'axe fonctionne sur le mode dispersif ce qui permet la distribution des sédiments sur l'ensemble du lobe. Le changement de mode de fonctionnement de l'amont à l'aval semble être directement lié au changement de morphologie des axes.

Ce type fonctionnement amont aval se répète lors de la mise en place des unités orientales (étape 2, Figure 31).

Le passage à l'étape 3 (Figure 31) correspond à un changement de condition de sédimentation lié probablement à la nature des écoulements arrivant au lobe. On passe d'une période dominée par des écoulements turbulents (étapes 1 et 2) à une période dominée par des écoulements de type laminaire (étape 3). Les écoulements présentant un comportement laminaire, restent concentrés dans un seul axe (la *tache blanche*).

L'alimentation du système joue donc un rôle très important. Les transformations des courants (passages entre les différents états (laminaires ou turbulents)) dans la partie amont du système turbiditique du Var, ainsi que la nature et la granularité du matériel à l'origine de ces courants, impliquent de grandes différences dans la répartition des sédiments grossiers dans le lobe. Cette répartition est donc dépendante en partie du fonctionnement amont du système mais aussi de l'impact de la morphologie locale sur les écoulements.

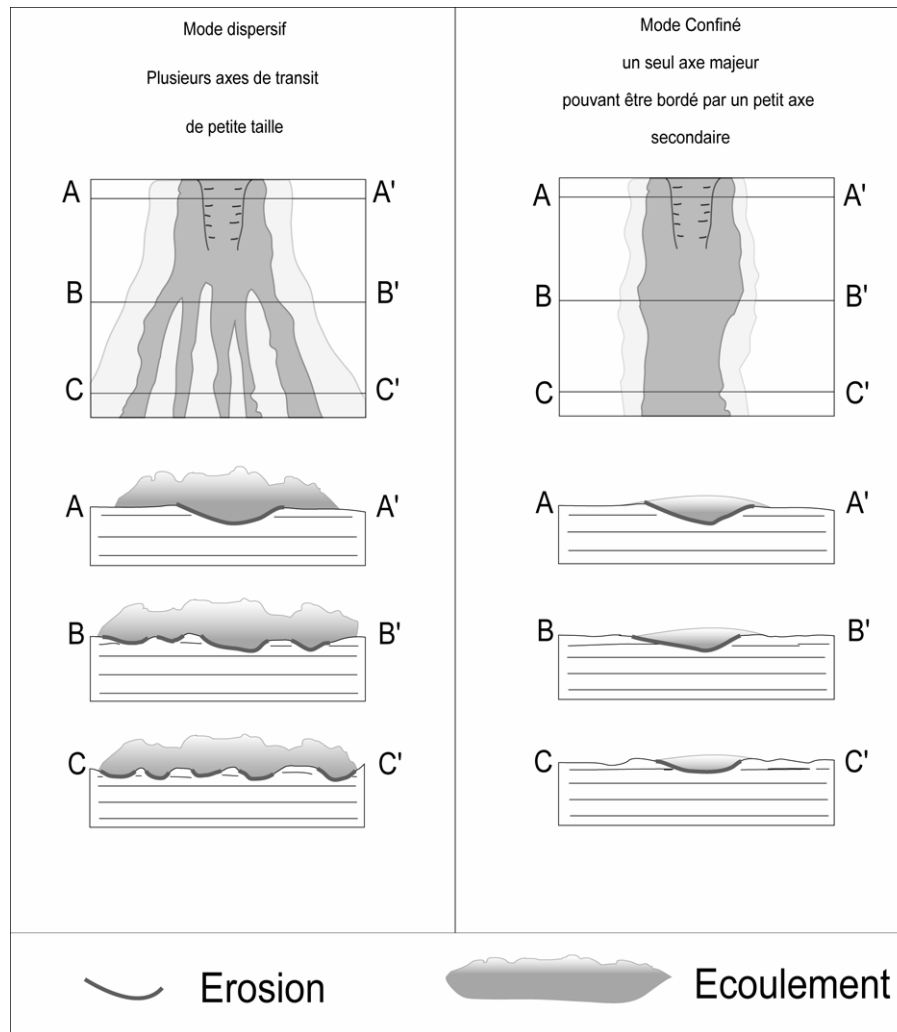


Figure 32 : Schéma illustrant les deux types d'axes de transit observés à la surface du lobe récent du Var.

### **C / LA STRUCTURE SISMIQUE DU LOBE DU VAR.**

Ce paragraphe est consacré à l'étude sismique du lobe du Var. Nous avons à notre disposition plus de 400 km de profils sismiques répartis sur l'ensemble du lobe acquis au cours de la mission NICASAR avec une source Sparker de 765 Joules, associée à une flûte placée en surface. En première analyse, les profils sismiques, semblaient être caractérisés par des réflecteurs très continus et parallèles, juste entrecoupés par des diapirs. Après traitement, une analyse plus détaillée à une échelle dilatée a mis en évidence dans ce que l'on considérait comme étant des « rails de chemin de fer » une architecture interne plus complexe et une organisation en plusieurs unités de dépôts. On remarque que les 40 ms supérieures de nos profils ont des caractéristiques particulières par rapport à l'ensemble du profil (biseautage rapide des réflecteurs sur la pente corse, unités non isopaques et variabilité dans les faciès). Ces profils sismiques ont permis de définir plusieurs unités qui ont globalement une forme lobée. Seule la dernière (unité jaune ; Figure 39) correspond à l'objet lobe qui a été étudié à partir des données très haute résolution (EM 12, sondeur de sédiment et carottes). Le réflecteur violet (Figure 33) représente donc la base de ce complexe lobes.

Cette étude sismique nous permettra donc d'accéder à l'histoire de la mise en place de la zone de dépôt distale de l'éventail turbiditique du Var, à une échelle de temps plus grande que celle obtenue avec les outils haute résolution.

## 1. LES FACIES SISMIQUES

Les dépôts distaux du système turbiditique du Var se composent d'un empilement vertical de plusieurs unités de dépôts. Ces unités sont caractérisées par un faciès sismique lité relativement forte amplitude montrant de fréquents passages latéraux à des zones plus sourdes ou plus chaotiques, pouvant être interprétées comme des zones de chenaux. A l'échelle de la sismique, on ne distingue pas de constructions de type levées sur les bords de ces chenaux. La résolution de notre sismique (10 m) ne permet pas de distinguer des sous ensembles à l'intérieur des grandes unités, ni d'individualiser des sous unités reliées au zones chenalisées. Néanmoins il apparaît que la construction des grandes unités lobées est caractérisée par un déplacement fréquent et rapide de ces chenaux (Figure 33).

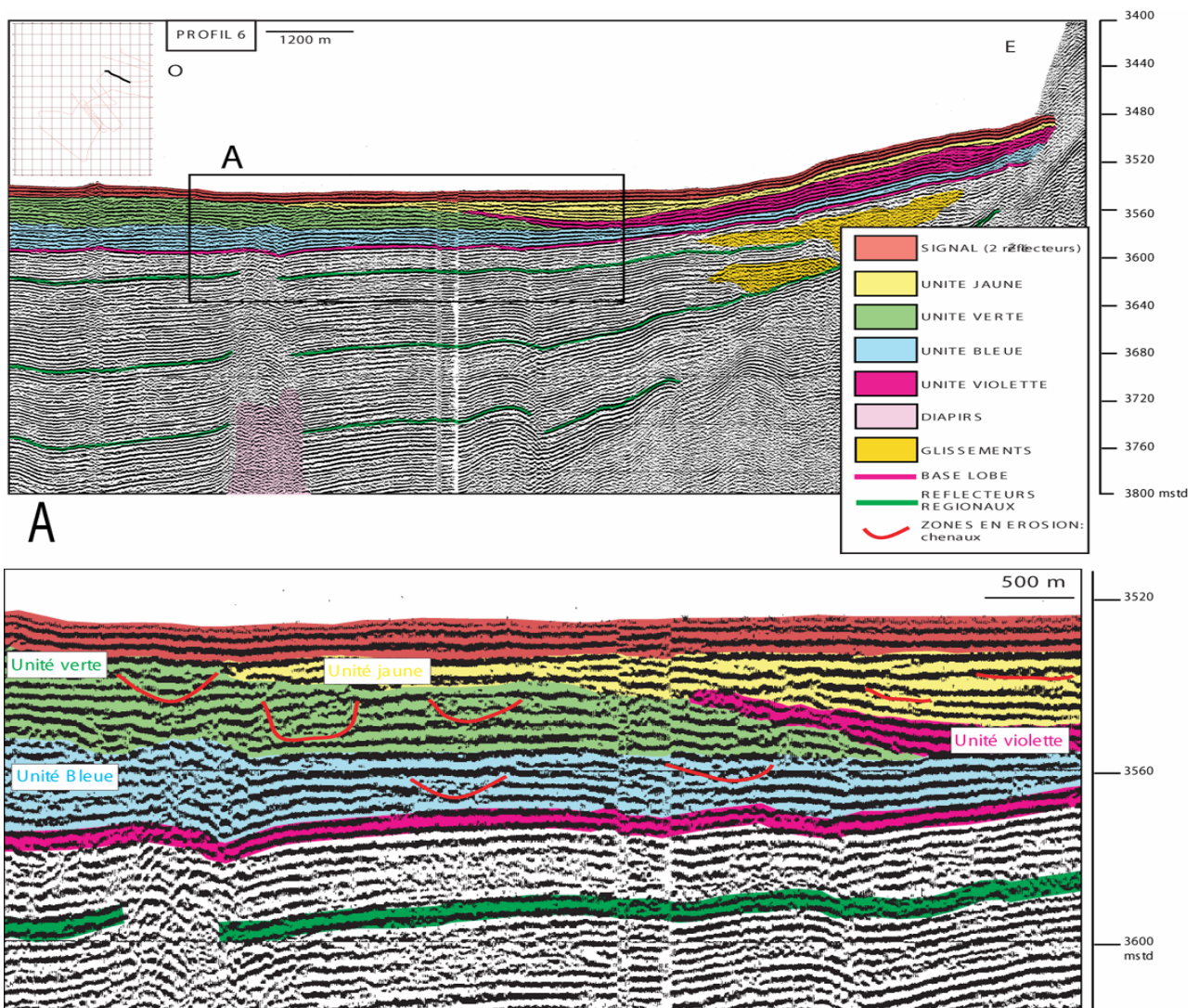


Figure 33 : Détail du profil NIC°06, montrant l'architecture interne des unités sismiques.

Ces chenaux visibles sur nos profils sismiques ont une largeur moyenne de plusieurs centaines de mètres pour une profondeur ne dépassant pas 20 mètres. Le profil NIC°02 (Figure 34) illustre bien la complexité de l'activité diapirique dans la zone d'étude, qui a créé des zones soit surélevées soit en dépression, ceci étant bien visible dans la partie Est du profil (Figure 34). Les contacts entre ces différentes zones peuvent faire penser à des failles liées à la remontée d'un diapir, mais aussi à des déformations dues à la présence d'un diapir légèrement décalé par rapport au profil dont on ne verrait que les déformations périphériques.

Dans tous les cas, la tectonique salifère joue un rôle dans la mise en place du lobe en modifiant la topographie du fond. Elle crée soit des obstacles parfois infranchissables soit de petits bassins qui seront comblés préférentiellement. Néanmoins, on arrive à corréliser les dépôts entre tous les bassins créés par les diapirs, ceci illustre une déformation de la zone qui ne va avoir qu'un impact local et non général sur la mise en place des dépôts des lobes distaux du Var.

Les profils sismiques montrent également des zones caractérisées par un faciès sismique transparent ou sourd (Figure 34) d'une épaisseur maximum de plus de 60 mstd (45 m). Ces zones, toujours situées au pied de la marge ouest corse, ont été interprétées comme des dépôts issus de glissements liés à l'activité gravitaire de cette marge. Leurs bases sont clairement érosives. Le toit de ces glissements est dans la majorité des cas ondulé. Les dépôts se mettant en place au-dessus de ces glissements drapent cette surface irrégulière.

Ces glissements ne semblent pas avoir une grande extension et il n'est pas possible de les corréliser entre deux profils parallèles. Tous ces glissements semblent s'être mis en place un peu avant et au cours du début de la mise en place des premiers dépôts distaux du système turbiditique du Var. Ces glissements jouent un rôle important sur la construction du lobe distal du Var dans sa partie orientale (cf chapitre suivant sur l'architecture des différentes unités qui constituent les lobes du Var), mais il est difficile de déterminer une chronologie relative entre tous ces corps sédimentaires (complexe de lobes et glissements).

## 2. LE COMPLEXE DE LOBES : LES DIFFERENTES UNITES

L'analyse des profils depuis leur base vers le sommet montre, que le complexe de lobe étudié ici repose sur des sédiments dont le faciès sismique n'est pas très différent de celui observé dans les lobes, ce qui suggère une alimentation turbiditique périodique au sein d'une sédimentation hémipélagique (zone de dépôt distale des chenaux anciens du Var ?). Elle se caractérise par des réflecteurs de forte amplitude (appelés réflecteurs régionaux sur les profils interprétés), qui séparent des unités d'épaisseur constante latéralement, excepté à l'approche de la marge corse.

Le complexe de lobe est constitué de différentes unités qui se biseautent au pied de la marge corse en s'intercalant localement avec des glissements issus de la marge corse.

Les différentes unités sismiques identifiées à partir des profils, sont limitées par des discontinuités érosives et des biseaux de sédimentation. Nous verrons ensuite comment elles s'organisent et peuvent être replacées dans l'évolution paléogéographique du système dans son ensemble. Pour cela, nous nous appuyerons sur des cartes isopaques et isochrones dont le détail et l'extension sont limités par l'espacement et l'absence de profils dans la partie ouest de la zone d'étude, mais aussi par l'érosion dans la vallée inférieure incisée dans le Nord de la zone d'étude.



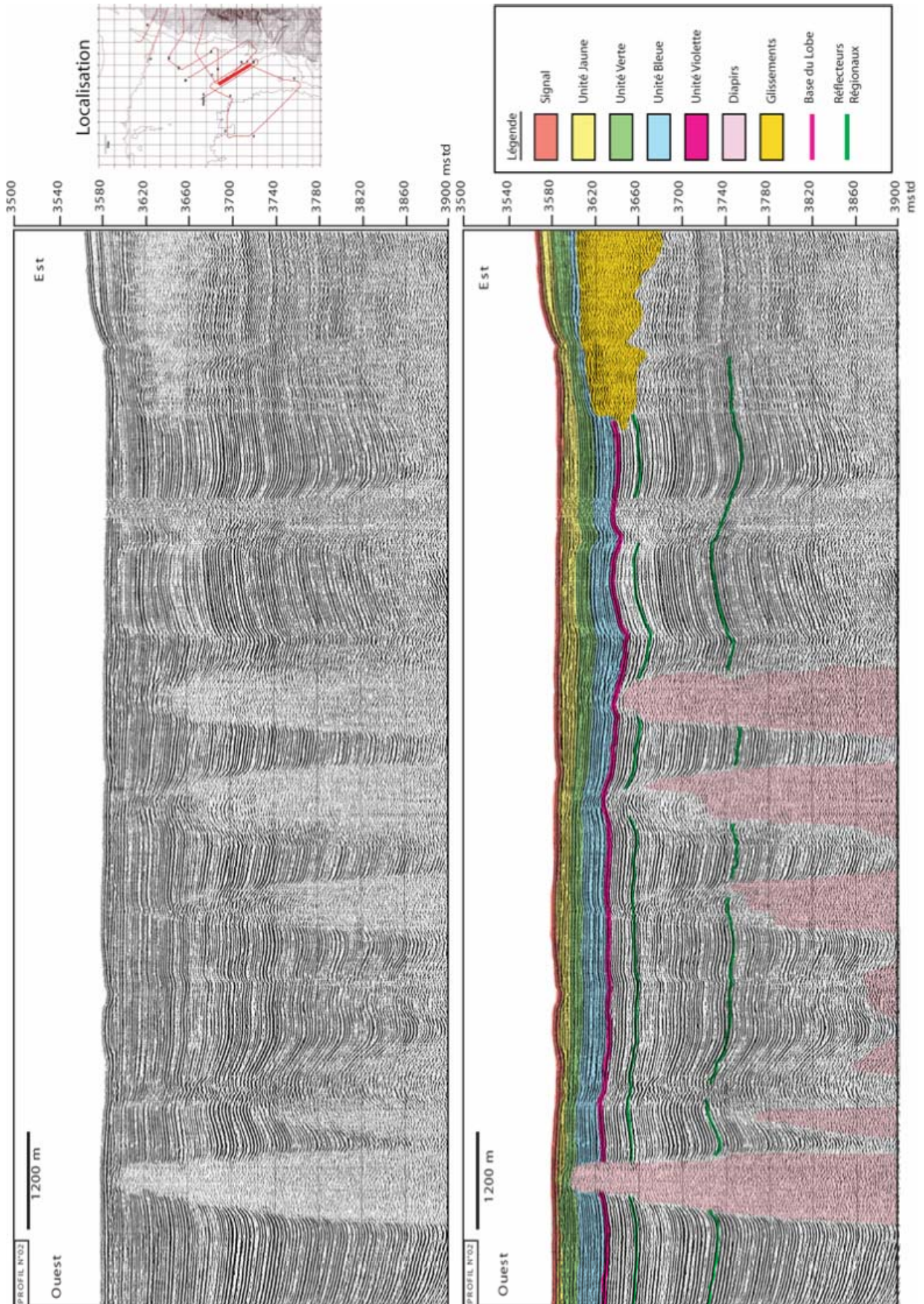


Figure 34 : Profil sismique interprété NIC°02.

## 2.1 / L'unité bleue

Cette unité allongée dans une direction NNE - SSW, est la plus ancienne des unités qui constituent le complexe de lobe du système turbiditique du Var. Cette unité bleue s'étend au moins sur 60 km dans une direction Nord - Sud et sur 30 km dans la direction Est-Ouest. Sa limite inférieure est caractérisée par un réflecteur de forte amplitude qui est souvent entrecoupé ou déformé par des diapirs. Ceci est visible sur la carte isopaque (Figure 35), où l'on distingue des zones où les dépôts s'amincissent jusqu'à disparaître en certains endroits. Les déformations dues au diapirisme peuvent également générer une augmentation de l'épaisseur des dépôts, par la création de petits bassins situés entre deux diapirs.

La carte isopaque montre que cette unité se prolonge encore vers le Sud et l'Ouest. Sa limite orientale se situe au bas de la pente corse, alors que sa limite ouest n'est pas atteinte sur nos profils sismiques. Mais il semble que l'épaisseur des dépôts tend à diminuer vers l'Ouest au delà d'un maximum d'épaisseur. Cette diminution semble être due à une remontée du fond visible par exemple sur le profil NIC° 02 (Figure 34). L'épaisseur maximale des dépôts se trouve au S-O de la zone. Dans cette partie, ils peuvent atteindre une épaisseur de plus de 30 mstd (environ 22 m).

La comparaison entre la carte isopaque de l'unité bleue (Figure 35) et la carte isochrone de la base du lobe (Figure 35), montre que les plus importantes épaisseurs de sédiment se situent bien au niveau d'un creux topographique. Le dépôt de cette unité semble correspondre à un remplissage d'un bassin peu profond et très large situé au pied de la marge ouest-corse.

Dans la partie orientale de la zone, on voit l'impact des glissements (faciès sismique chaotique) sur la mise en place des dépôts de cette unité. Au niveau du profil NIC°02 (Figure 34), le glissement crée un haut topographique, qui empêche la mise en place des dépôts dans cette zone. On retrouve la trace de ces glissements sur les cartes (Figure 35) sous forme d'avancées en forme de langue.

Le toit de cette unité est, tout comme sa base, caractérisé par un réflecteur puissant et assez continu sur toute la zone d'étude (Figure 36). Ce réflecteur au niveau duquel on ne distingue pas de figures d'érosion, est relativement plat dans toute la zone, ce qui montre que les dépôts de la première unité ont eu tendance à combler la zone en dépression. La carte isochrone de la base de l'unité verte (Figure 37) montre qu'il reste tout de même une tendance à l'approfondissement vers le Sud.

## 2.2 / L'unité verte

Cette unité d'orientation NNE - SSW est moins étendue que l'unité bleue (40 km dans la direction Nord Sud et 30 km dans la direction est-ouest). Sa limite sud se situe à environ N 42°20'. Sa limite est, également bien définie, se situe au niveau de la rupture de pente située à la base de la pente corse.

La carte isopaque (Figure 37) de cette unité montre des épaisseurs maximales de 30 mstd (environ 22 m) dans la partie nord-ouest de l'unité. La couverture sismique ne nous permet pas de définir la limite ouest de cette unité. Mais comme pour l'unité bleue on voit une tendance à l'amincissement des dépôts vers l'ouest, ceci indique que nous aurions sur nos profils au moins la moitié de cette unité.



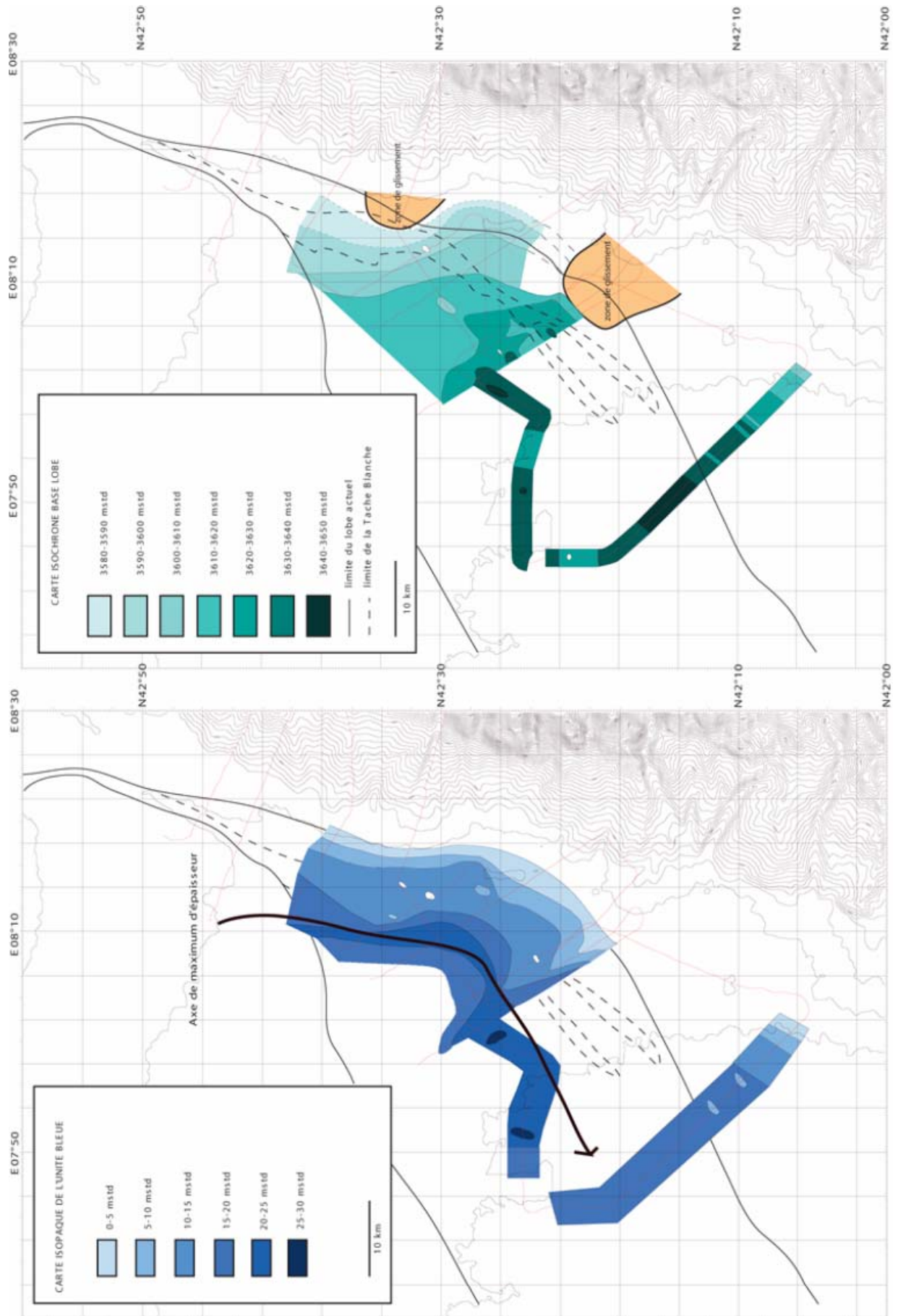


Figure 35 : Carte isochrone (en haut) de la base du lobe du Var et carte isopaque de l'unité bleue (en bas).





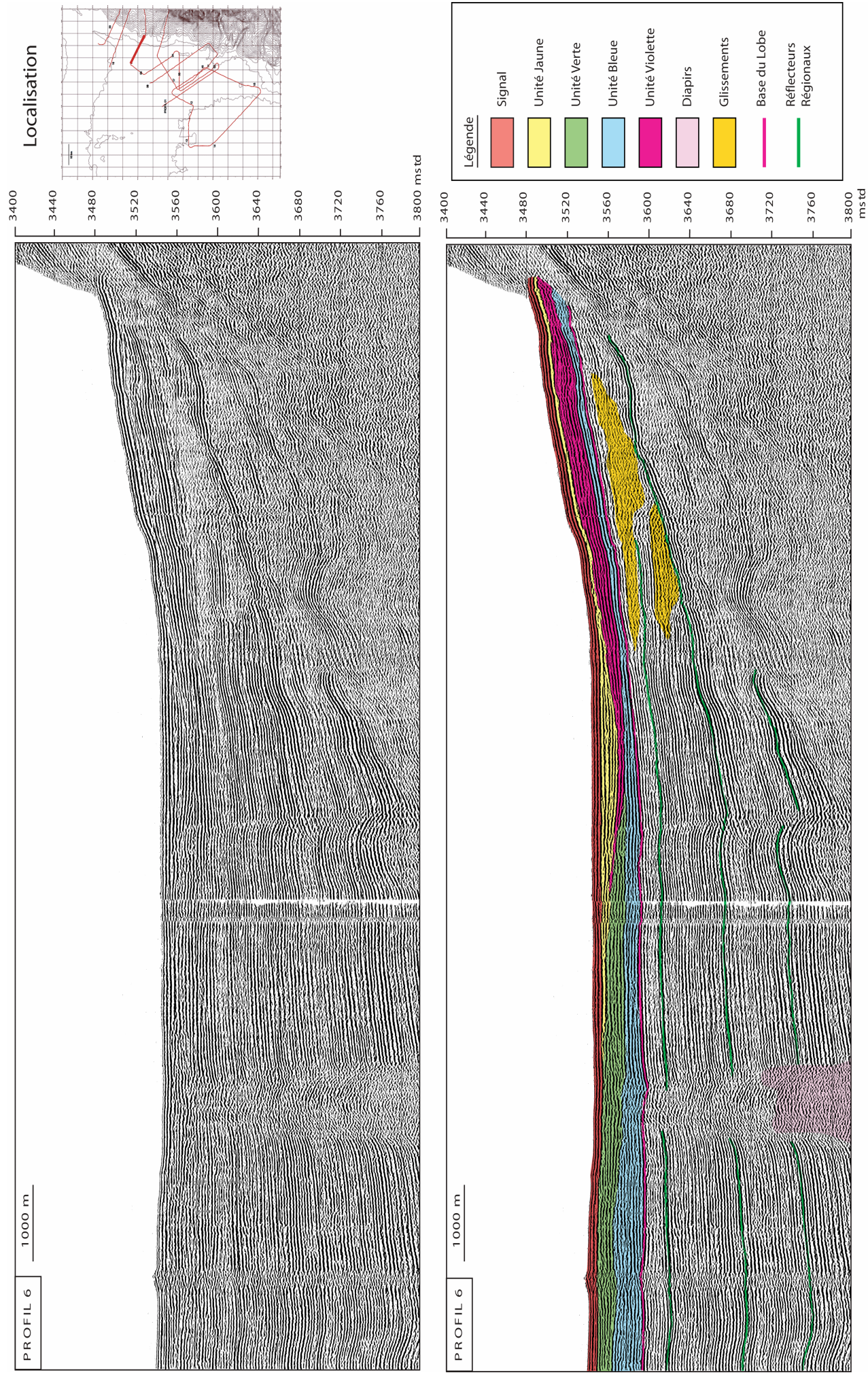


Figure 1 : Profil sismique interprété NIC<sup>06</sup>.





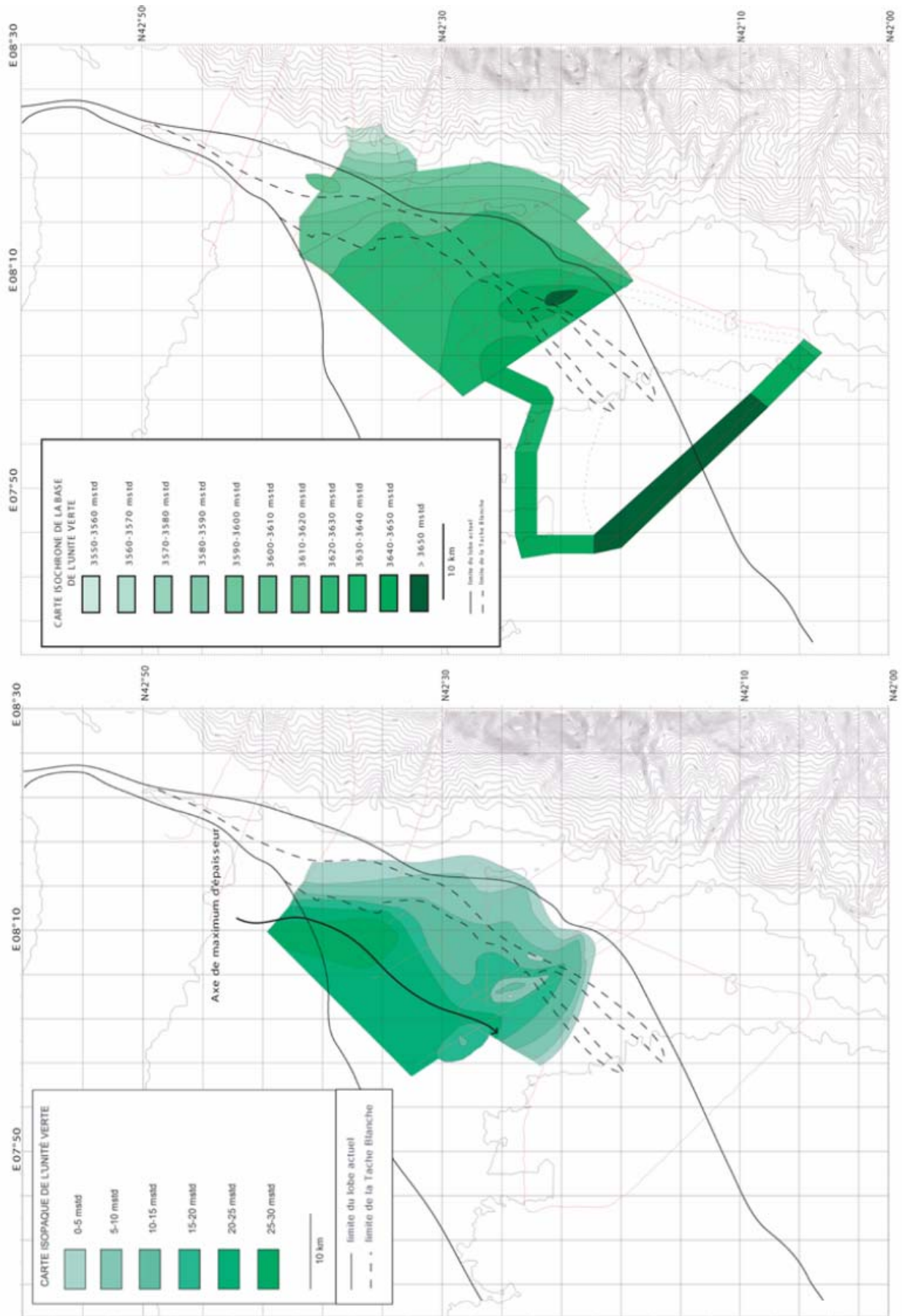


Figure 37 : Cartes isochrone de la base de l'unité verte (en haut) et isopaque de l'unité verte (en bas).

### 2.3 / L'unité Violette

Cette unité est la plus petite de la zone, on ne la retrouve que sur deux profils (N°06 et N°20) (Figure 36 et Figure 38). Sa localisation restreinte au pied de la marge corse et dans une zone très amont par rapport au complexe de lobe suggère qu'elle est liée à l'activité de la marge ouest corse.

Elle est située dans la partie nord-est de la zone d'étude et semble être liée à l'activité de la marge ouest corse. Son épaisseur maximale est d'une quinzaine de mètres. Elle va jouer un rôle important dans la mise en place de la dernière unité du lobe distal du Var, en la contraignant dans la partie orientale et amont de la zone.

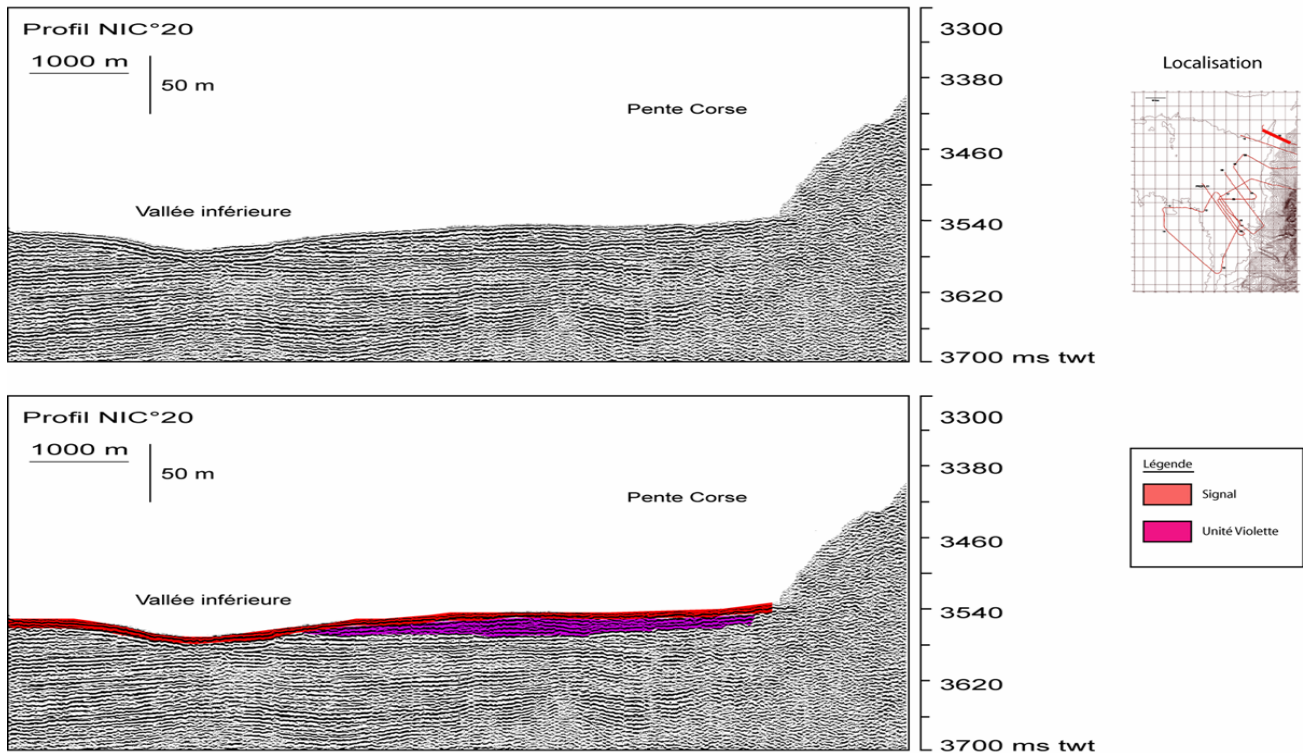


Figure 38 : Profil sismique interprété NIC°20.

### 2.4 / L'unité jaune.

Cette unité est la dernière unité qui se met en place au niveau de la zone d'étude et elle correspond au lobe tel qu'il a été défini à partir des données de sondeur de sédiment et d'imagerie. Elle est allongée dans une direction NNE-SSW (35 km dans une direction nord-sud et 25 km dans la direction est-ouest). L'extension de cette unité est plus faible que celle des deux autres unités majeures. L'épaisseur plus faible que les précédentes, est maximale dans la partie nord-est de cette unité où elle atteint 20 mstd (15 m).

Dans sa partie nord, les dépôts de l'unité jaune sont canalisés, par les unités bleue et verte à l'Ouest et l'unité violette à l'Est. Les dépôts sont canalisés vers un creux topographique situé dans la partie sud de la zone (Figure 39).

Sa zone d'alimentation, située au Nord de la zone, correspond approximativement à la position actuelle de la vallée inférieure.

On ne peut pas clairement définir l'extension de cette unité vers l'Ouest, du fait de la présence des deux réflecteurs liés au signal sismique en surface. Mais on peut penser que cette unité se prolonge vers l'Ouest, au moins jusqu'à la limite occidentale du lobe distal visible sur l'imagerie.

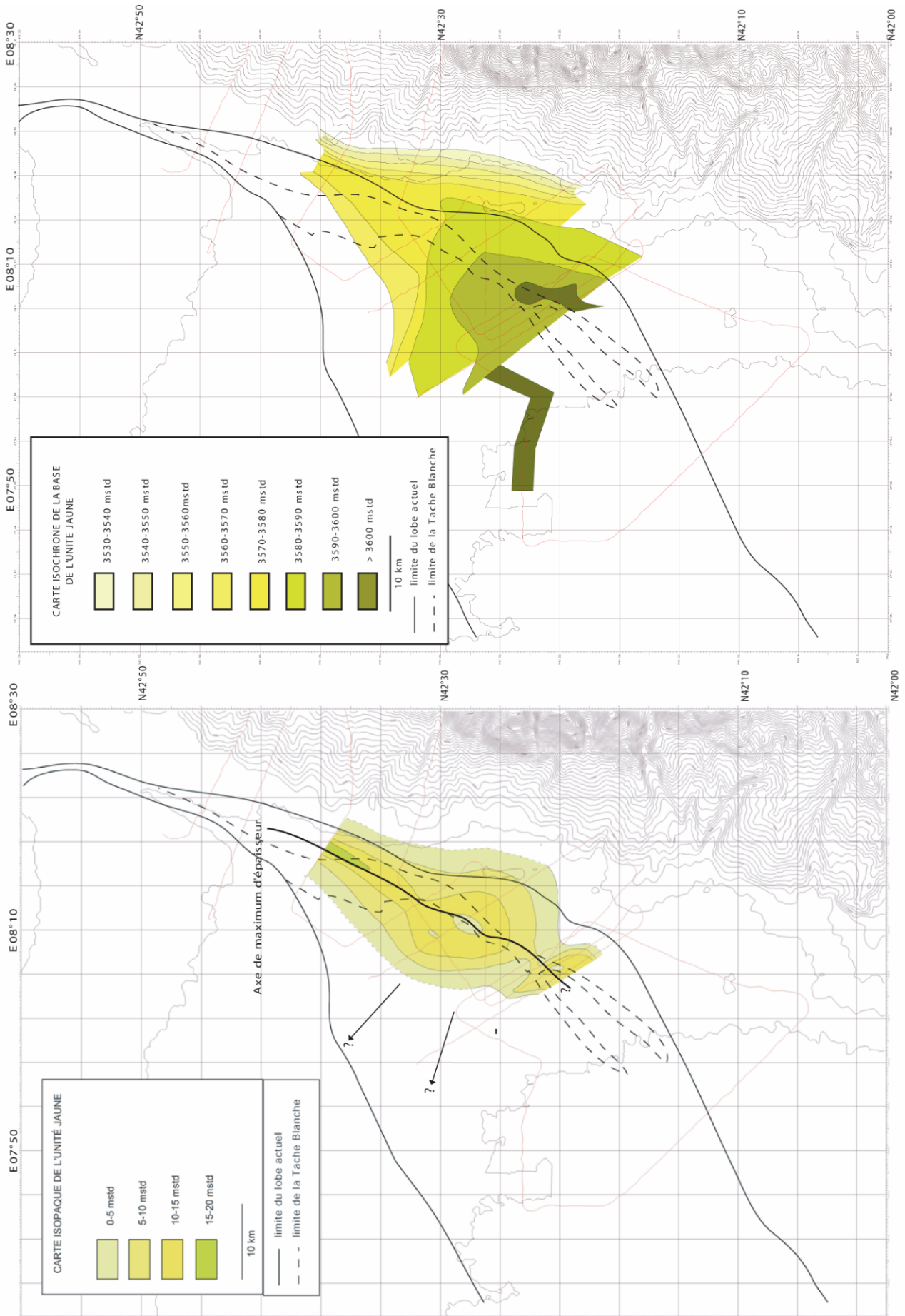


Figure 39 : Cartes isochrone de la base de l'unité jaune (en haut) et isopaque de l'unité jaune (en bas).

### III / LES DEPOTS DISTAUX DE L'EVENTAIL TURBIDITIQUE DU VAR

La zone d'épandage distale du système turbiditique du Var s'est construite par accumulation de plusieurs unités de dépôt de quelques dizaines de mètres d'épaisseur chacune, dont la zone d'alimentation a migré vers l'Est au cours du temps (Figure 40 et 41).

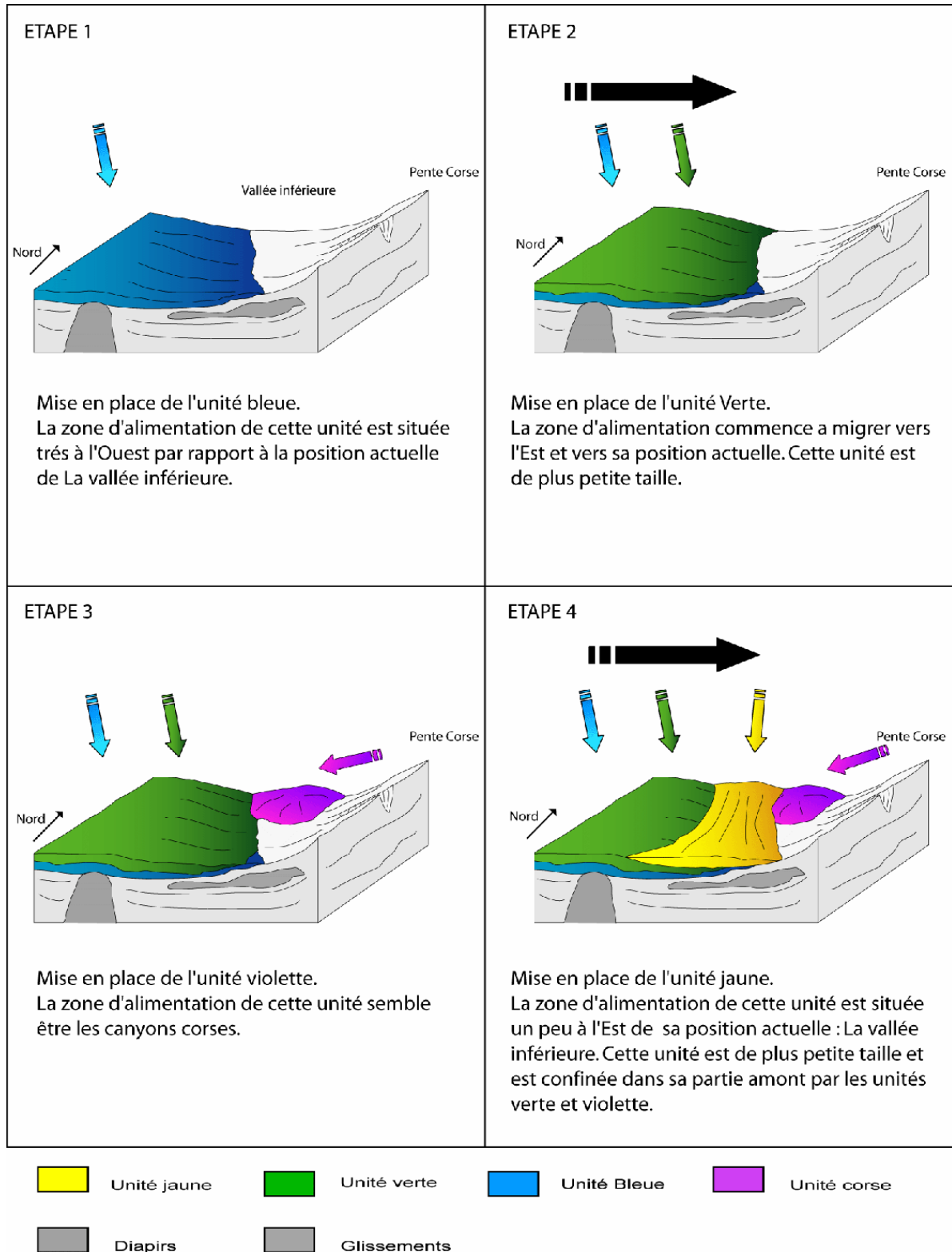


Figure 40 : Schémas récapitulatifs de la mise en place des unités sismiques. Illustration de la migration de la zone d'alimentation au cours du temps.



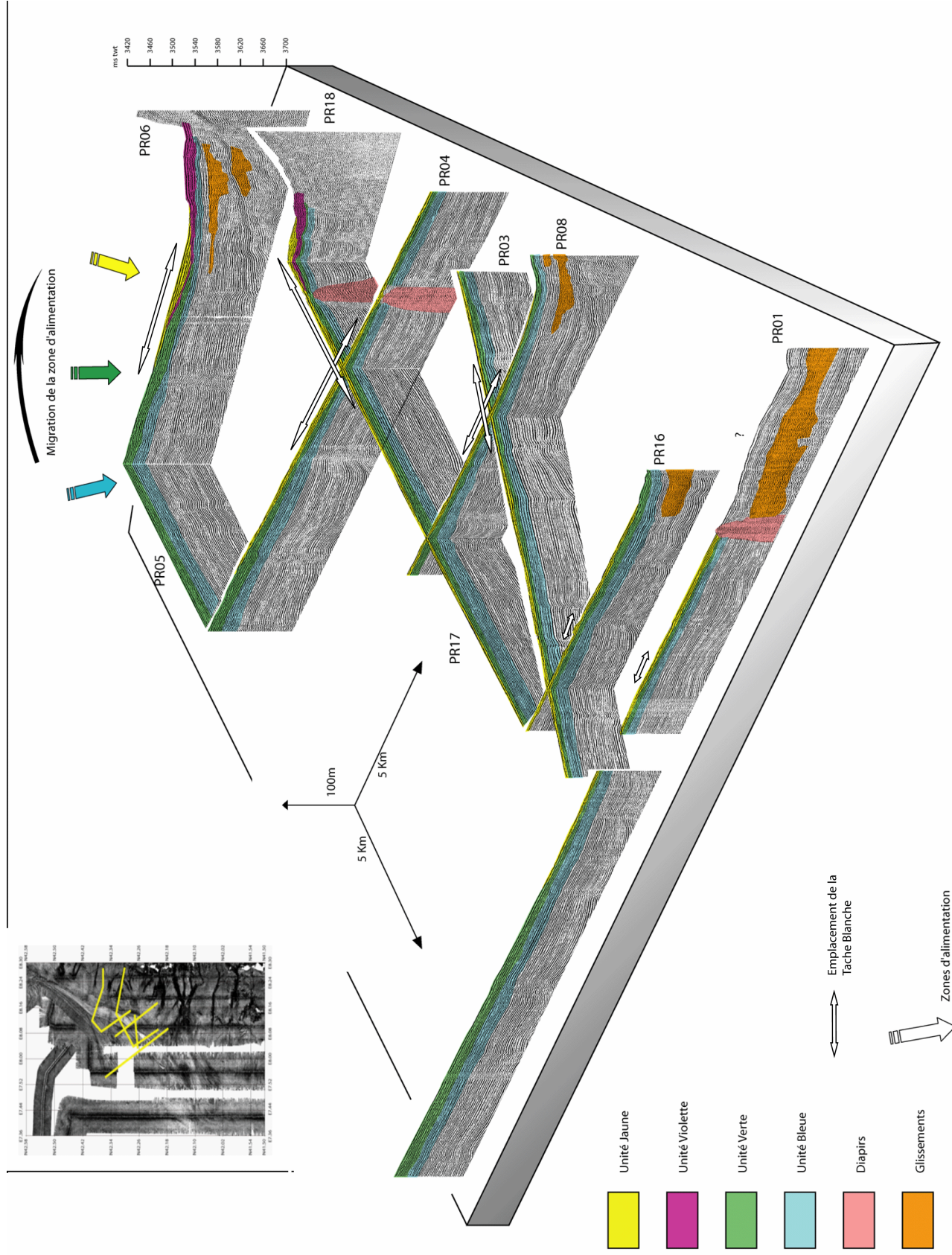


Figure 1 : Bloc 3D représentant la mise en place des différentes unités sismiques.







Une première hypothèse consiste à relier la migration de la zone d'alimentation des unités du complexe de lobes avec la construction de la ride sédimentaire du Var dans la partie amont du système, la ride sédimentaire du Var (cf. § 1.B.1.) s'étant mise en place en plusieurs étapes avec une migration vers l'Est des chenaux. Mais l'âge des premiers chenaux (C1, C2-3, et C4) est probablement trop ancien (arrêt de C3 daté à environ 3,3 Ma, début de C4 daté à 3 Ma) (Migeon, 2000) pour correspondre aux chenaux d'alimentation des unités sismiques identifiées au niveau du complexe de lobes du Var. Les positions des chenaux C5-6 et de la vallée inférieure actuelle correspondent plus à une zone d'alimentation possible. La migration de la zone d'alimentation des unités du lobe s'est probablement produite à des échelles de temps et d'espace beaucoup plus réduites que celles de la mise en place de la ride, la migration n'ayant probablement affectée que la partie distale de la vallée inférieure.

Le recoupement des différentes informations, comme les morphologies et architectures des corps sédimentaires, la nature et la répartition et l'âge des sédiments, obtenues à l'aide de tous les outils à notre disposition, permet de proposer un schéma de mise en place de la dernière unité (unité jaune) (Figure 42). La concordance de position entre cette dernière unité sismique et le lobe identifié sur l'imagerie EM12, ainsi que les dimensions de ces deux objets (largeur, longueur, surface et épaisseur), montre qu'ils sont en réalité deux images d'un même objet sédimentaire, obtenus à partir de deux types d'outils différents.

La topographie préexistante, liée dans la partie orientale aux dépôts d'origine gravitaire (glissements) de la pente ouest corse, ainsi qu'à la présence de l'unité violette et dans la partie occidentale à la présence des dépôts des deux premières unités (bleue et verte), va jouer un rôle prépondérant dans la mise en place du dernier lobe du Var. Dans la partie nord de la zone d'étude cette morphologie crée un bassin, canalisant les dépôts dans une direction NNE-SSW, alors que dans la partie aval, les dépôts sont moins contraints, entraînant un étalement plus important des dépôts.

L'étude des prélèvements, a permis d'identifier deux phases distinctes liées à deux modes de dépôts différents. Tout d'abord, un remplissage de l'espace disponible par deux séries de séquences turbiditiques sableuses à partir d'une multitude de micro chenaux (mode de fonctionnement dispersif), puis la mise en place dans l'axe central d'un dépôt de sable massif qui semble combler en partie le chenal d'alimentation du lobe.

Dans la partie occidentale, la carotte KNI-12 nous renseigne sur l'âge de début de mise en place de ce dernier lobe. La transition entre le dépôt de sable massif correspondant aux derniers dépôts appartenant à l'unité verte et les séquences turbiditiques situées en dessus, a été datée à 9370 ans B.P.. Sur cette carotte, on note également une diminution importante de l'activité gravitaire dans cette zone à partir d'environ 3000 ans B.P. correspondant au remplissage du chenal d'alimentation du lobe. On ne compte plus que deux très fins dépôts turbiditiques au niveau des sédiments situés dans la partie supérieure de ce prélèvement. Cette période d'abandon de la zone de dépôt occidentale correspond à l'activation de la zone orientale. Enfin, nous avons la mise en place de la *tache blanche* dans l'axe central du lobe à partir d'environ 1000 ans B.P.. La dernière unité lobée, qui s'est mise en place au cours de l'Holocène, est donc caractérisée par une durée de vie d'environ 10 000 ans.

Malgré plusieurs grandes différences, comme leur extension plus importante et leur forme bombée, dues à l'environnement de dépôt beaucoup moins confiné que lors du dépôt de l'unité jaune, ce schéma de mise en place d'une unité lobée pourrait être extrapolé aux deux autres unités identifiées dans la zone (unités bleue et verte). A l'intérieur des unités bleue et verte, on retrouve en effet une organisation caractérisée par la présence de nombreux chenaux de petites tailles correspondant probablement à la mise en place des séries de séquences turbiditiques sableuses à partir des microchenaux.

Suivant ce schéma de dépôt défini à partir du dernier lobe, la dernière étape de mise en place d'un lobe est caractérisée par un dépôt de sable massif qui comble le chenal d'alimentation du lobe et provoque la

bifurcation de la zone d'alimentation. On retrouve ce type de dépôt à la transition entre l'unité verte et l'unité jaune, datée à environ 10 000 ans B.P. (carotte KNI-12), correspondant à la transition Pleistocène-Holocène et au niveau de l'unité jaune à environ 1000 ans B.P. (carottes de la tache Blanche).

Comme l'a montré le transect de mesures géotechniques au travers de la *tache blanche*, ces sables massifs ne se sont pas mis en place en un seul événement, mais plutôt à partir de plusieurs écoulements. Néanmoins le remplissage de l'axe majeur des lobes par les sables massifs semble être un phénomène qui intervient très tard dans l'histoire d'un lobe.

Les processus à l'origine de ce type d'événement peuvent être liés à plusieurs facteurs ou à leur combinaison : séisme, qui permettra la remobilisation de volume important de sédiments et/ou fluctuations du niveau marin. Le niveau marin peut jouer un rôle de régulateur des apports, avec dans le cas du dernier lobe, un apport plus ou moins régulier de sédiments sous forme de courants gravitaires de type bouffée turbide au cours de la remontée du niveau marin (de 10 000 ans à 1000 ans B.P.). Au cours de cette période, une partie des sédiments sableux ont probablement été stockés dans la partie amont du système, au niveau du delta ou dans le chenal du système turbiditique du Var. Ce stock de sédiments a pu être déstabilisé en haut niveau marin et fournir des sédiments grossiers qui sont à l'origine du dépôt des sables massifs au niveau du lobe.

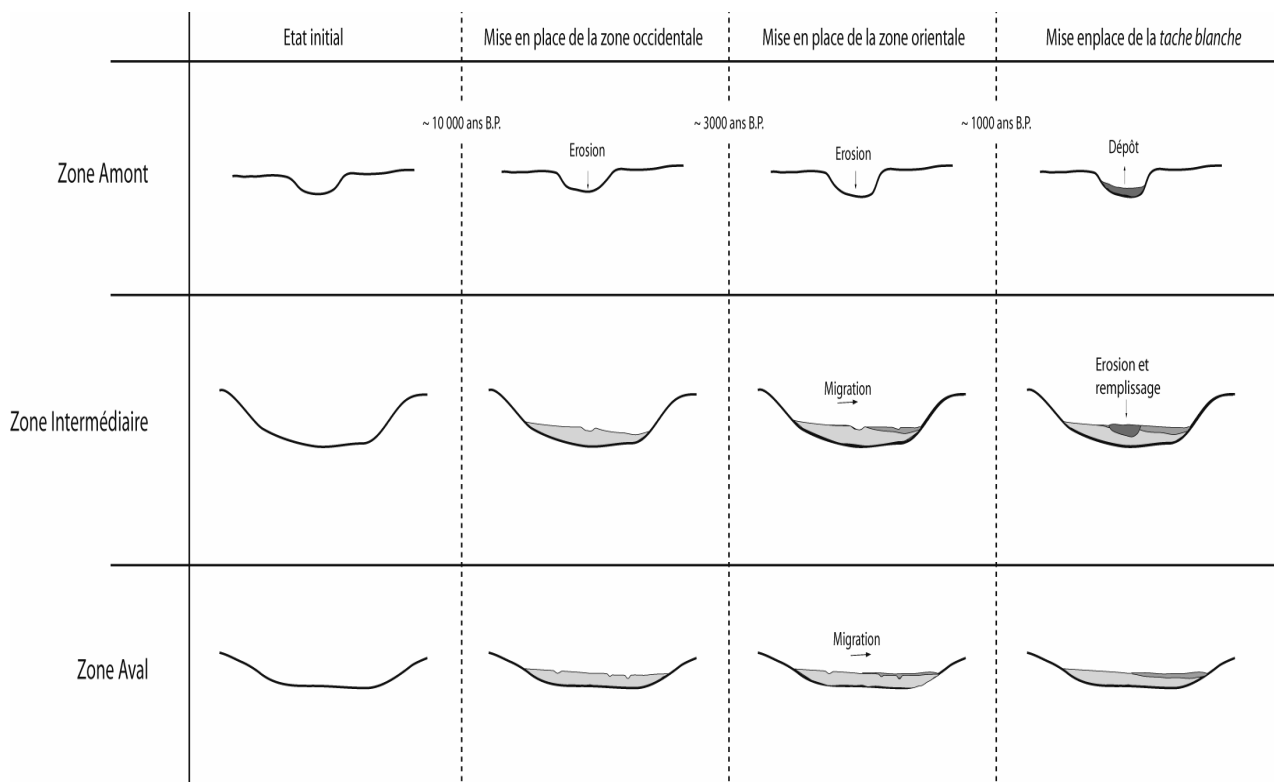


Figure 42 : Schémas synthétiques de la mise en place du dernier lobe du lobe du Var.

## RESUME DES PRINCIPAUX RESULTATS

Le système turbiditique du Var se met en place en mer Ligure à partir du Pliocène, après la crise Messinienne. Son évolution a ensuite été marquée par l'édification d'une ride sédimentaire asymétrique limitée dans la partie amont du système. Il en résulte une des particularités de ce système à savoir l'existence d'un lobe détaché situé au pied de la marge ouest corse et à environ 2700 m de profondeur d'eau et 230 km de la tête du canyon du Var. Il s'étend sur 80 km de long et 40 km de large et est alimenté par un chenal unique : la vallée inférieure du Var.

Le lobe du Var dans sa position actuelle est Holocène. Le dernier événement enregistré (la *tache blanche*) date d'environ 1000 ans B.P.. La position des lobes anciens du Var était probablement plus à l'Ouest.

Dans la zone d'étude, les dépôts issus des canyons corses sont plus anciens que ceux du dernier lobe distal du Var (unité jaune).

On distingue deux zones à l'intérieur du lobe. Une zone amont qui est très resserrée et une zone aval où les dépôts commencent à diverger.

Les sédiments qui constituent le lobe distal du Var sont très sableux. Ils se divisent en deux grands types :

- des dépôts qui s'organisent en séquences sableuses granoclassées qui se répartissent largement dans la partie occidentale du lobe et s'organisent en petites unités dans la partie orientale du lobe. Ce type de séquence se met en place suivant un mode de fonctionnement dispersif caractérisé par la division d'un courant unitaire en de nombreux sous-courants qui vont créer et emprunter des axes de transit de petites tailles.

- des sables massifs qui se concentrent sur un axe central (la *tache blanche*). Ce type de séquence se met en place suivant un mode de fonctionnement confiné où les sédiments restent concentrés dans un seul chenal. L'épaisseur maximale de ce type de dépôt au sein du dernier lobe est d'environ 1 m. L'architecture des ces corps sableux semble être assez complexe, impliquant une faible connexion verticale et latérale entre les dépôts de sables.

Le complexe de lobes est constitué par un stack de trois unités sismiques majeures. La zone d'alimentation de ces unités a migré vers l'Est au cours du temps.

## BIBLIOGRAPHIE

- Bellon, H., Maury, R.C., Bellaïche, G., Rehault, J.-P., Mermet, and A. J.-F., J.-M., (1984). Age et nature des formations volcaniques prismées observées et prélevées dans le canyon des Moines (Sud-Ouest Corse) pendant la campagne Cyaligure. *Marine Geology* 67: 163-176.
- Bourcart, J. (1957). "Essai de carte sous-marine de l'ouest de la Corse." *Rév. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* 1: 31-36.
- Bonnel, C., B. Dennielou, L. Droz, T. Mulder and S. Berné (2005). "Architecture and depositional pattern of the Rhône Neofan and recent gravity activity in the Gulf of Lions (Western Mediterranean)." *Marine and Petroleum Geology*.
- Bonnel, C., B. Savoye, M. Cremer and M. Bez (2003). Le lobe distal du Var (Mer Ligure, Méditerranée): Architecture sismique, faciès acoustiques, nature des Sédiments. 9ème Congrès Français de Sédimentologie, Bordeaux, ASF.
- Galloway, W. E. (1998). "Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems: Component facies, stratigraphic architecture, and classification." *AAPG Bulletin* 82: 569-595.
- Hugo, A. (1999). Modélisation des écoulements gravitaires catastrophiques par une approche objet dynamique : Erosion - Transport - Dépôt. Paris, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI: 247.
- Jegou, I. (2002). Comment l'activité turbiditique est-elle enregistrée dans les dépôts de débordement de la ride sédimentaire du Var?, Université de Bretagne occidentale.
- Kenyon, N. H., I. Klaucke, J. Millington and M. K. Ivanov (2002). "Sandy submarine canyon-mouth lobes on the western margin of Corsica and Sardinia, Mediterranean Sea." *Marine Geology* 184: 69-84.
- Klaucke, I., B. Savoye and P. Cochonat (2000). "Patterns and processes of sediment dispersal on the continental slope off Nice, SE France." *Marine Geology* 162(2-4): 405-422.
- Lowe, D. R. (1982). Sediment gravity flows : II) Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*. 52: 279-297.
- Middleton, G. V. and M. A. Hampton (1973). Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. Turbidites and deep-water sedimentation. G. V. Middleton and A. H. Bouma. Los Angeles, Pacific Section SEPM: 1-38.
- Migeon, S. (2000). Dunes géantes et levées sédimentaires en domaine marin profond : approche morphologique, sismique et sédimentologique. Ecole Doctorale des Sciences du Vivant, Géosciences, Sciences de l'environnement. Talence, France, Université Bordeaux 1: 288.
- Migeon, S., B. Savoye and J.-C. Faugères (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., B. Savoye, E. Zanella, T. Mulder, J.-C. Faugères and O. Weber (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.
- Mulder, T. and J. Alexander (2001). "The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits." *Sedimentology* 48: 269-299.
- Mulder, T., S. Migeon, B. Savoye and J.-M. Jouanneau (2001). "Twentieth century floods recorded in the deep Mediterranean sediments." *GSA Bulletin* 29(11): 1011-1014.
- Mulder, T., B. Savoye, D. J. W. Piper and J. P. M. Syvitski (1998). The Var submarine sedimentary system : understanding Holocene sediment delivery processes and their importance to the geological record.

Geological processes on Continental Margins : Sedimentation, Mass-Wasting and Stability. M. S. Stocker, D. Evans and A. Cramp, Geological Society, London, Special Publications. 129: 146-166.

Mulder, T., B. Savoye and J. P. M. Syvitski (1997). "Numerical modelling of a mid-sized gravity flow: the 1979 Nice turbidity current (dynamics, processes, sediment budget and seafloor impact)." *Sedimentology* 44: 305-326.

Mulder, T., B. Savoye, J. P. M. Syvitski and P. Cochonat (1996). Origine des courants de turbidité enregistrés à l'embouchure du Var en 1971. *C. R. Acad. Sci. Paris.* 322: 301-307.

Mulder, T., J. P. M. Syvitski, S. Migeon, J.-C. Faugeres and B. Savoye (2003). "Marine Hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review." *Marine and Petroleum Geology*(20): 861-882.

Parker, G. (1982). Conditions for the ignition of catastrophically erosive turbidity currents. *Marine Geology.* 46: 307-327.

Pautot, G. and G. Bellaiche (1993). "Apport de la fonction "imagerie acoustique " du sondeur Simrad EM12D de l'Atalante sur la connaissance de la nature des fonds océaniques: prolongement du canyon du Var à l'Ouest de la Corse." *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 317: 663-670.

Piper, D. J. W. and B. Savoye (1993). "Processes of late Quaternary turbidity current flow and deposition on the Var deep-sea fan, north-west Mediterranean Sea." *Sedimentology* 40: 557-582.

Rabineau, M. (2001). Un modèle géométrique et stratigraphique des séquences de dépôts quaternaires sur la marge du golfe du Lion: enregistrement des cycles climatiques de 100 000 ans. Rennes, France, Université Rennes I: 445.

Savoye, B. and D. J. W. Piper (1991). "the Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, Southern France." *Marine Geology* 97: 279-304.

Savoye, B., D. J. W. Piper and L. Droz (1993). "Plio-Pleistocene evolution of the Var deep-sea fan off the French Riviera." *Marine and Petroleum Geology* 10: 550-571.

Shanmugam, G. (1996). High-density turbidity currents: are they sandy debris-flows ? *Journal of Sedimentary Research.* 66: 2-10.

Toucane, S. (2002). Etudes sédimentologiques sur carottes sédimentaires prélevées en Méditerranée Occidentale., IFREMER, INTECHMER: 42.

Unterseh, S. (1999). Cartographie et Caractérisation du Fond Marin par Sondeur Multifaisceaux. Laboratoire Environnement, Géomécanique et Ouvrages. Nancy, Institut National Polytechnique de Lorraine: 234.

## LISTE DES FIGURES

Figure 1: Carte de localisation générale du système turbiditique du Var. _____	42
Figure 2 : Vue 3D de la morphologie et des faciès de réflectivité EM12 D de la Baie des anges (Unterseh, 1999.) _____	43
Figure 3: Vue 3D de la Ride Sédimentaire du Var et de ses grands ensembles morphologiques (Jegou, 2002. _____	44
Figure 4 : Vue 3D de la morphologie et des faciès de réflectivité EM12 D de la vallée inférieure du système turbiditique du Var (Unterseh, 1999). _____	45
Figure 5 : Carte des principaux paléo-chenaux (C2-3, C4 et C5-6) du système turbiditique du Var (d'après Savoye et al., 1993, Migeon, 2000). _____	46
Figure 6 : Carte bathymétrique des différents canyons incisant la pente ouest corse au niveau de notre zone d'étude. _____	49
Figure 7 : Carte en réflectivité de l'imagerie EM12 D du lobe distal du Var (en foncé : Réflectivités fortes ; en clair : faibles réflectivités). Localisation des zones amont et aval. _____	51
Figure 8 : Carte d'imagerie EM12 D de la zone amont. _____	52
Figure 9 : Profil (NIC°19) de sondeur de sédiment (3.5 kHz) au travers de l'axe de faible réflectivité ____	53
Figure 10 : Carte d'imagerie acoustique de la zone aval avec la position des profils de sondeur de sédiment de la figure 13. (1) : forte réflectivité (canyons et dépôts corses). (2), (3), (5) : représentent les différentes unités superficielles identifiées sur l'imagerie EM12 D. (4) : très faibles réflectivités (Tache blanche) ; (6) : Linéaments. _____	54
Figure 11 : Zoom du profil NIC°06 montrant une des petites unités litées continues situées au pied de la pente corse. _____	56
Figure 12 : Zoom du profil NIC°11 montrant une des petites unités située au pied de la pente corse. ____	57
Figure 13 : Evolution amont aval des différents types d'axes de transit. _____	58
Figure 14 : Carte de répartition des faciès de sondeur de sédiment. _____	59
Figure 15 : Carte de localisation des prélèvements effectués dans notre zone d'étude. En jaune les carottages de la mission NICASAR, en rouge les carottages de la mission ESSAM 2 et en orange, les prélèvements de la mission WASP. _____	61
Figure 16 : Photo et RX et médiane d'un exemple de la séquence A. _____	63
Figure 17 : Comparaison du carottage KSE-13 et de deux carottages interfaces prélevés sur la même position, montrant la présence d'un niveau d'argile à la surface du lobe distal du Var. _____	63
Figure 18 : Carotte KNI-05 montrant la succession des séquences SF, SE, SD, SC, SB et SA. _____	66
Figure 19 : Minéraux rouge de dégradation prélevés au niveau d'une séquence E. _____	66
Figure 20 : Carotte KNI-06 montrant la succession des séquences SF, SD, SC, SB et SA. _____	67
Figure 21 : Sections 1, 2, 3 de la carotte KNI-12. _____	68
Figure 22 : Trois exemples des différents faciès déformés rencontrés dans nos carottes. _____	68
Figure 23 : Nature des sédiments de la tache blanche dans la zone amont du lobe. _____	69
Figure 24 : Les différents paramètres géotechniques permettant d'aboutir à un log estimé (méthode de Ramsey, 2002). _____	70
Figure 25 : Ligne de module géotechnique EMG06 calibrée par trois carottages Kullenberg montrant la limite basse de la séquence de sable massif centrée sur la tache blanche (Bonnell et al., 2003). Chaque point de mesure géotechnique est espacé de 500 m. _____	71
Figure 26 : Transect de carottes montrant la transition entre les dépôts du lobe du Var et les dépôts issus des canyons corses. _____	73



---

Figure 27 : Transect KNI-06, KNI-07, KNI-08. Pourcentage des différentes fractions granulométriques des sables. _____	74
Figure 28 : En haut : carte de répartition des sédiments montrant les pourcentages relatifs d'argile, de silt et de sable. En bas : carte de répartition montrant les pourcentages relatifs des sables. _____	75
Figure 29 : Figure montrant les datations que nous avons au niveau du lobe. _____	77
Figure 30 : Âge de la tache blanche. _____	78
Figure 31 : Schéma récapitulatif de la mise en place du lobe récent du Var. _____	80
Figure 32 : Schéma illustrant les deux types d'axes de transit observés à la surface du lobe récent du Var. _____	82
Figure 33 : Détail du profil NIC°06, montrant l'architecture interne des unités sismiques. _____	83
Figure 34 : Profil sismique interprété NIC°02. _____	85
Figure 35 : Carte isochrone (en haut) de la base du lobe du Var et carte isopaque de l'unité bleue (en bas). _____	87
Figure 36 : Profil sismique interprété NIC°06. _____	88
Figure 37 : Cartes isochrone de la base de l'unité verte (en haut) et isopaque de l'unité verte (en bas). _____	89
Figure 38 : Profil sismique interprété NIC°20. _____	90
Figure 39 : Cartes isochrone de la base de l'unité jaune (en haut) et isopaque de l'unité jaune (en bas). _____	91
Figure 40 : Schémas récapitulatifs de la mise en place des unités sismiques. Illustration de la migration de la zone d'alimentation au cours du temps. _____	92
Figure 41 : Bloc 3D représentant la mise en place des différentes unités sismiques. _____	93
Figure 42 : Schémas synthétiques de la mise en place du dernier lobe du lobe du Var. _____	95

**PARTIE III : LE DERNIER COMPLEXE DE LOBES DU  
ZAÏRE**



## SOMMAIRE

<b>I / L'APPAREIL TURBIDITIQUE DU ZAÏRE.</b>	<b>105</b>
<b>A/ L'éventail turbiditique du Zaïre</b>	<b>105</b>
<b>B/ Architecture générale du système actuel.</b>	<b>107</b>
1. Le canyon et la vallée turbiditique supérieure.	107
2. Le système chenal – levée actuel.	108
3. Les lobes.	111
<b>C / Alimentation du système et initiation des écoulements</b>	<b>112</b>
<b>D / La répartition des sédiments</b>	<b>113</b>
<b>E/ Mise en place et évolution du chenal actuel du Zaïre</b>	<b>113</b>
<b>F/ Le surcreusement du chenal</b>	<b>114</b>
<b>II / LES LOBES DANS LE SYSTEME ZAÏRE</b>	<b>115</b>
<b>A/ Le lobe A25</b>	<b>115</b>
<b>B/ Le lobe Nord</b>	<b>119</b>
<b>C/ La zone distale du chenal actuel du Zaïre.</b>	<b>122</b>
1. Reconnaissance du complexe de lobe.	122
1.1 / Organisation générale.	122
1.2 / Faciès acoustiques et structure superficielle	126
a/ Répartition des faciès acoustiques	126
b/ Architecture superficielle	127
2. La structure superficielle	134
2.1 / Les chenaux	135
2.2 / Le corps du lobe et sa terminaison	145
2.3 / Les observations ROV	148
3. Distribution des sédiments superficiels : Faciès et séquences	152
3.1 / Les argiles massives	152
3.2 / Les séquences turbiditiques argilo - silteuses.	155
3.3 / Les Slumps et Debris-Flows	158
3.4 / Les sables massifs	160
4. Répartition des sédiments au niveau du lobe.	161
5. Age de mise en place du dernier complexe de lobes.	168
6. Mise en place et structure interne (sismique)	173
6.1 / Les faciès sismiques.	174
6.2 / Mise en place du dernier complexe de lobes	175
a/ Architecture interne des zones de dépôts	175
b/ Relations géométriques entre les zones de dépôts	182

<b>III / DISCUSSION</b>	<b>186</b>
<b>Mise en place du dernier complexe de lobes</b>	<b>186</b>
<b>Progradation du complexe de lobes et incision du chenal</b>	<b>187</b>
<b>Mise en place des zones de dépôt</b>	<b>189</b>
<b>Les chenalisations</b>	<b>192</b>
<b>Origine et répartition des blocs</b>	<b>193</b>
<b>Répartition des sédiments</b>	<b>194</b>
<b>CONCLUSIONS</b>	<b>198</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE</b>	<b>199</b>
<b>LISTE DE FIGURES</b>	<b>202</b>

Le second chantier que j'ai étudié dans le cadre de ma thèse, est le système turbiditique du Zaïre. Cette étude s'intègre dans le projet ZaïAngo (partenariat IFREMER-TOTAL) qui avait pour but d'étudier le fonctionnement de la marge Congo-Angolaise. Les différentes thématiques abordées par ce projet (stabilité de pentes, circulations de fluides, structure profonde de la marge, architecture et processus sédimentaires de l'éventail turbiditique) et le volume important de données (8 missions à la mer) sur l'ensemble du système (du canyon jusqu'aux lobes) font de cette étude un des chantiers majeurs au plan mondial de ces dernières années.

Mon travail est centré sur l'étude des lobes distaux du système sédimentaire actuel et plus particulièrement sur le dernier complexe de lobes situé au débouché du chenal actuel. Cette étude est basée sur un jeu de données comprenant des données sismiques (haute résolution et très haute résolution), des données acoustiques (sondeur de sédiments), de sondeur multifaisceaux EM 12D (bathymétrie et imagerie acoustique), d'images de sonar latéral (SAR), de prélèvements in-situ (carottages Kullenberg) et d'observations directes du fond (plongées ROV).

Le contrat entre IFREMER et TOTAL a duré six ans, de 1998 à 2004. Au cours de ces années de nombreux travaux ont été effectués dans les différentes thématiques. Ces études ont permis de bien connaître le fonctionnement du système actuel du Zaïre de la zone amont (canyon) à la zone aval (lobes). Mon travail reprend une partie des résultats déjà obtenus sur les lobes, mais un travail beaucoup plus poussé d'intégration des différents types de données restait à faire pour préciser les processus et confirmer ou infirmer les hypothèses proposées.

La première partie de ce chapitre a pour but, à partir des travaux réalisés antérieurement, de présenter le système sédimentaire du Zaïre dans son ensemble et plus particulièrement le système actuel, mais aussi de retracer l'historique du dépôt des séries turbiditiques depuis l'Oligocène, début de la construction turbiditique sur la marge Congo - Angolaise (Brice et al., 1982). La seconde partie est consacrée à l'exposé de mes résultats, qui seront discutés dans une troisième partie.

## I / L'APPAREIL TURBIDITIQUE DU ZAÏRE.

L'éventail turbiditique du Zaïre se développe sur la marge du Congo et de l'Angola, dans la partie méridionale du Golfe de Guinée. La marge est une marge continentale passive et mature qui résulte de l'ouverture de l'Océan Atlantique Sud au Crétacé Inférieur (130 millions d'années) (Jansen et al., 1985, Marton et al., 2000). Le dépôt des séries turbiditiques sur cette marge débute à l'Oligocène (Brice et al., 1982 ; Babonneau, 2002 ; Droz et al., 2003)

### *A/L'EVENTAIL TURBIDITIQUE DU ZAÏRE*

L'analyse conjointe de la bathymétrie, de l'imagerie EM12 et des données de sismique acquises au cours des missions ZaïAngo 1 et 2 a permis de montrer que la surface de l'éventail est marquée par de nombreux systèmes chenaux levées inactifs (Savoye et al., 2000). Les profils de sismique réflexion ont montré que le corps de l'éventail est essentiellement composé par la juxtaposition ou l'empilement de systèmes chenaux levées et d'unités plus ou moins lobées (Droz et al., 1996 ; Savoye et al., 2000). Plus de 80 chenaux tous attribués au Quaternaire, ont été reconnus et hiérarchisés (Figure 1) (Droz et al., 2003).

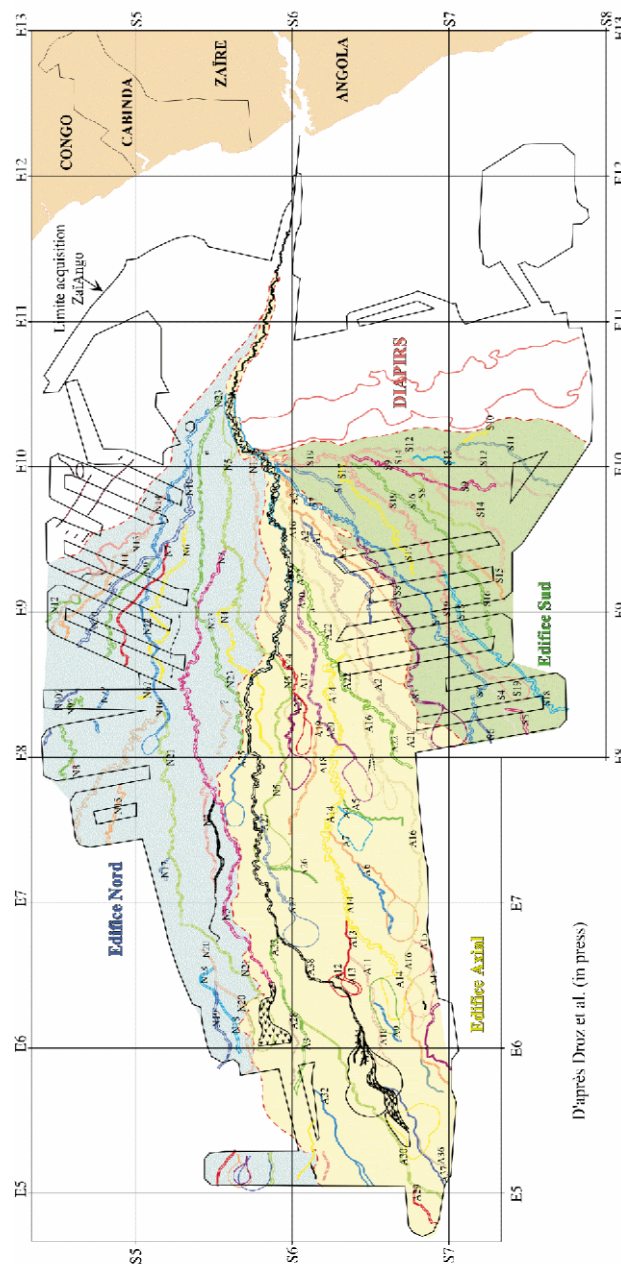
Ces chenaux se regroupent en trois grands édifices, qui se connectent en amont à la seule vallée principale (Figure 1).

Le plus ancien des trois, est l'édifice nord (Figure 2). Il est recouvert par un épais drapage hémipélagique (50 à 80 m d'épaisseur). 23 chenaux majeurs ont été cartographiés à sa surface. Ensuite le système a migré

vers le Sud. Ce système sud remplit un creux topographique situé à l'avant du bourrelet compressif de la déformation salifère. 19 chenaux majeurs ont été identifiés à sa surface. L'édifice axial situé entre les deux autres systèmes est le plus récent. 38 chenaux ont été identifiés à sa surface. Le chenal A38 correspond au dernier chenal, celui actif actuellement (Babonneau, 2002).

Des estimations d'âge ont été proposées en se fondant sur des données sismiques et des données de forage ODP 1075 du leg 175 (Wefer et al., 1998). On peut estimer un âge maximum de mise en place de l'édifice nord à 780 ka (Denniellou et al., 2002 ; Marsset et al., 2002) (Figure 2).

Une limite à 460 ka pourrait correspondre à la mise en place de l'édifice sud (Denniellou et al., 2002), mais la corrélation de cette limite avec la surface de base de l'édifice sud n'est pas clairement établie. Enfin, la corrélation entre le site ODP 1077 (Wefer et al., 1998, 2002) et les données sismiques de ZaïAngo, a permis de dater l'arrêt de fonctionnement du système sud et donc le début du système axial entre 200 ka (Gingele et al., 1998) et 210 ka (Droz et al., 2003).



D'après Droz et al. (in press)

Figure 1: Carte des chenaux visibles à la surface de l'éventail, regroupé en 3 édifice majeurs (Babonneau, 2002)



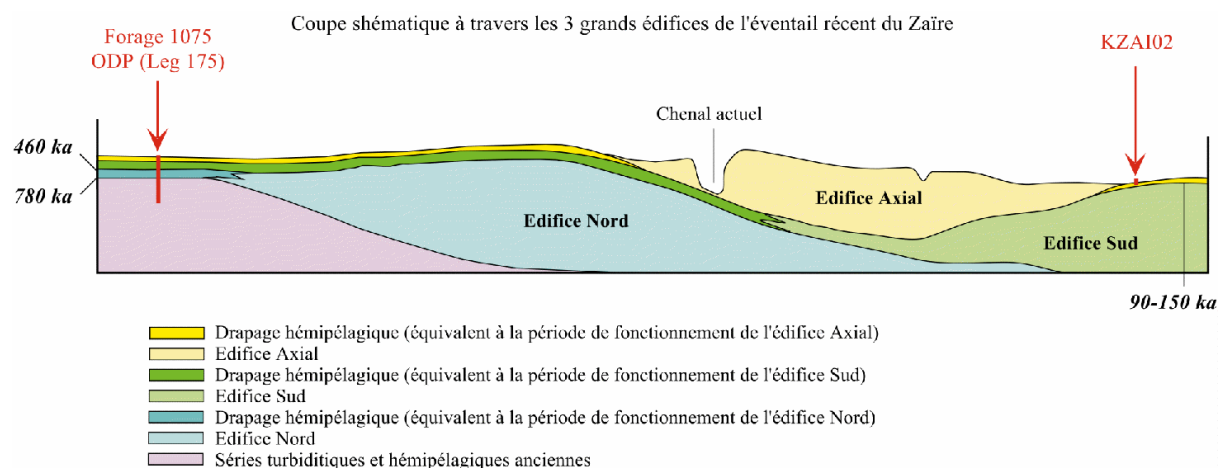


Figure 2 : Coupe schématique à travers les 3 édifices, figure d'après T.marsset (Babonneau, 2002)

## **B/ ARCHITECTURE GENERALE DU SYSTEME ACTUEL.**

Le système turbiditique axial du Zaïre s'étend sur plus de 1000 km sur la marge Congo-Angolaise entre le canyon situé au débouché du fleuve Zaïre jusqu'à sa terminaison distale située à une profondeur de 5000 m. Cette marge peut être divisée en quatre principaux domaines (Figure 3 et Figure 4) :

Le plateau continental large de 65 à 80 km, dont la bordure externe est située vers 250 m de profondeur, est profondément incisé par le canyon du Zaïre (Babonneau, 2002).

La pente continentale est divisée en deux grands domaines. Jusqu'à une profondeur de 2000 m, la pente supérieure se distingue par une morphologie assez régulière. Au-delà de 2000 m et jusqu'à environ 3000 m de profondeur, la pente inférieure présente une morphologie très irrégulière, intensément déformée par les remontées de sel vers la surface marquant les nombreuses manifestations de la tectonique salifère (nombreux diapirs affleurants et structures chevauchantes dans le sens de la pente). Ces déformations sont plus importantes au Sud du canyon du Zaïre et plus précisément le long de la marge angolaise (Babonneau, 2002).

Le glacis continental, correspond à une zone de faible pente (< 1%), caractérisée par la présence de nombreux systèmes chenaux-levées. Ensuite, nous avons la plaine abyssale (profondeur > 4500 m) où se met en place le complexe de lobes distaux situé au débouché du chenal actuel (Savoie et al., 2000).

La longueur totale du chenal actuel du Zaïre le long du thalweg, de l'estuaire jusqu'aux lobes, est d'environ 1135 km (Babonneau et al., 2002). La distance en ligne droite entre l'estuaire et les lobes étant de 760 km, la sinuosité globale, liée à la présence des méandres, est de 1,49 (Babonneau, 2002). Une carte morpho-sédimentaire de la surface de l'éventail turbiditique a été effectuée à partir de l'analyse combinée des profils de sondeur de sédiments 3,5 kHz et de l'imagerie sonar EM12 (Cremer and Savoie, 1999). La suite de ce chapitre est basée sur une classification en différents domaines, en fonction des variations de pentes et de la sinuosité, du système actuel du Zaïre effectuée par Babonneau (2002).

### 1. LE CANYON ET LA VALLEE TURBIDITIQUE SUPERIEURE.

Le canyon représente les 135 premiers km du cours actuel du chenal. Il incise très fortement le plateau continental dans une direction ESE-WNW. Sa largeur et sa profondeur augmentent régulièrement vers le large, pour atteindre ses dimensions maximales (environ 15 km de large pour une profondeur de plus de 1300 m) en bordure du plateau. Le canyon présente un profil en V avec des flancs assez lisses et réguliers,

seule la partie inférieure présente localement de petites terrasses de part et d'autre du thalweg (coupe A et B Figure 5).

Ce canyon représente la voie de transit majeure vers le système turbiditique, avec des processus d'érosion et de transport de sédiments dominants sur la sédimentation.

A une profondeur d'environ 2000 m, le canyon change de direction. Il s'incurve vers le SSE en contournant par le Nord la zone des diapirs. Dans cette zone, correspondant au pied de pente, la vallée garde une largeur constante (6 à 7 km), tandis que l'incision décroît vers l'aval, passant de 800 m à 300 m. Le thalweg central beaucoup plus sinueux est bordé par un grand nombre de terrasses.

## 2. LE SYSTEME CHENAL – LEVEE ACTUEL.

Le système chenal–levée actuel se situe dans l'axe central de l'éventail sur le glacis continental. Il débute à une profondeur de 3300 m au débouché de la vallée supérieure. Son cours suit la direction de plus forte pente et est contraint par la morphologie héritée des corps sédimentaires sous-jacents (paléo-chenaux, lobes ...). On peut subdiviser ce système en deux grandes sous unités (Figure 5). Le système chenal–levée supérieur est caractérisé par une très forte sinuosité avec des méandres de forme régulière et lisse avec des rayons de courbure relativement constants (Babonneau, 2002). Les profils bathymétriques (coupes D et E de la Figure 5) montrent un chenal simple bordé par des levées symétriques.

A partir d'une profondeur d'eau de 4100 m, la sinuosité du chenal diminue, sa largeur reste constante alors que sa hauteur continue à décroître. Cette zone allant de - 4000 m à - 4800 m a été appelée système chenal–levée inférieur (Babonneau, 2002).

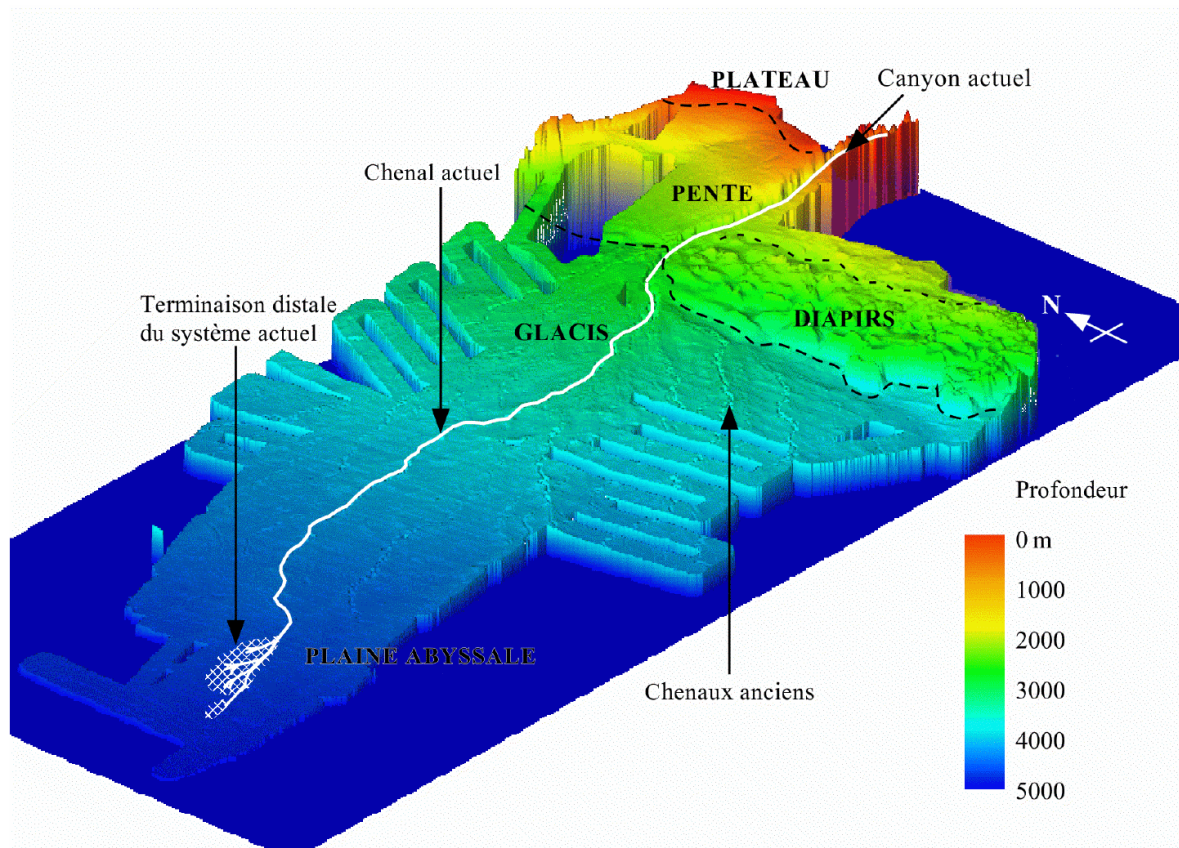


Figure 3 : Vue 3D de l'acquisition bathymétrique EM12 de l'éventail turbiditique du Zaïre. (Babonneau, 2002).

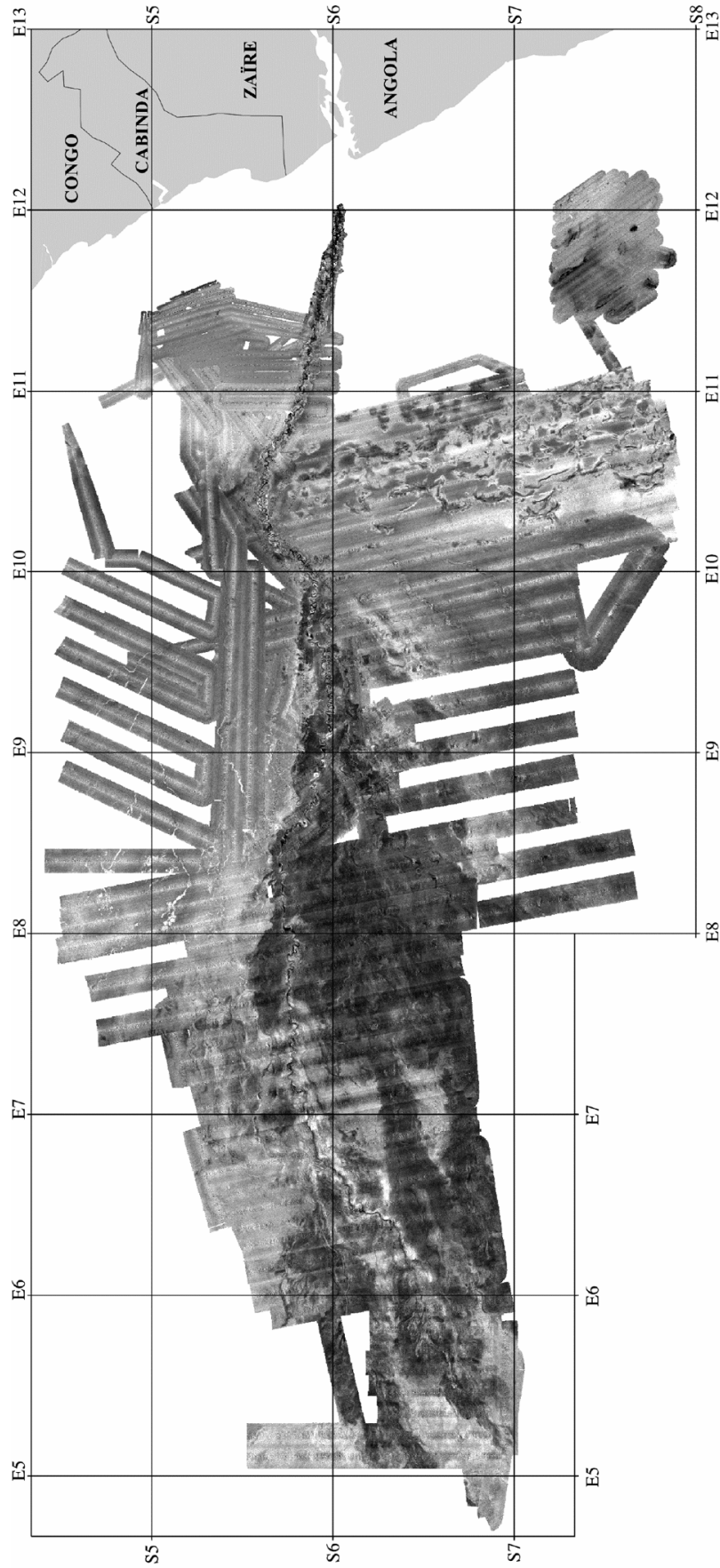


Figure 4: carte de l'acquisition de données de réflectivité EM 12 sur système actuel du Zaïre.

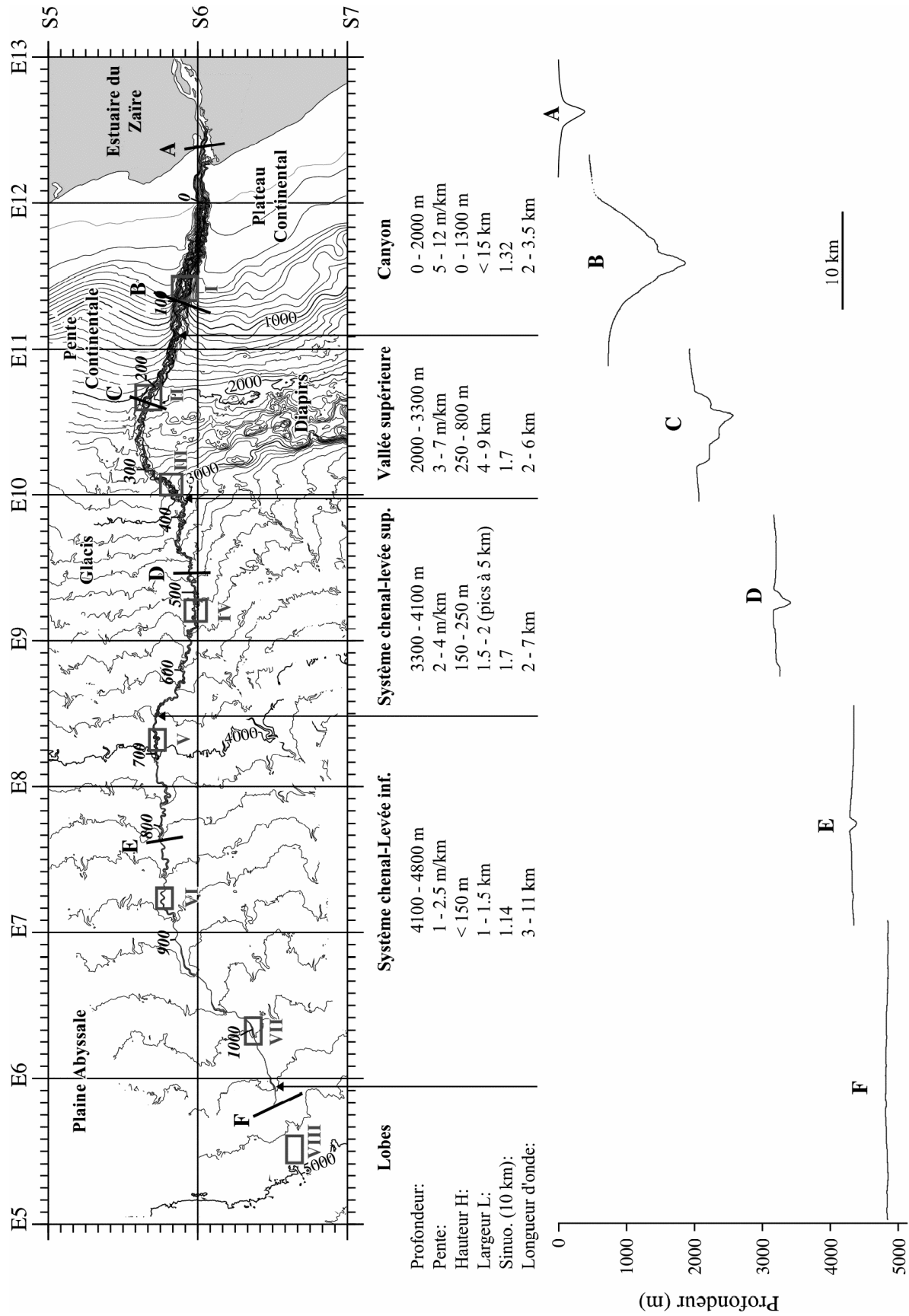


Figure 5 : Carte bathymétrique (compilation données EM12 et autres données régionales) le long du système turbiditique du Zaïre (isobathes tous les 100 m), coupes bathymétriques à travers le système actuel, et caractéristiques morphologiques générales du chenal. (Babonneau, 2002).



### 3. LES LOBES.

Au débouché du chenal actuel, le système turbiditique du Zaïre, se termine par un complexe de lobes distaux. L'expression morphologique de cette zone est très faible. La pente est quasiment nulle ( $< 1\text{m/km}$ ), seul un léger bombement est perceptible sur les données bathymétriques (Figure 5, profil F) (Savoie et al., 2000 ; Babonneau, 2002). L'imagerie EM12 met, par contre, en évidence une zone globalement de forte réflectivité au débouché du chenal actuel. Au niveau de cette zone on observe également de nombreuses zones de réflectivité très faible. Une première interprétation de la carte de réflectivité EM12 de la zone des lobes a été faite par Cremer et Savoie (1999) et Babonneau (2002) (Figure 6).

Trois principaux faciès ont été identifiés :

- un faciès clair (peu réfléchissant) correspondant au fond des chenaux distributaires ;
- un faciès foncé (très réfléchissant) au niveau du corps de la structure lobée ;
- un faciès moyen situé sur le pourtour des zones foncées et correspondant aux franges de lobes.

La cartographie de ces faciès a permis d'identifier cinq principales unités (numérotées de 1 à 5 sur la Figure 6). Les quatre premières se développent le long de la rive nord du chenal principal et paraissent de plus en plus étendues vers l'aval. Le lobe le plus distal (numéro 5) se situe au débouché du chenal principal. L'agencement apparent de ces lobes indique que le plus ancien est vraisemblablement le plus amont et qu'il y a eu progradation des lobes au cours du temps (Savoie et al., 2000). Nous reviendrons plus en détail sur l'étude de ce complexe distal de lobes plus loin dans ce chapitre.

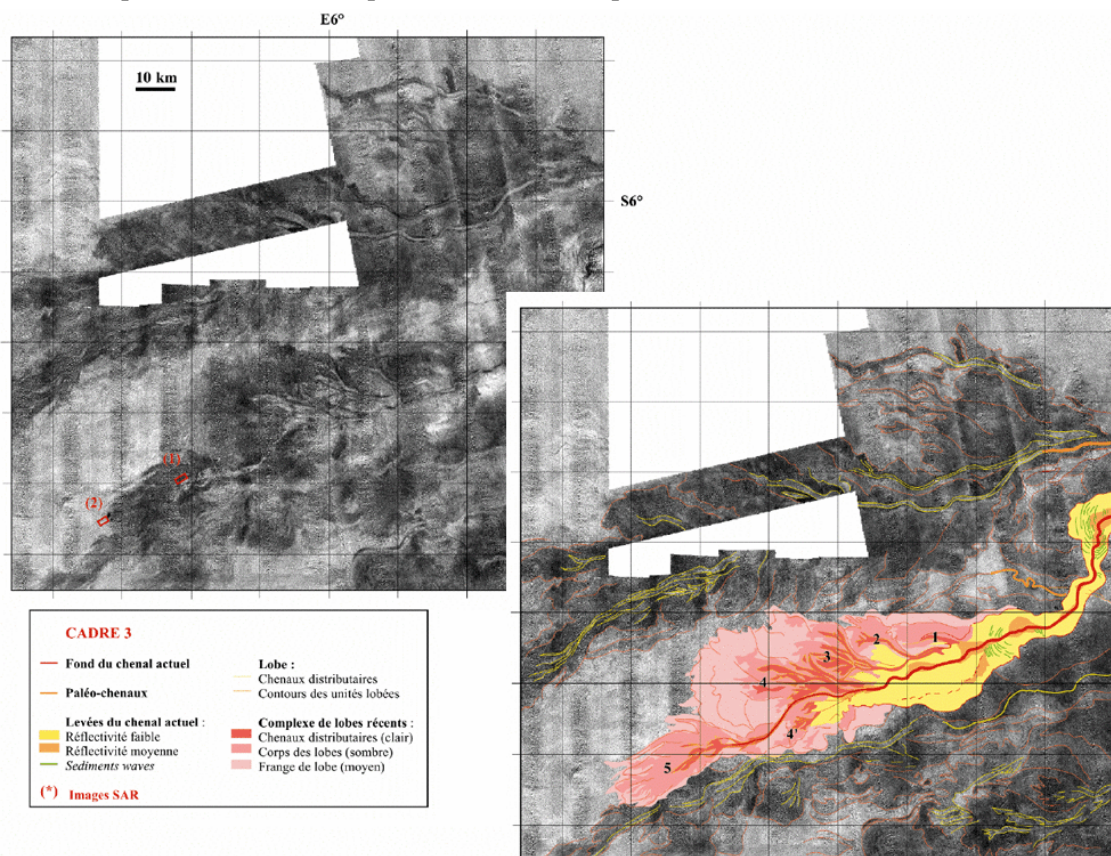


Figure 6 : Zoom de l'imagerie sonar EM12 sur la zone distale du système actuel du Zaïre (Babonneau, 2002)

### C/ ALIMENTATION DU SYSTEME ET INITIATION DES ECOULEMENTS

Le fleuve Zaïre (ou Congo) a une longueur de 4700 km et draine un bassin versant de plus de  $3.7 \cdot 10^6$  km<sup>2</sup> (Van Weering and Van Iperen, 1984) (Figure 7). Son débit moyen à l'estuaire est de 42800 m<sup>3</sup>/s (Kinga-Mouzeo, 1986), ce qui en fait le second plus grand fleuve du monde après l'Amazone (130000 m<sup>3</sup>/s), mais il ne se classe qu'au douzième rang mondial lorsque l'on prend en compte la masse de ses apports solides annuels dans l'océan ( $55 \cdot 10^6$  t ; Wetzel, 1993). Cette relativement faible valeur (17 fois moins que l'Amazone) de la charge sédimentaire transportée par le Zaïre est essentiellement due à la faible altitude moyenne du bassin versant et surtout au piégeage de la plupart des sédiments alluviaux dans les grands lacs (Bongo-Passi, 1984) et notamment celui de Stanley –Pool situé dans la partie basse du bassin versant.

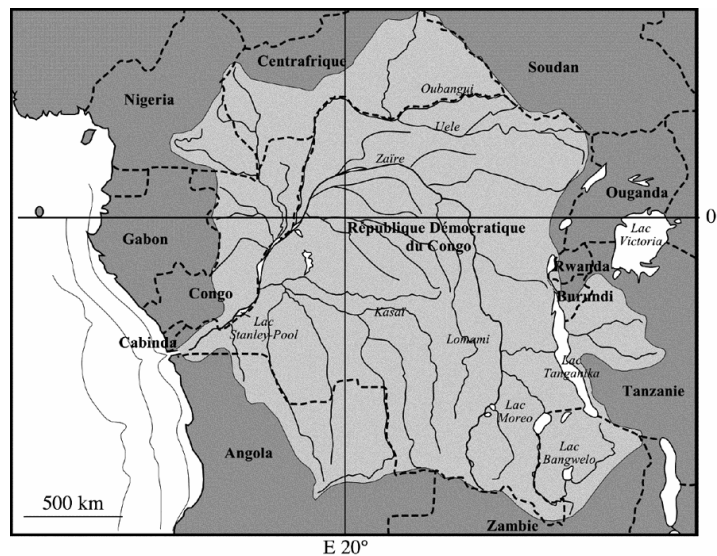


Figure 7 : Carte du bassin versant du fleuve Zaïre (Babonneau, 2002)

L'activité gravitaire récente a été mise en évidence dans le canyon du Zaïre (Heezen et al., 1964) à partir de la corrélation entre les ruptures de câbles sous-marins traversant le canyon et les principales crues du fleuve Zaïre. Néanmoins des écoulements de type courants hyperpiciaux ne semblent pas exister comme dans le système turbiditique du Var. La charge sédimentaire en suspension du fleuve serait trop faible pour générer ce type de courants (Mulder and Syvitski, 1995), le fleuve étant classé dans la catégorie des fleuves « propres » par cet auteur.

De nouvelles mesures et observations ont confirmé l'activité actuelle et relativement fréquente de courants de turbidités dans l'axe du chenal du Zaïre. En janvier 2001 (mission BioZaïre) deux mouillages équipés de pièges à sédiments, de turbidimètres et de courantmètres, ont été placés à proximité du chenal du Zaïre et dans l'axe du chenal, par plus de 4000 m de fond (Khrpounoff et al., 2003). Le 9 Mars 2001, le mouillage dans l'axe du chenal a été arraché et en partie détruit par le passage d'un courant de forte énergie, tandis que le mouillage situé sur la levée distale à plus de 18 km enregistrait un pic de dépôt. Ces résultats ont permis d'estimer la vitesse maximale de l'écoulement à environ 120 cm/s.

L'initiation des courants gravitaires dans le canyon pourrait également être liée à des événements gravitaires ponctuels comme la chute dans le canyon d'accumulations sédimentaires estuariennes et côtières. Les périodes de crues du fleuve favoriseraient le développement et la migration de bancs sableux de l'intérieur de l'estuaire vers la tête de canyon où ils finiraient par disparaître (Moguedet, 1988). D'autres

mécanismes, comme la dérive littorale S-N, semblent également capables d'apporter des sédiments en grande quantité directement dans le canyon.

### D/ LA REPARTITION DES SEDIMENTS

Migeon (2000) a fait une compilation des données sédimentologiques issues de plusieurs carottes prélevées le long du chenal actuel. Depuis la transition canyon chenal-levée, il semble qu'il y ait une tendance vers une augmentation progressive de la granularité des dépôts de l'amont vers l'aval sur les levées. Le long d'un transect chenal-levée, les taux de sédimentation tendent à diminuer légèrement du proximal vers le distal (Gervais, 1999). Babonneau (2002) a montré également une répartition classique des sédiments depuis l'axe central du chenal riche en sédiments grossiers et la bordure de ce chenal où la proportion en sédiments fins augmente fortement.

### E/ MISE EN PLACE ET EVOLUTION DU CHENAL ACTUEL DU ZAÏRE

La mise en place du système s'est faite progressivement de l'amont vers l'aval, au gré des déplacements des zones de dépôt et des chenaux (Babonneau, 2002) (Figure 8). L'initiation de l'édifice axial serait datée de 210 ka (Droz et al., 2003). Sa mise en place semble être divisée en deux grands ensembles, correspondant à deux groupes de chenaux (Babonneau, 2002) : le groupe A1-A22 qui se raccorde très en amont sur le système chenal-levée actuel et le groupe A23-A38. Selon les datations au  $^{14}\text{C}$  et en fonction du volume de sédiment les lobes terminaux actuels n'auraient qu'un âge inférieur à 7000 ans (carotte KZR12) (Denniellou et al., 2002). Les datations  $^{14}\text{C}$  sur les autres carottes permettent de faire des extrapolations afin de donner un âge approximatif des différents segments du système en fonction des volumes sédimentaires déposés et du type d'éléments architecturaux développés en aval. Ainsi l'ensemble A23-A38 serait estimé de 45-65 ka à aujourd'hui et l'ensemble A1-A22 entre 45-65 ka et 150 ka (Figure 8) (Babonneau, 2002) ou 210 ka (Droz et al., 2003).

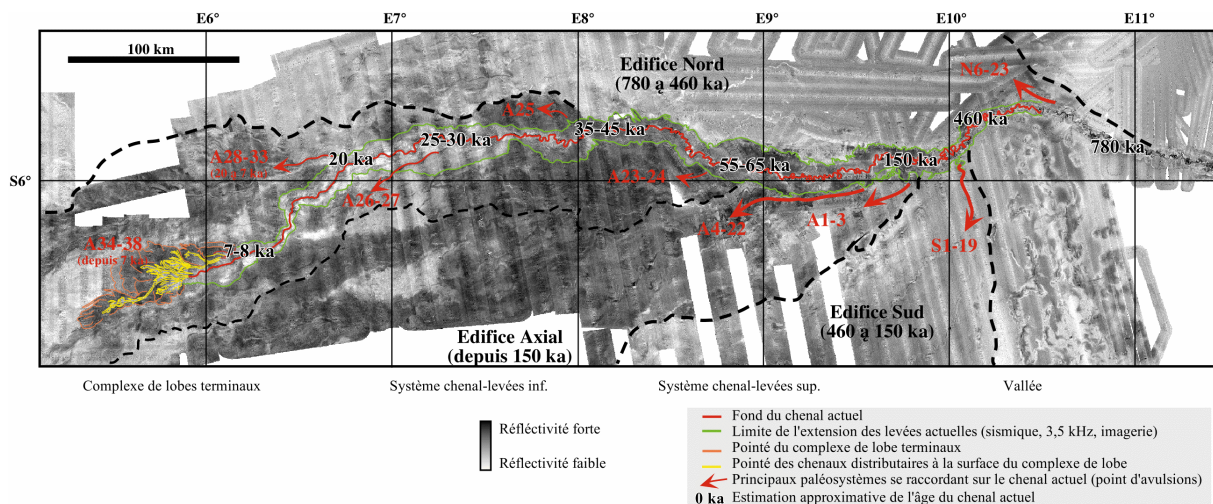


Figure 8 : Cartes de la mosaïque Sonar EM12, localisation et âge des édifices et des points d'avulsion sur le chenal actuel. (Babonneau, 2002).

Un modèle simplifié de mise en place du système actuel a donc pu être proposé (Babonneau, 2002) (Figure 8). Après le dépôt du groupe A1-22 qui s'est mis en place vers le large dans une zone proche de



l'édifice sud, le groupe A23-38 s'est mis en place en progressant très rapidement vers le large, probablement parce qu'il n'avait pas la place nécessaire pour s'étaler latéralement (Babonneau, 2002).

Les migrations du système se font par deux phénomènes principaux : les migrations longitudinales (progradation) et par transferts latéraux (avulsion) (Babonneau, 2002). La progradation du système va se faire par comblement de dépressions par des dépôts distaux qui vont se combiner pour former le complexe basal présent, sous le système chenal-levée et sur toute sa longueur. Parfois le chenal se mettant en place au dessus des dépôts distaux lobés ne se pérennise pas (cas du système A25). Dans ce cas la progression du système vers l'aval, va se faire par avulsion puis création d'un système chenal-levée mature (Babonneau, 2002).

### F/ LE SURCREUSEMENT DU CHENAL

Une des caractéristiques principales du chenal actuel du Zaïre est sa sur-incision depuis le canyon à travers le plateau continental jusqu'à sa partie la plus distale (Babonneau, 2002) (Figure 9). Le surcreusement du chenal du Zaïre semble être une combinaison des propriétés des écoulements et de la géométrie du bassin (Turakiewicz, 2004). La forte incision du canyon du Zaïre est sans doute liée au maintien de la connexion entre l'estuaire du fleuve et la tête de canyon pendant les périodes de remontée du niveau marin (Babonneau, 2002). Le maintien de ce caractère tout au long du système se fait probablement par le déplacement de l'extrémité distale du système vers des zones de plus en plus profondes (Babonneau, 2002).

L'impact de ce surcreusement sur le fonctionnement actuel du chenal du Zaïre est surtout un allongement de la zone de transit des sédiments, ce qui implique un confinement des écoulements sur une très longue distance et permet une conservation de l'énergie de transport et de la quasi totalité de la charge sédimentaire sur plus de 600 km (Babonneau, 2002).

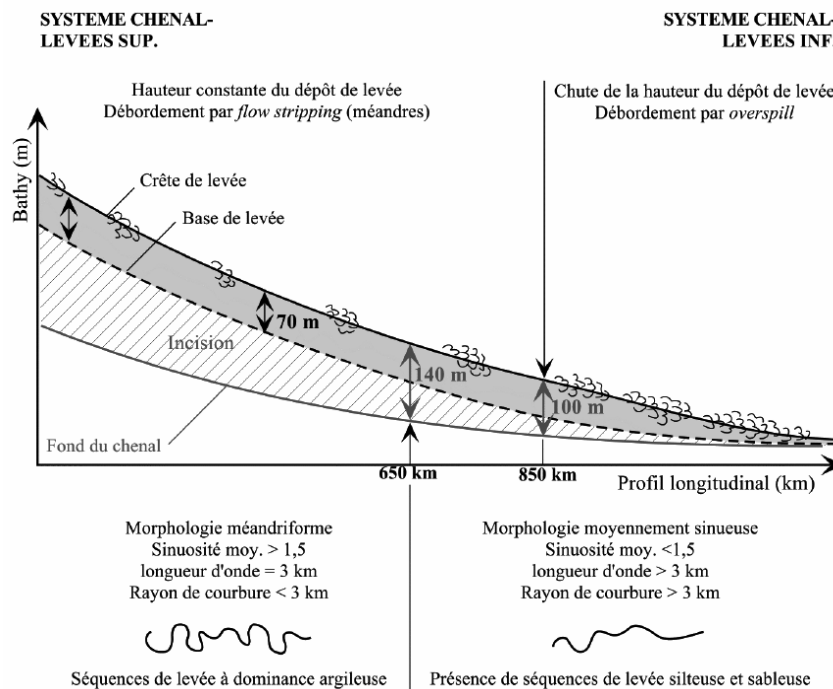


Figure 9 : Coupe longitudinale du système chenal-levée actuel du Zaïre, zonation en fonction de la structure des levées, de la morphologie des méandres et du comportement des écoulements.

## II / LES LOBES DANS LE SYSTEME ZAÏRE

Dans ce paragraphe, nous allons décrire deux exemples de lobes appartenant au système actuel. Nous nous appuyerons sur ces exemples pour discuter, un peu plus loin dans ce chapitre, de la place des différents types de lobes dans la construction de l'édifice axial du système turbiditique du Zaïre.

### A/ LE LOBE A25

Le système sédimentaire A25 est un petit système chenalisé, d'une soixantaine de km de long, qui se raccorde au chenal actuel du Zaïre dans la partie médiane du système chenal levée (Babonneau, 2002) (Figure 10).

La structure sismique de ce système a été étudiée en détail par T. Marsset et L. Droz, dans le but de comprendre l'origine et la structure interne de ce petit système mais aussi pour comprendre les processus de transfert mis en jeu lors d'une avulsion (Droz et al., 2002 ; Marsset et al., 2002). Une analyse morphologique (à partir des données bathymétriques et d'imagerie EM 12 et de sonar latéral SAR) et sédimentologique a été effectuée par N. Babonneau.

Sur la carte de réflectivité, on identifie clairement une unité de forte réflectivité de forme lobée (Figure 10), bordée par une zone de réflectivité moyenne. Au centre du lobe, on peut identifier sur les profils de sondeur de sédiment, un chenal peu incisé dans le prolongement du chenal actuel du Zaïre. Le chenal présent au sommet de ce lobe semble être en partie comblé par des dépôts plus récents (Figure 10). Sur le profil de sondeur de sédiment 3.5 kHz (Figure 11), on voit que ce lobe est constitué par une accumulation de plusieurs unités reposant au bord de ce qui semble être un système chenal – levée plus ancien. Sur ce profil on voit aussi clairement que le système chenal levée actuel recouvre les dépôts du lobe A25. Dans la partie amont du lobe, les levées du chenal actuel comblent le chenal du lobe.

L'image du sonar latéral présentée en Figure 12, montre la morphologie du chenal au niveau du lobe A25. Il est caractérisé par des flancs dissymétriques, avec un flanc abrupt lorsque l'on se trouve à l'extérieur du méandre et un flanc présentant une « terrasse » lorsque l'on se trouve au niveau du flanc interne du méandre. La partie interne du méandre est aussi caractérisée par la présence de blocs pluri-métriques.

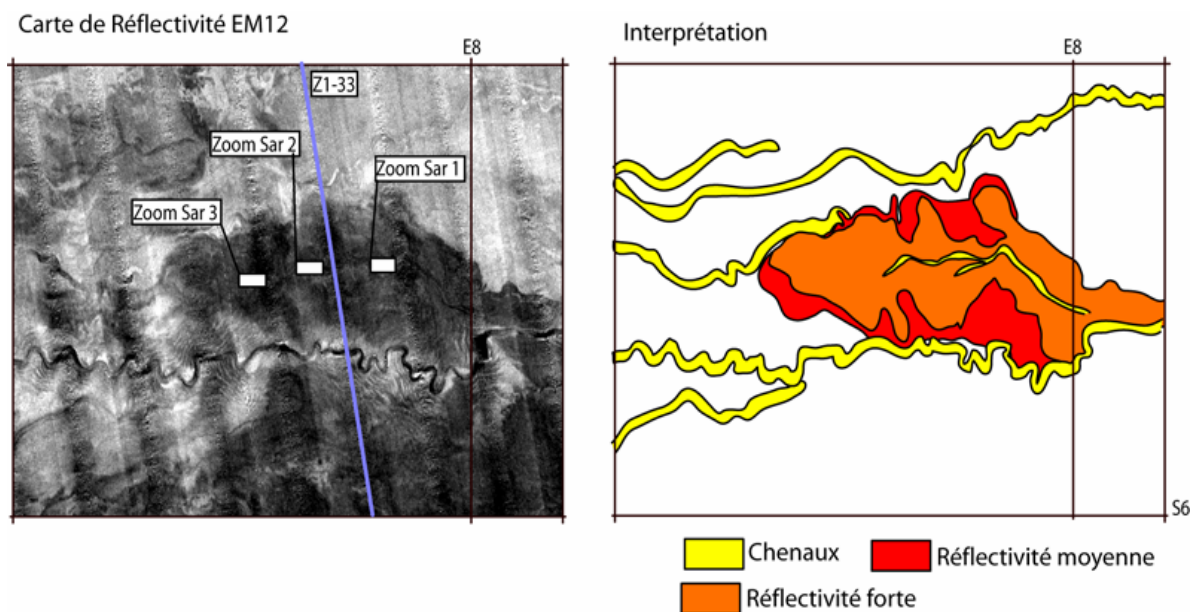


Figure 10 : Le lobe A25. Interprétation de la carte d'imagerie Sonar EM12.

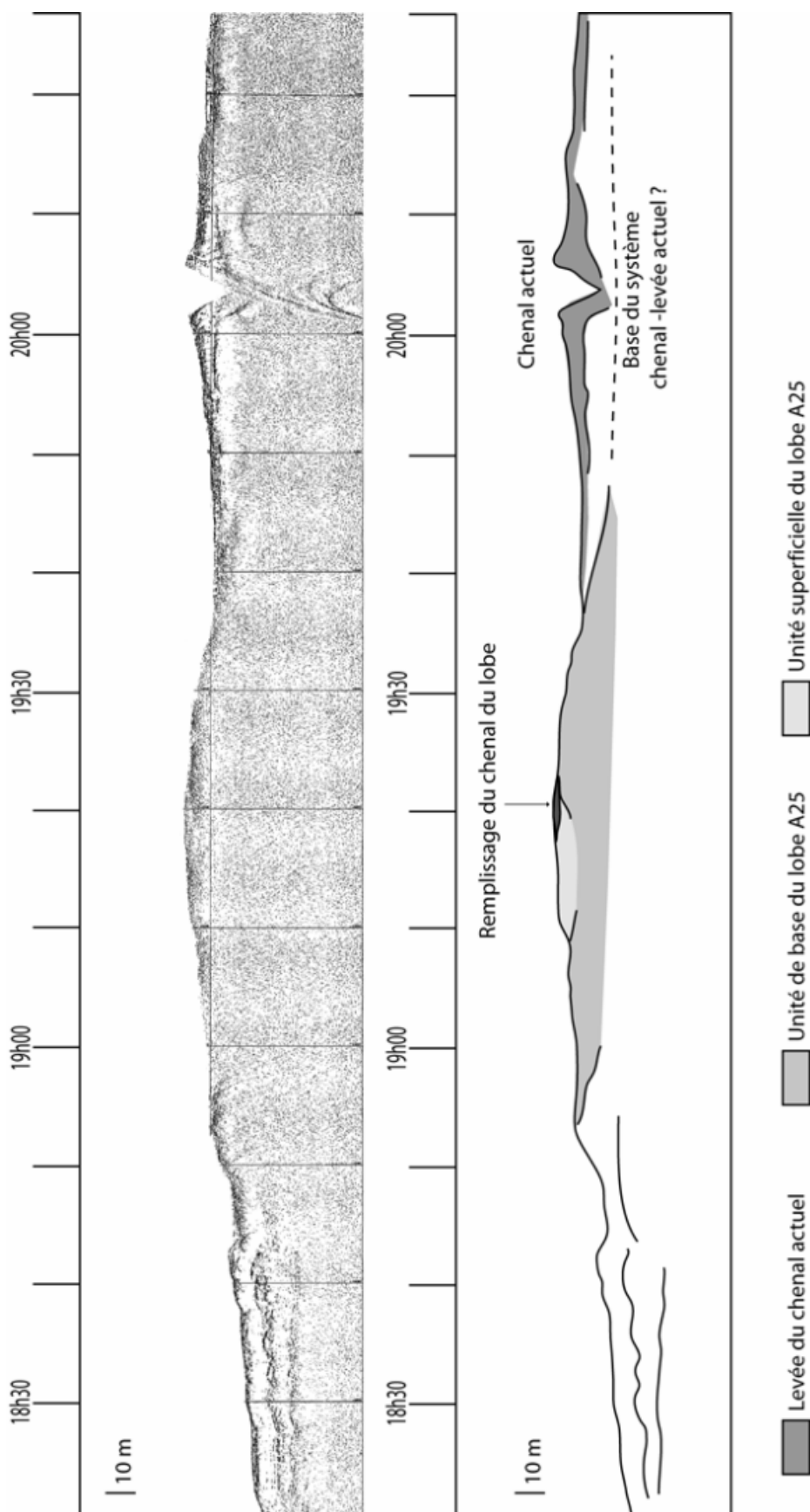


Figure 11: Profil 3.5 kHz N°ZI-33, montrant les relations géométriques entre le système de lobe A25 et le système chenal levée postérieur qui se met en place au dessus. Localisation sur la Figure 10.

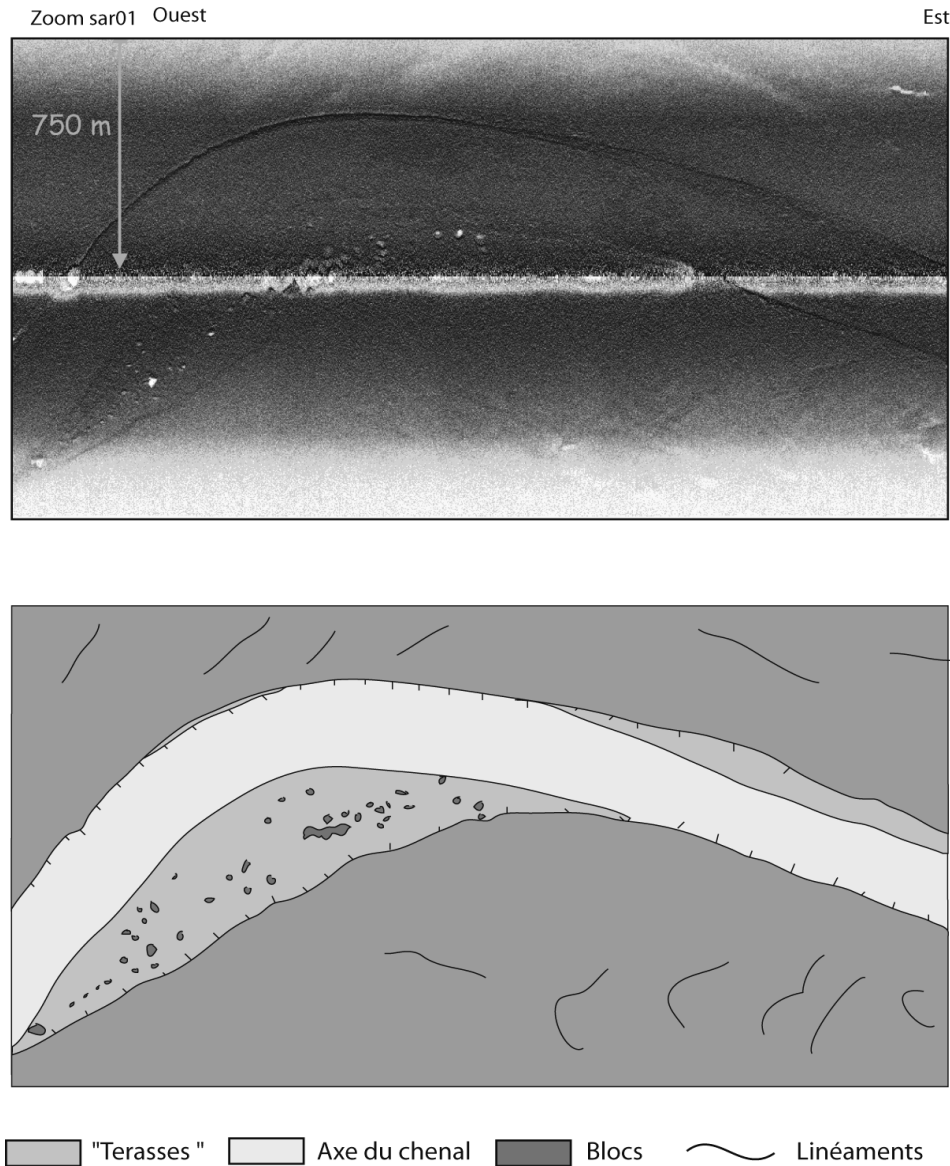


Figure 12 : Zoom d'une image SAR centrée sur le chenal d'alimentation du lobe A25, montrant les différences de morphologie entre le flanc interne (terrasses et accumulations de blocs) et le flanc externe (escarpement) d'un méandre. Localisation sur la Figure 10 – zoom sar1.

Un zoom sur une image Sar centrée sur le chenal du lobe A25 (Figure 13), montre une répartition de chaque coté du chenal de blocs pluri-métriques. L'absence d'escarpements sur les bords du chenal (d'après les profils de sondeur de sédiment) indique que ces blocs ne proviennent certainement pas de la déstabilisation des flancs du chenal, la présence de ces blocs pourrait donc être liée au passage des écoulements. On peut observer une même répartition des blocs à terre au niveau du Royse Debris Flow en Oregon (Cruikshank, 1997). Sur cet exemple, on observe une répartition très particulière des blocs, caractérisée par une répartition des blocs sur les bordures du chenal aboutissant à la création de levées appelées « Boulder levee » en bordure du dépôt. Le chenal du lobe A25 a certainement fonctionné de la même manière pour créer cette morphologie particulière caractérisée par la répartition de blocs en bordure du chenal. Dans une partie plus distale du système A25, des outils très haute résolution (SAR, ROV, carottages) ont permis d'explorer la surface du lobe. La Figure 14 illustre la morphologie de cette zone. On voit une surface très irrégulière avec de gros bombements de plusieurs dizaines de mètres de largeur associés à des dépressions plus ou moins circulaires de plusieurs dizaines de mètres de diamètres (Babonneau, 2002). Les

observations ROV, effectuées sur ce site (PL04), montrent des bosses et des dépressions de plusieurs mètres de dénivelé (Babonneau, 2002). Le carottage Kullenberg KZR16, prélevé dans le prolongement du petit chenal d'alimentation du lobe est caractérisé par 8,5 m de niveaux argileux gris verdâtres sombres, recoupés par quelques rares passées silteuses (Babonneau, 2002). Le dernier mètre de la carotte montre deux niveaux de sables fins à moyens, d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur, riches en débris végétaux et en galets mous d'argile (Babonneau, 2002). L'origine des blocs sera discutée ultérieurement dans cette partie.

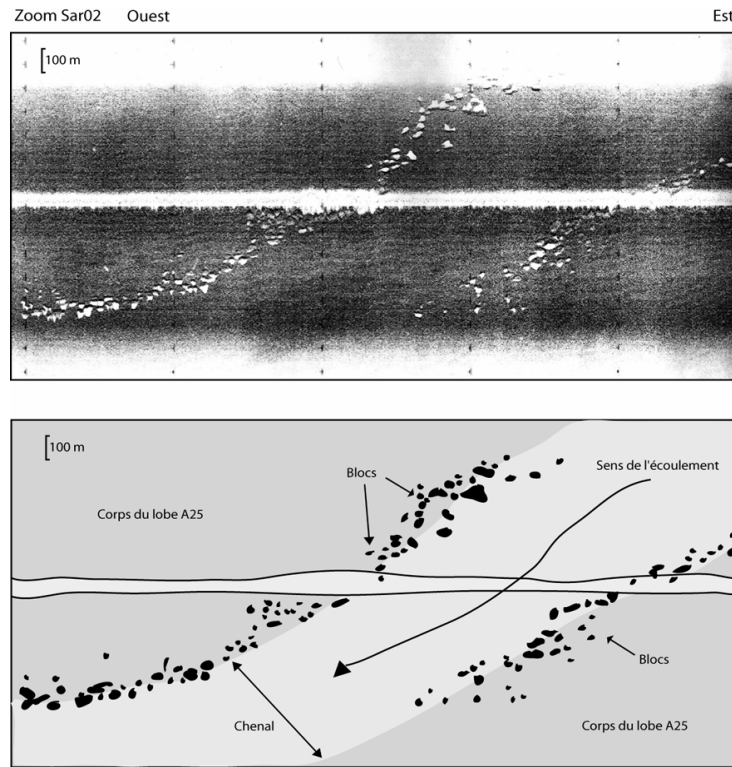


Figure 13 : Image Sar centrée sur l'axe du chenal du lobe A25, montrant la répartition des blocs en bordure du chenal Zoom sar2.

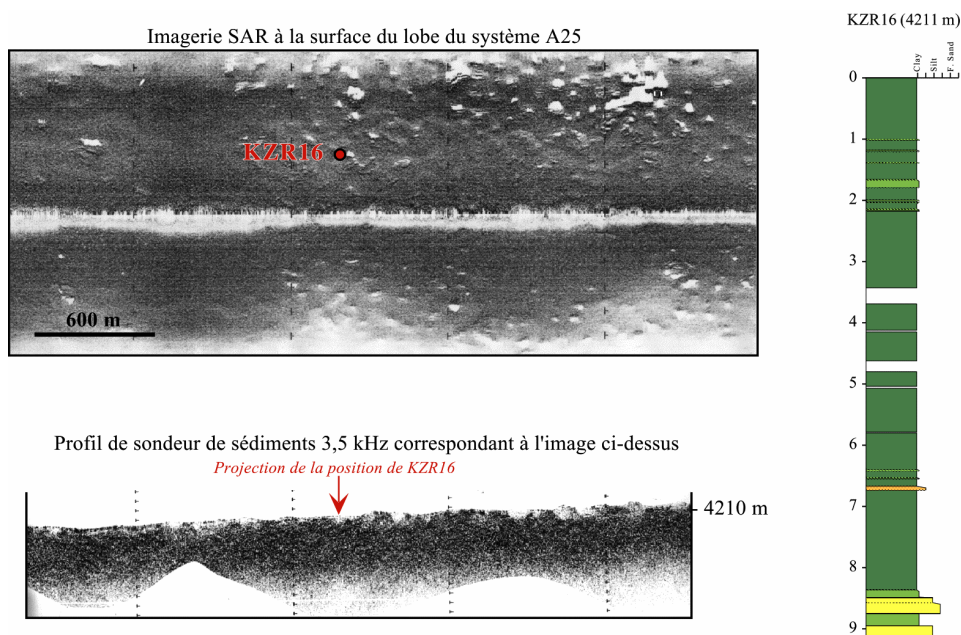


Figure 14 : Zoom Sar 03 d'une image SAR et profil de sondeur de sédiments 3,5 kHz à la surface du système A25, localisation sur la Figure 9 (Babonneau, 2002).

## **B/ LE LOBE NORD**

Au Nord de notre zone d'étude, on distingue une zone caractérisée par un faciès de réflectivité forte entrecoupée par des zones de faible réflectivité (Figure 15). Cette zone appelée « le complexe de lobes nord » a été interprétée comme étant la zone de dépôt distale du système turbiditique axial lors du dernier bas niveau marin (Denniellou et al., 2002). L'âge de la dernière grande avulsion du système chenal levée actuel qui permet le passage entre les groupes de chenaux A28-33 et A34-38 (complexe de lobes actuels) a été estimé à 20 ka, à partir de l'extrapolation d'âge  $^{14}\text{C}$  (cf. annexes) sur les carottes KZAI-13 et KZAI-14 prélevées en amont du point d'avulsion (Denniellou et al., 2002). En faisant un parallèle avec l'estimation du temps de développement des lobes du complexe de lobe actuel (de 1000 à 2000 ans par lobe) (Babonneau, 2002), le temps de mise en place peut être estimé, pour le complexe de lobes nord, (groupe A28-33) à environ 15 000 ans (Babonneau, 2002).

Ce complexe de lobes nord est caractérisé par une forme très allongée dans une direction NE-SW (Figure 15). Les données de sondeur multifaisceaux à notre disposition, sur ce complexe de lobes, ne nous permettent pas de voir sa limite distale, néanmoins les informations dont nous disposons permettent de le caractériser assez finement. Il mesure au maximum 60 km de large pour une longueur de plus de 150 km. Sur la carte en réflectivité (Figure 15), on distingue, en plus des chenaux d'alimentation caractérisés par une faible réflectivité, trois grands faciès acoustiques : un faciès de forte réflectivité localisé en bandes assez resserrées autour des chenaux, un faciès de réflectivité moyenne qui borde les zones de forte réflectivité et un faciès de faible réflectivité se situant en bordure du complexe de lobes. La disposition de ces faciès en carte montre une architecture en forme de « plume ». Le complexe de lobes est issu d'un chenal unique (A33), à partir duquel partent plusieurs chenaux secondaires. La disposition des chenaux semble évoluer de l'amont vers l'aval. Dans la zone amont, ces chenaux sont orientés dans une direction SE-NW et s'évasent au niveau de leur terminaison jusqu'à atteindre une largeur de 2 à 3 km. Au niveau de la zone plus distale, les chenaux sont beaucoup moins individualisés tant morphologiquement que par un contraste de réflectivité. Ils s'orientent dans une direction E-W, et semblent se recouper de nombreuses fois.

Le grand nombre et l'organisation complexe des chenaux à la surface du lobe, sont également visibles dans son architecture interne. La Figure 16 présente un profil de sondeur de sédiment recoupant le lobe dans sa partie distale. On identifie deux unités, sur les bordures du lobe, caractérisées par la présence de chenaux, parfois comblés, en surface. Ces deux unités correspondent aux zones, de plus forte réflectivité, identifiées au niveau de ce profil sur la carte d'imagerie acoustique (Figure 15 et Figure 16). Sous ces deux unités, la sismique montre une limite enfouie qui pourrait correspondre à la limite de base de mise en place du complexe de lobe. Au dessus de cette limite, il est impossible de définir des sous-unités, mais d'après les relations stratigraphiques mises en évidence par le sondeur de sédiment et la sismique, cette zone est probablement une zone plus ancienne de dépôts distaux.



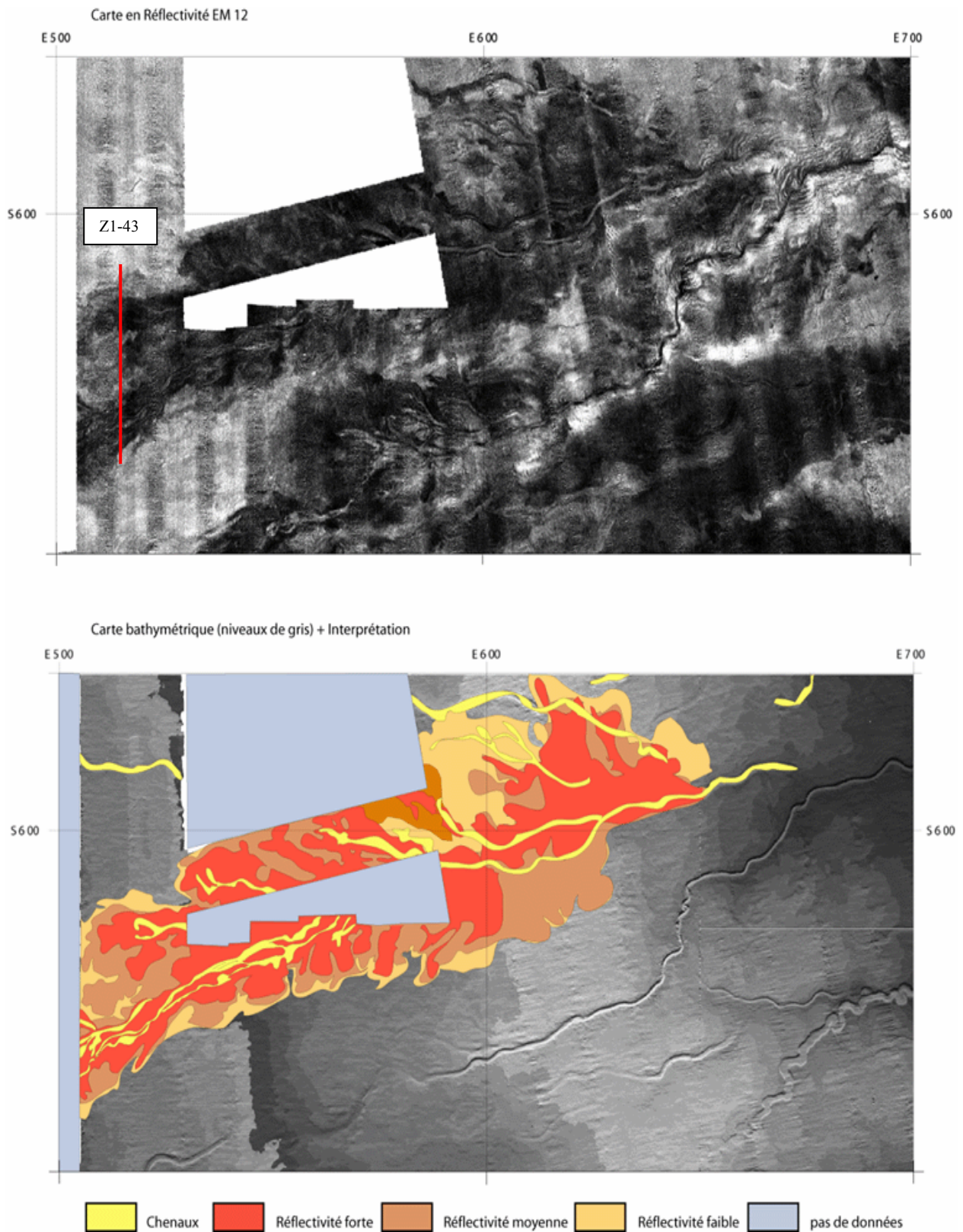


Figure 15 : Carte d'imagerie EM12 interprétée du complexe de lobes nord.



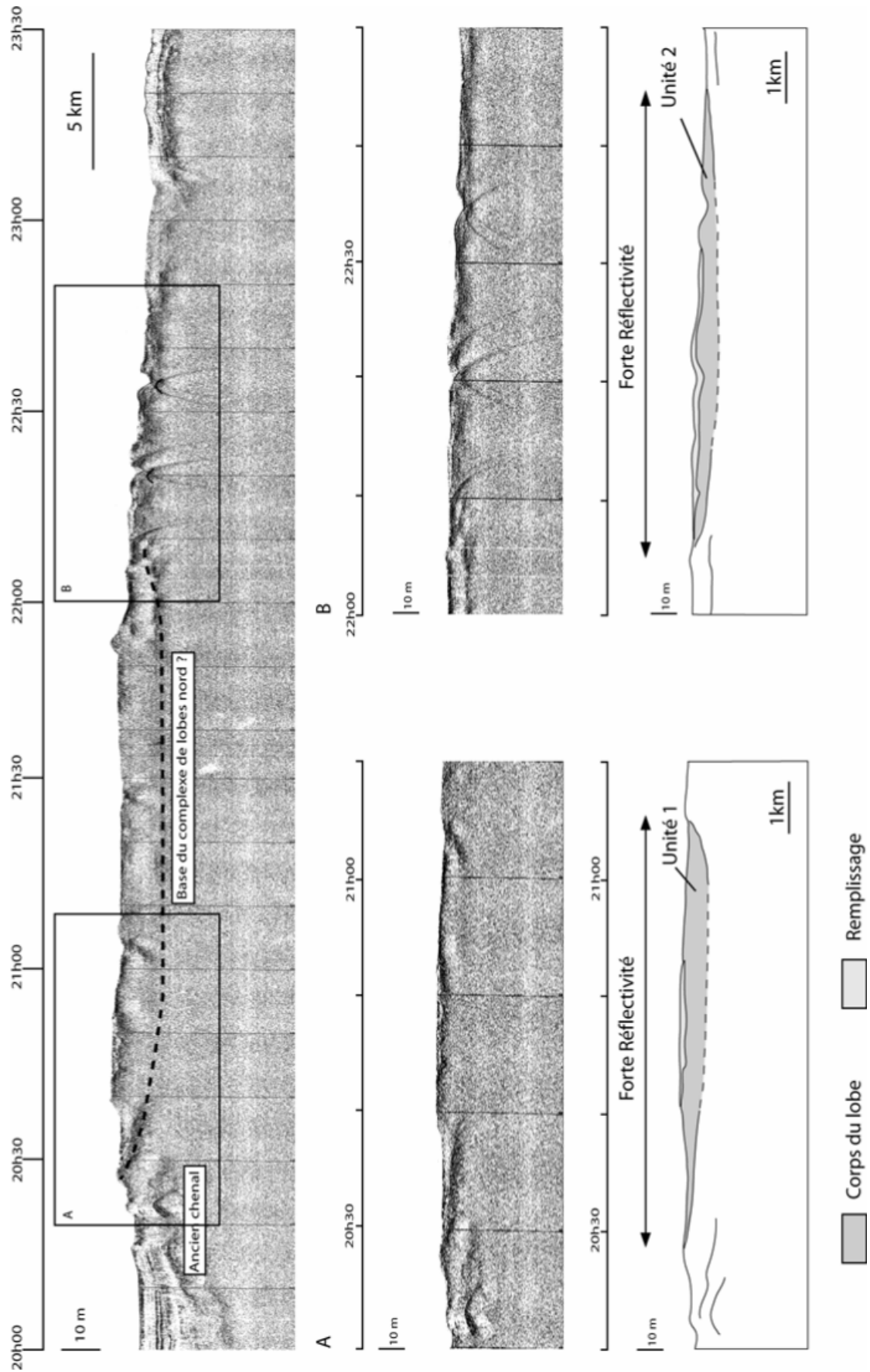


Figure 16 : Profil de sondeur de sédiments 3,5 kHz N° Z1-43, montrant deux zooms centrés sur les deux branches les plus récentes de ce complexe de lobes. Localisation sur la figure 13.

### **C/LA ZONE DISTALE DU CHENAL ACTUEL DU ZAÏRE.**

Au cours de ce travail, la zone distale actuelle a été celle qui a été la plus étudiée, du fait d'une part de la grande quantité de données acquises dans cette zone, mais aussi en raison de son caractère « actif » actuel. Les premières interprétations faites à bord du N/O Atalante lors de la mission Zaïango 1, basées en grande partie sur l'analyse de la carte bathymétrique de la zone, aboutissaient à un modèle de mise en place rétrogradant pour la mise en place du dernier complexe de lobe. L'apport des autres types de données, en particulier les datations ont montré que cette première analyse était erronée, et que le système était en réalité progradant ( Savoye et al., 2000; Babonneau, 2002).

Dans cette partie, je vais présenter les résultats obtenus sur la zone des dépôts distaux à la terminaison actuelle du système turbiditique du Zaïre. Dans un premier temps, nous allons voir l'organisation générale de ce complexe de lobe, sa structure superficielle, la distribution des sédiments et de façon plus détaillée les formes de chenalisations identifiées au niveau de ce complexe de lobe. Ensuite nous ferons, un point sur la chronologie et les différentes étapes de mise en place de ce lobe. Enfin nous consacrons un paragraphe à l'étude de l'architecture interne du complexe de lobe, ainsi que les relations géométriques entre le complexe de lobe et les dépôts plus anciens.

#### 1. RECONNAISSANCE DU COMPLEXE DE LOBE.

Sur la carte de réflectivité EM12 (Figure 17 à 19) les forts contrastes de densité permettent d'identifier trois grandes ensembles : un ensemble Nord correspondant au groupe de chenaux A28-33, un ensemble Sud correspondant à la terminaison du groupe de chenaux A4-22 et un ensemble se situant entre les deux correspondant à la zone de dépôt distale actuelle, la terminaison du groupe de chenaux A22-27 se situant dans une zone située beaucoup plus en amont du système. Il existe des imbrications entre les dépôts de ces trois grands ensembles, l'analyse des données bathymétriques, des coupes de sondeur de sédiment (3,5 kHz) et de l'imagerie acoustique EM 12 permet une cartographie précise des chenaux d'alimentation et la délimitation des dépôts du dernier complexe de lobes dont nous allons maintenant voir en détail l'organisation générale.

##### 1.1 / Organisation générale.

Le complexe de lobes actuel est très bien marqué sur l'imagerie sonar EM12 (Figure 17). La combinaison de cette carte avec celle de bathymétrie (Figure 18) permet de caractériser plusieurs zones dans les lobes.

Au débouché du chenal d'alimentation (en rouge sur la carte d'interprétation (Figure 19)) bordé par des levées sédimentaires (en vert sur la Figure 19), se trouve le complexe actuel de lobes du système turbiditique du Zaïre. L'analyse de la carte de réflectivité, permet de distinguer trois principaux faciès acoustiques : un faciès de forte réflectivité, qui se concentre surtout autour des chenaux distributaires des lobes caractérisés par un faciès de faible réflectivité et un faciès de réflectivité moyenne qui constitue les bordures des lobes. Ces différents faciès s'organisent en deux ensembles, le premier en amont et sur la bordure nord du chenal et le second en forme de langue située au débouché du chenal actuel. La zone nord est alimentée par des petits chenaux secondaires de plus faible profondeur qui divergent à partir du chenal actuel. La complexité de la répartition de ces chenaux distributaires au niveau des lobes, suggère que cette zone s'est mise en place en plusieurs étapes.

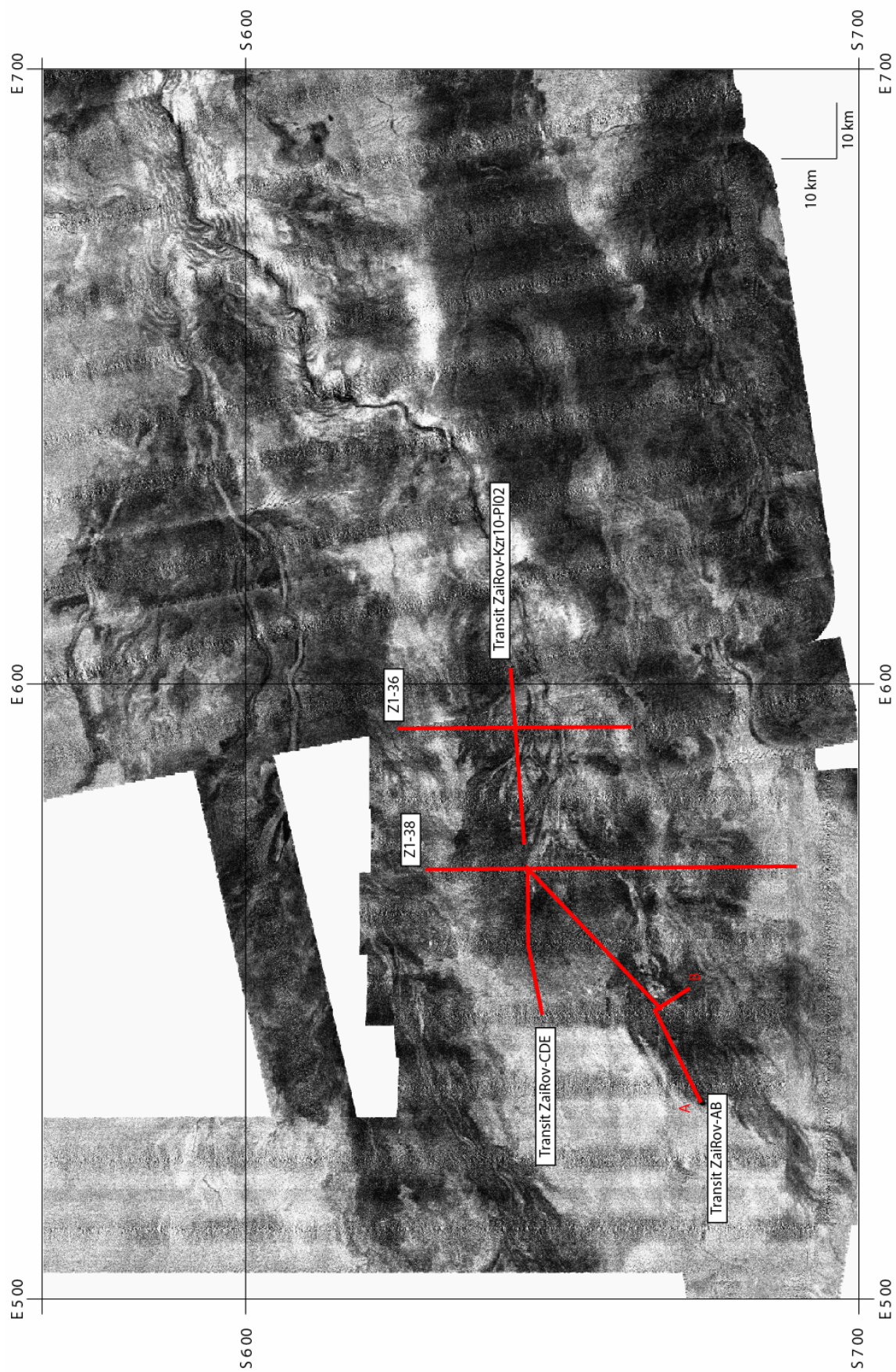


Figure 17 : Imagerie Sonar EM12 centrée sur le dernier complexe de lobes du Zaïre. Localisation des profils de sondeur de sédiment 3,5 kHz illustrant les figures 20 à 24.



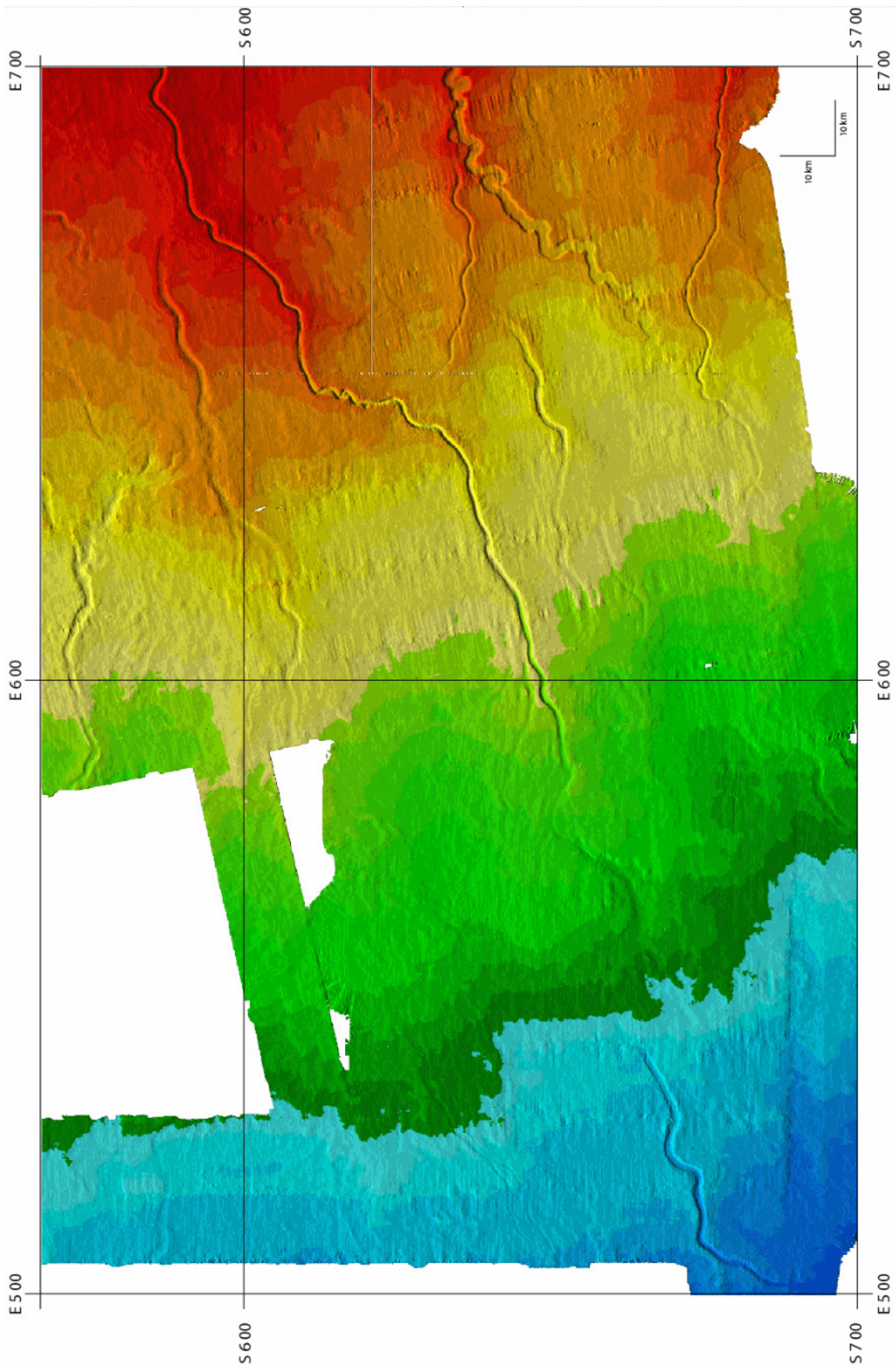


Figure 18 : Carte bathymétrique ombrée centrée sur le dernier complexe de lobes du Zaïre.

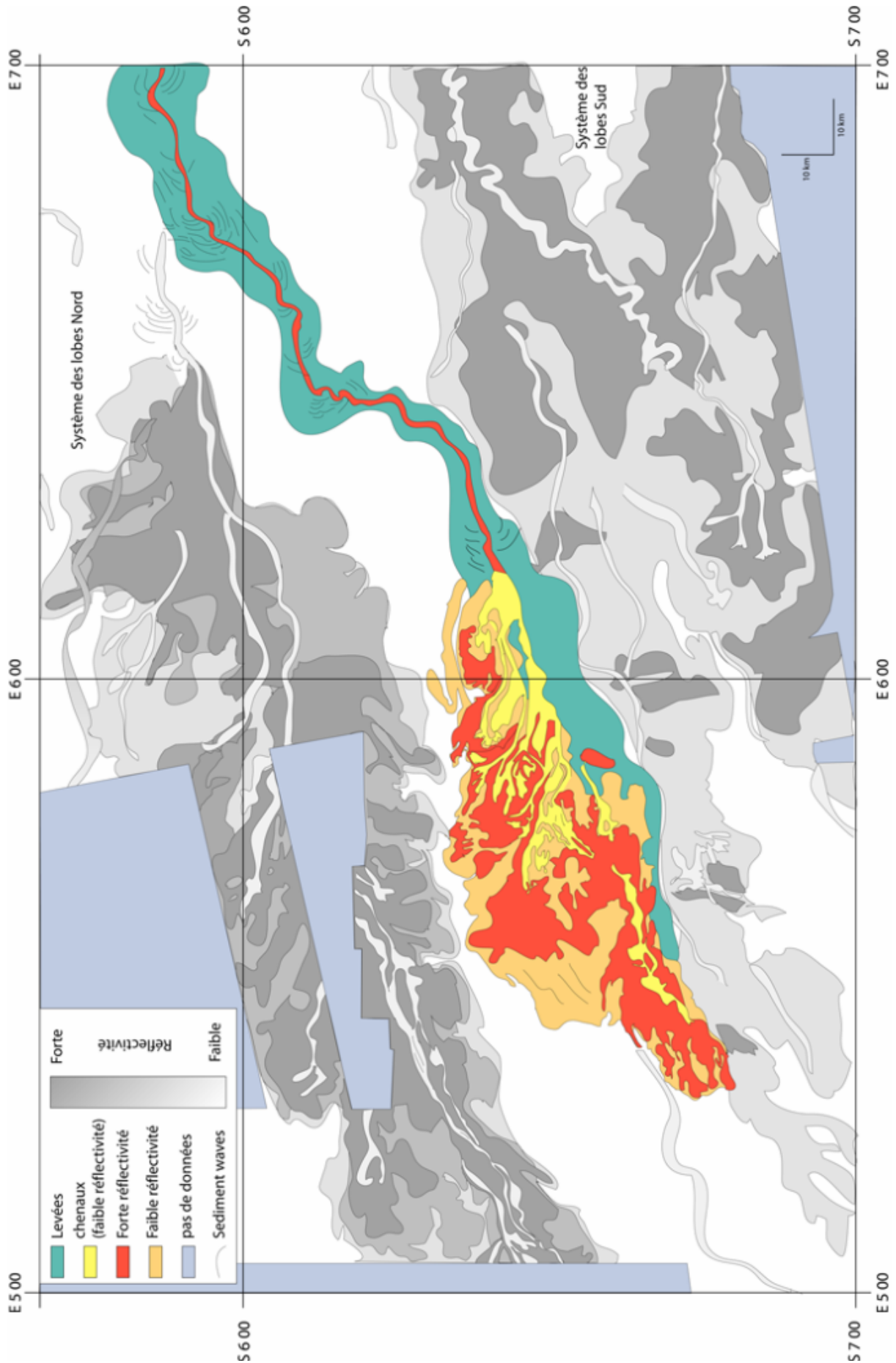


Figure 19 : Carte d'interprétation morpho - acoustique de la zone du dernier complexe de lobes.

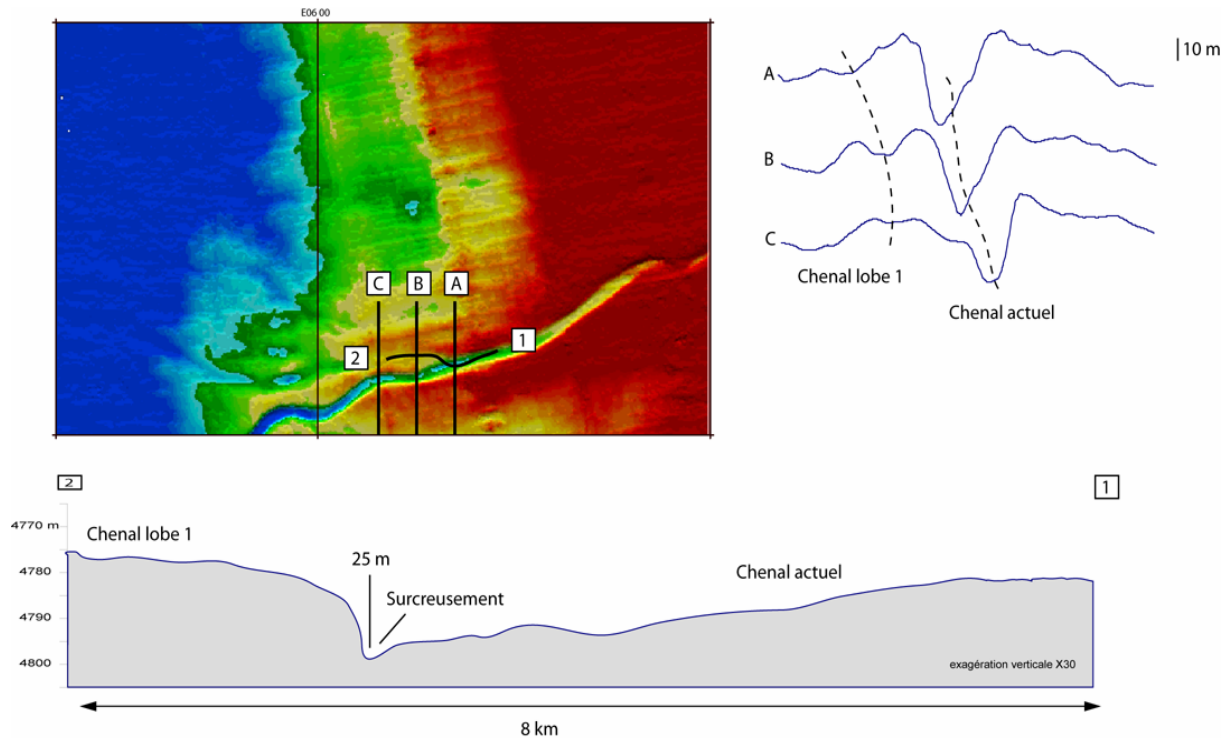


Figure 20 : Coupes bathymétriques au travers du chenal actuel et du corps du lobe et profil bathymétrique longitudinal au niveau de la connexion entre le chenal actuel et le chenal d'alimentation du lobe amont.

Dans un premier temps cinq unités lobées ont été identifiées (Savoye et al., 2000 ; Babonneau, 2002) sur l'ensemble de la zone des lobes, avec une chronologie des dépôts reflétant une progradation du système vers l'aval, le lobe le plus jeune étant celui situé le plus en aval. Lorsque l'on regarde en détail les zones de faible réflectivité correspondant aux chenaux, on remarque que certains chenaux se recoupent, impliquant une chronologie relative entre ces différents chenaux certainement plus complexe que celle établie au cours des études préliminaires. Nous reviendrons en détail sur la chronologie de la mise en place des lobes et des chenaux dans le paragraphe suivant. La progradation du système vers l'aval et l'abandon progressif des zones de dépôt situées en amont du complexe de lobes s'accompagnent d'une incision progressive du chenal d'alimentation par rapport au niveau des chenaux distributaires. Au niveau de la connexion entre le chenal des lobes de la zone amont et le chenal actuel, le décalage entre les niveaux de base des deux chenaux est d'environ 25 mètres (Figure 20). Un décalage existe pour chacune des bifurcations de chenaux distributaires, mais sa valeur diminue vers l'aval, jusqu'à n'atteindre plus que quelques mètres pour le dernier chenal de la zone intermédiaire. Cette différence de hauteur joue certainement un rôle très important dans les phénomènes d'abandon ou de réactivation des chenaux distributaires des lobes.

## 1.2 / Faciès acoustiques et structure superficielle

### *a/ Répartition des faciès acoustiques*

Les données de sondeur de sédiment 3.5 kHz ont été préalablement exploitées en terme d'analyse de faciès sur l'ensemble de l'éventail afin d'établir une classification et une cartographie des faciès acoustiques (Cremer and Savoye, 1999). Un zoom sur la zone des lobes est présenté en Figure 21. On distingue trois grands types de faciès. Des **faciès lités** (en vert sur la carte) que l'on retrouve généralement à l'extérieur des zones de dépôts distaux liés à l'activité gravitaire des trois grands groupes de chenaux identifiés dans la zone



d'étude (Nord, Sud et actuel). Ces faciès lités correspondent généralement aux dépôts de plaine abyssale et à des remplissages de dépressions situées entre les dépôts des complexes de lobes (Cremer and Savoye, 1999). Des **faciès sourds** (en jaune sur la carte), sans ou avec une très faible pénétration du signal, caractérisent le dépôt des lobes.

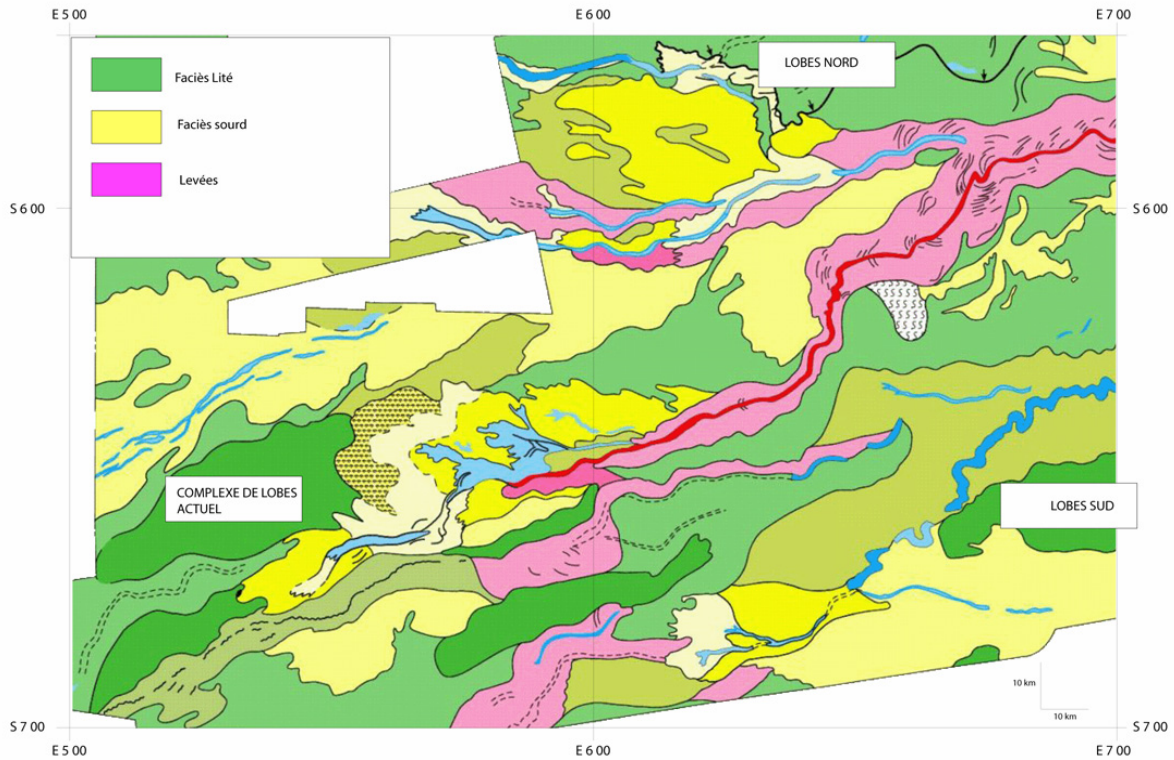


Figure 21 : Carte de répartition des faciès acoustiques centrée sur le dernier complexe de lobes (Cremer and Savoye, 1999).

Ils s'organisent autour des chenaux en trois sous-faciès, en fonction de la position au niveau du lobe. Dans la zone amont ainsi qu'au niveau du dernier lobe, on retrouve une majorité de faciès sourd prolongé avec un fort écho de surface. Au niveau de la plus importante zone d'accumulation du lobe (zone intermédiaire), on observe une évolution des faciès plus ou moins concentrique du cœur des lobes vers l'extérieur. On trouve à proximité des chenaux secondaires un faciès sourd prolongé, puis un faciès sourd transparent et en bordure du lobe, un faciès sourd hyperbolique marquant de nombreuses irrégularités topographiques, interprétées comme correspondant à une zone de déstabilisation des sédiments (Cremer and Savoye, 1999 ; Savoye et al., 2003).

Un **faciès transparent lité** (en rose sur la carte) qui correspond aux dépôts de levées. Ce faciès est caractérisé par la présence de nombreuses sediment waves dont la taille et l'amplitude diminuent fortement vers l'aval. En bleu sur la carte de répartition des faciès acoustiques, sont représentés les chenaux distributaires des lobes et en rouge le chenal actuel.

### *b/ Architecture superficielle*

La faible pénétration générale du signal au niveau des lobes rend difficile une interprétation de ces profils (3,5 kHz) en terme d'architecture de dépôt. Néanmoins, l'étude des données de sondeur multifaisceaux et du sondeur de sédiment a permis de définir plusieurs zones de dépôt qui s'organisent en plusieurs sous unités. Trois grandes zones ou unités de dépôt ont été individualisées : une zone amont



constituée de quatre sous unités, une zone intermédiaire constituée de quatre sous unités et une zone aval correspondant à la dernière zone de dépôt et constituée de deux sous unités (Figure 22).

#### Zone Amont

Cette zone est tout d'abord caractérisée par une forte dissymétrie entre les dépôts des bordures nord et sud du chenal. Sur la bordure sud, on observe la mise en place d'une levée sédimentaire bien développée, caractérisée par sa forme en biseau atteignant au maximum 15 m d'épaisseur (Figure 23). La faible pénétration du signal ne permet pas d'identifier l'origine des dépôts situés en dessous de cette levée. Sur le côté nord du chenal, on ne retrouve pas de dépôts de levée, mais on observe la mise en place de quatre sous unités lobées (Figure 22) alimentées par plusieurs chenaux secondaires (cf. par exemple unités 1 et 3, Figure 23). Les sous unités, dans cette zone, ont une forme très allongée dans une direction Sud-Est – Nord-Ouest. Sur le profil Transit ZaiRov-Kzr10-pl02 (Figure 24), orienté Est-Ouest, on voit que la mise en place de ces sous unités est assez complexe.

Dans un premier temps, les dépôts se mettent en place par migration latérale des dépôts centres vers le large, avec la mise en place des sous unités 1 et 2, puis nous avons le dépôt des sous unités 3 et 3' entre les deux premières. Nos données ne nous permettent pas de définir une chronologie du dépôt de ces deux dernières sous unités. L'abandon de cette zone de dépôt intervient après la mise en place de ces deux dernières sous unités de dépôt. Le système va migrer vers le large et construire une nouvelle zone d'accumulation : la zone intermédiaire.

#### Zone intermédiaire (Figure 25, Figure 26)

Le chenal qui avait alimenté la zone amont abandonne sa position et commence à prograder vers le large. Ce chenal, orienté Est – Ouest est à l'origine du dépôt de quatre sous unités lobées (sous unités 4, 5, 6, 7). La sous-unité 4 est la première à se mettre en place. Elle est la plus grande de cette zone, elle mesure au maximum 40 km de large et plus de 40 km de longueur. Son épaisseur est difficile à estimer du fait de la faible pénétration du signal sur nos profils, mais elle est de l'ordre de quelques dizaines de mètres d'épaisseur. La deuxième sous unité (sous unité 5) se met en place au dessus de la sous unité 4. Sa taille est moins importante, elle mesure au maximum 25 km de large pour une longueur d'environ 30 km, son épaisseur est de l'ordre de la dizaine de mètres. L'orientation du chenal d'alimentation ne semble pas avoir changé entre le dépôt de ces deux sous unités. Ensuite, nous avons la mise en place de la sous unité 6, qui recouvre partiellement les dépôts de la sous unité 5. Sa taille est encore inférieure à celle des sous unités mises en place avant. Elle mesure 10 à 15 km de large pour une longueur d'environ 20 km, son épaisseur ne semble pas dépasser la dizaine de mètres. La dernière sous unité à se mettre en place dans cette zone (sous unité 7), est caractérisée par une forme beaucoup plus allongée que celle des trois précédentes, elle mesure 30 km de long pour une largeur 10 km. Elle semble être beaucoup plus superficielle que les autres, son épaisseur ne semble pas dépasser 5 m. Sa position est excentrée par rapport à celle des trois sous unités précédentes, elle s'oriente dans une direction Sud-Est – Nord-Ouest.

#### Zone aval

Cette zone est située au Sud de la zone de dépôt précédente. Le chenal d'alimentation orienté Est – Ouest pour les zones de dépôt précédentes, prend brusquement une orientation Nord-Est – Sud-Ouest. Ce changement de direction est accompagné d'une érosion importante des dépôts des sous unités de la zone intermédiaire (Figure 25). Après ce changement de direction, le chenal se réoriente dans une direction Est – Ouest.

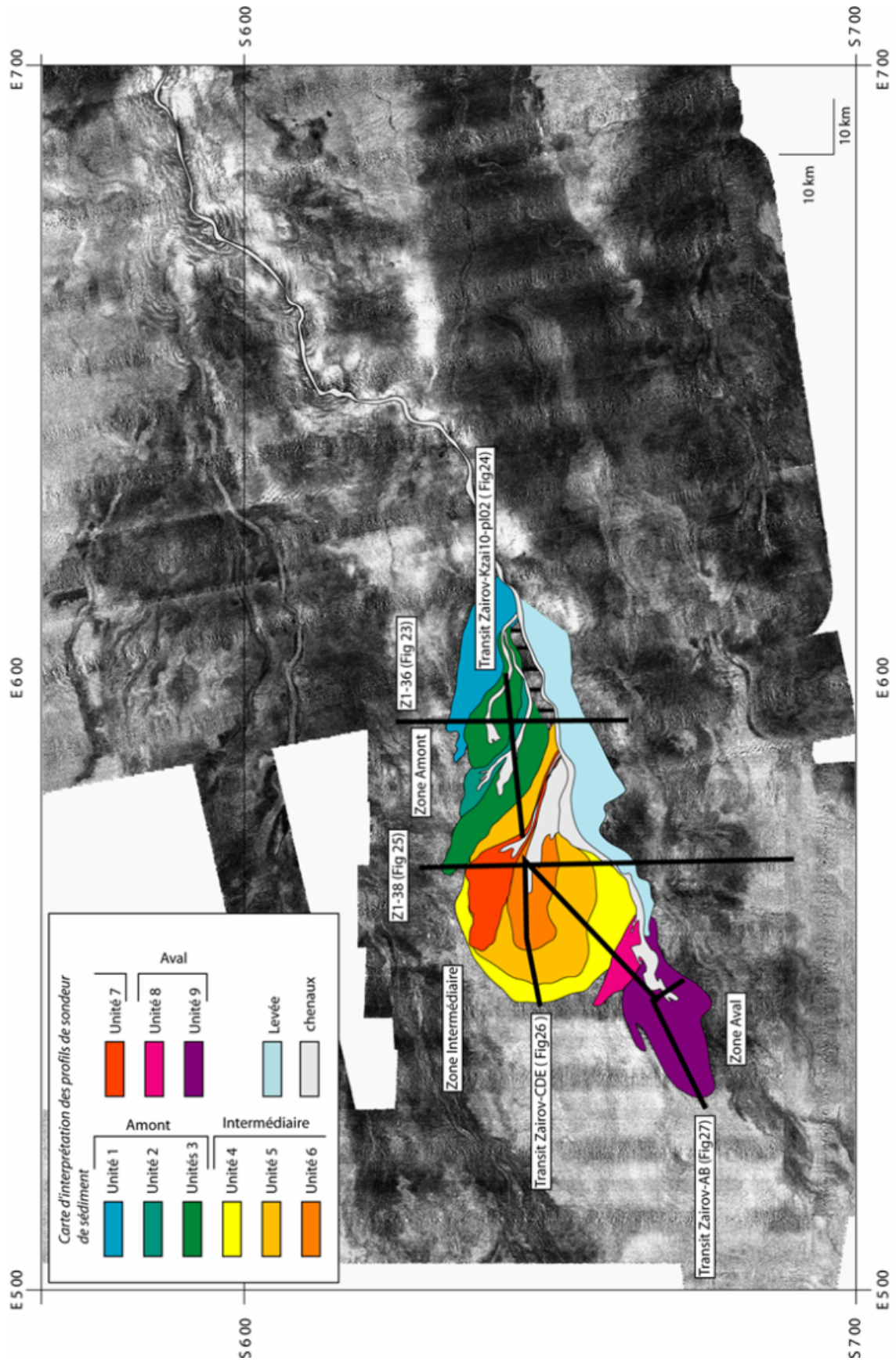


Figure 22 : Carte de répartition des différentes sous unités observées à partir des profils de sondeur de sédiments.

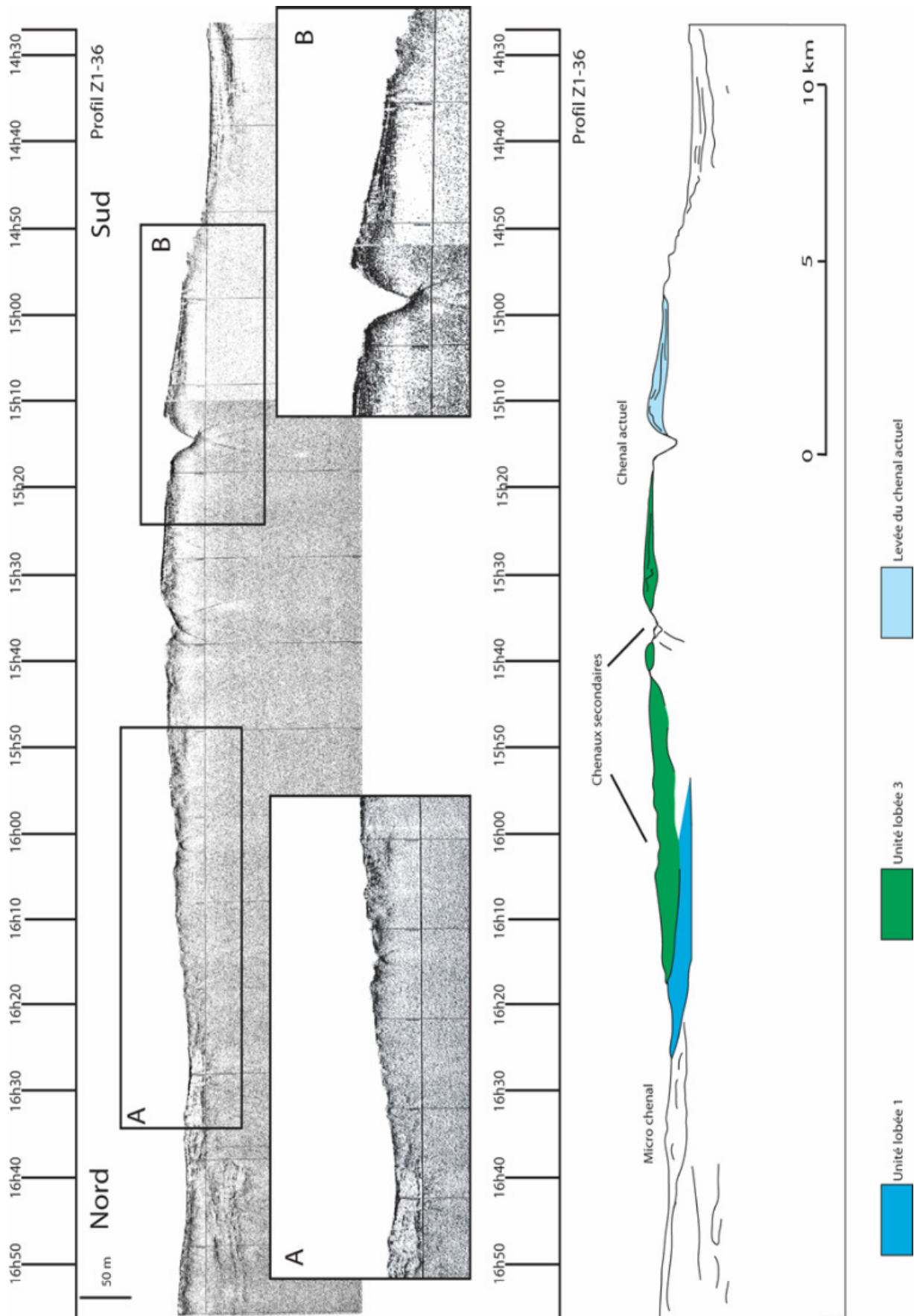


Figure 23 : Profil de sondeur de sédiments Z1-36, montrant l'organisation des dépôts dans la zone amont du complexe de lobes. Localisation sur la figure 17.

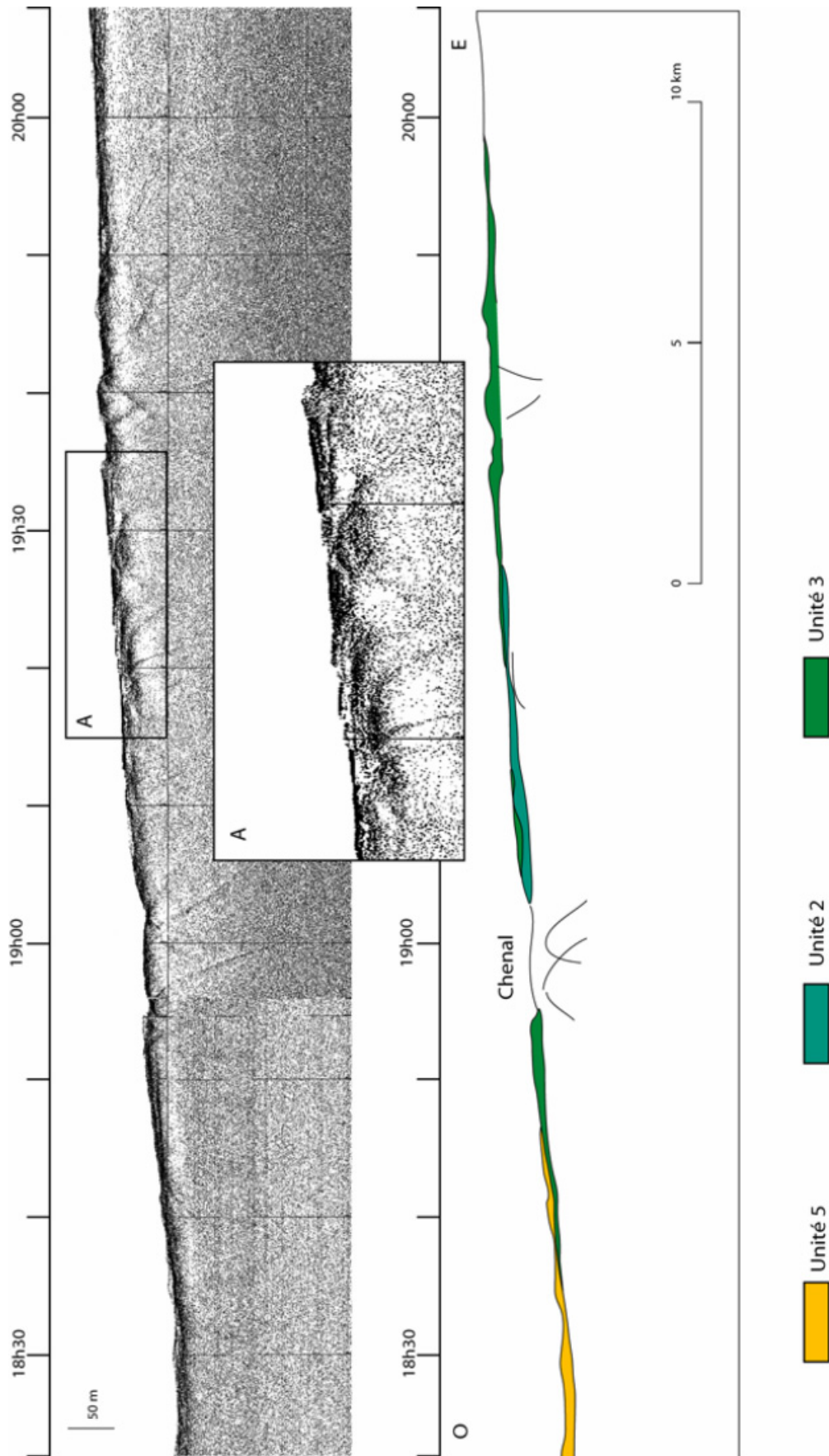


Figure 24 : Profil de sondeur de sédiments Transit ZaiRov-Kzr10-pl02, montrant les contacts entre les différentes sous unités de la zone de dépôt amont. Localisation figure 15.



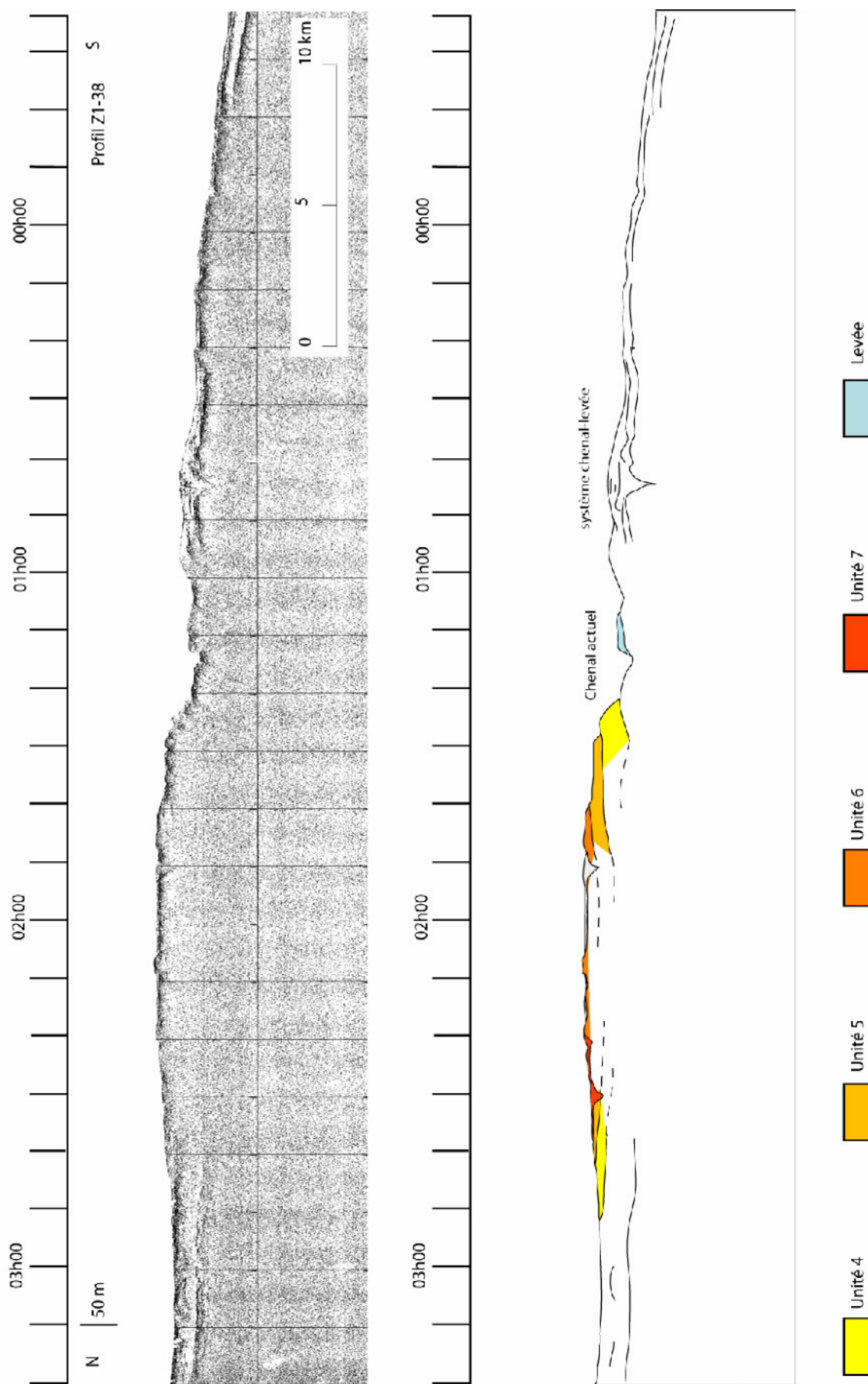


Figure 25 : Profil de sondeur de sédiments ZI-38, montrant l'architecture interne de la zone de dépôt intermédiaire et l'incision du chenal sur ces dépôts. Localisation sur la figure 15.

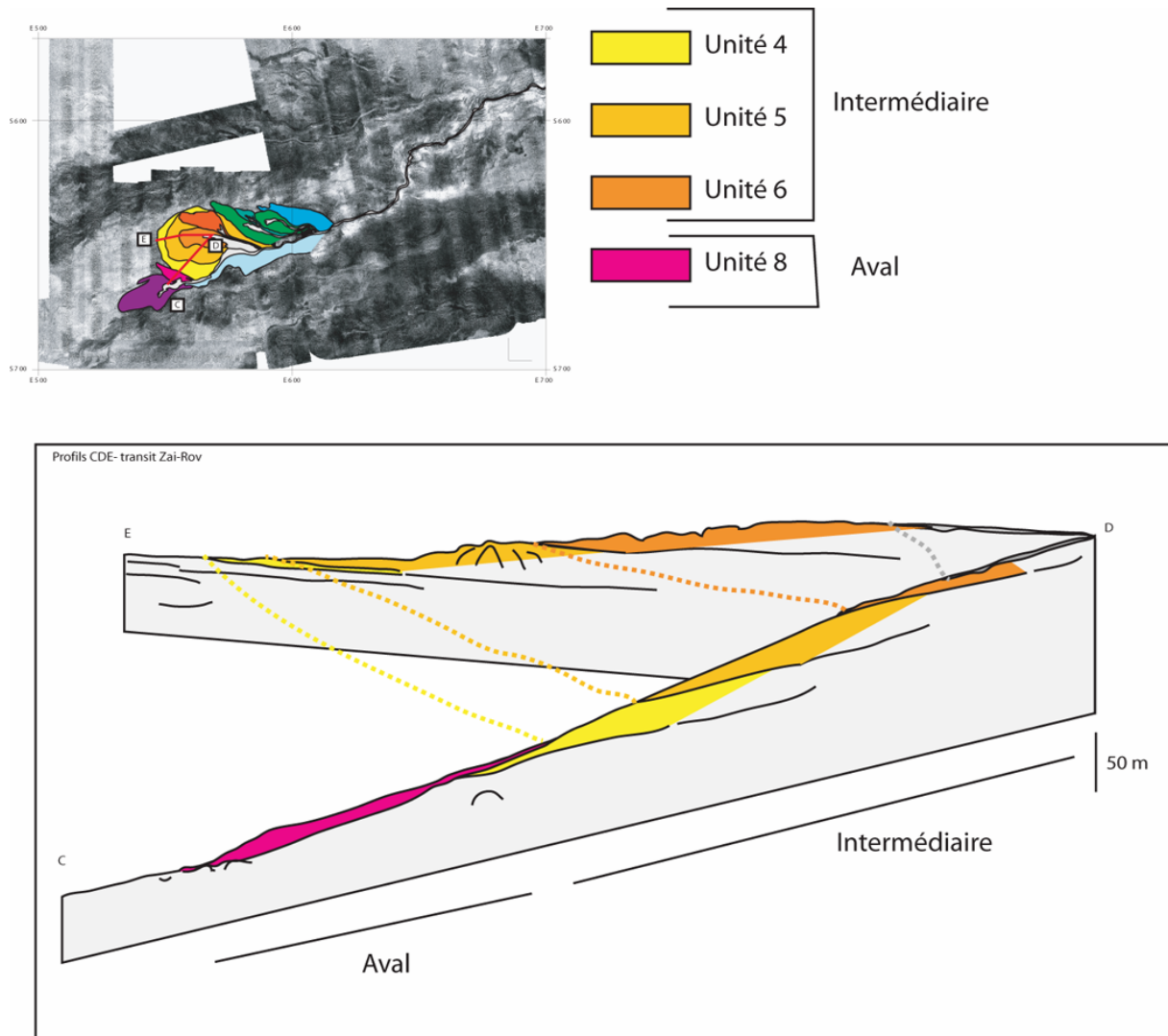


Figure 26 : Interprétation des profils de sondeurs de sédiments Transit-ZaiRov-CDE, montrant le contact entre les dépôts de la zone intermédiaire et ceux de la zone aval. Localisation figure 15.

Cette zone de dépôt aval est constituée de deux sous unités. La première à se mettre en place est la sous unité 8 (Figure 26). Elle est orientée dans une direction SE-NO. Elle est de petite taille, elle mesure 20 km de long pour une largeur de 5 km au maximum. Ensuite se met en place de la dernière sous unité du complexe de lobes : la sous unité 9, orientée NE – SO, elle mesure 35 km de long pour une largeur maximale de 15 km. Son épaisseur maximale est de l'ordre de 25 m (Figure 22). Sur le profil Transit ZaiRov- AB (Figure 27), on voit que cette sous unité vient se déposer en relief sur les dépôts de la plaine abyssale caractérisés en imagerie par une réflectivité faible et homogène (Figure 17). Le chenal d'alimentation est bordé par une zone de faciès sourd à hyperboles tangentes qui peut être interprété comme une zone à morphologie irrégulière. Ce profil montre également que le chenal est comblé par un dépôt de faciès acoustique transparent, ce remplissage étant limité au chenal.



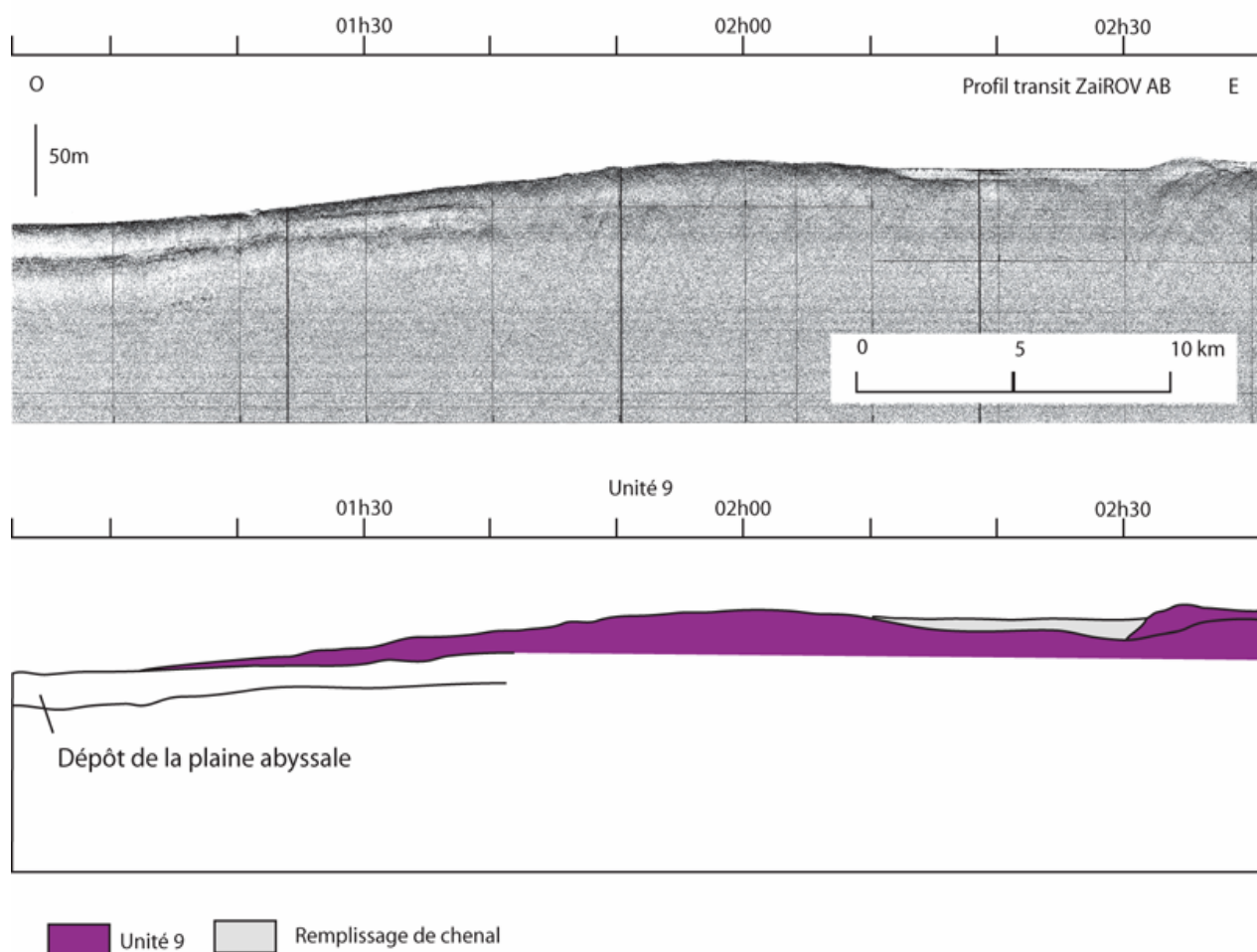


Figure 27 : Profil de sondeur de sédiment Transit-ZaiRov-AB, montrant l'architecture interne de la zone de dépôt aval, ainsi que le remplissage du chenal d'alimentation. Localisation figure 15.

La cartographie de toutes ces sous-unités est représentée sur la Figure 22. On retrouve les zones amont et intermédiaire situées sur la bordure nord de chenal et la zone aval située au débouché du chenal actuel. On voit également très bien les différences de formes entre les sous unités très allongées de la zone amont et les sous unités de forme lobée de la zone intermédiaire. Nous reviendrons plus en détail sur la mise en place superficielle du complexe de lobes actuels du Zaïre dans le paragraphe 4.

## 2. LA STRUCTURE SUPERFICIELLE

En quelques points du dernier complexe de lobes du Zaïre, l'acquisition des données de sonar latéral remorqué près du fond SAR nous permet d'étudier avec une résolution encore plus grande (résolution théorique inférieure au mètre) différents objets sédimentaires identifiés à l'aide de l'imagerie acoustique EM 12 et des profils de sondeur de sédiments. Le passage à cette nouvelle échelle d'investigation va nous permettre dans un premier temps de caractériser en détail les morphologies des chenaux d'alimentation des lobes et dans un second temps de recalculer les plongées du submersible télé-opéré R.O.V.

## 2.1 / Les chenaux

Les neuf sous-unités lobées constituant le complexe de lobes distaux du Zaïre sont alimentées par des chenaux secondaires. Des images acoustiques, de sonar latéral remorqué près du fond SAR, ont été acquises, lors de la mission ZaiSar (2000), dans le but de caractériser dans le détail l'architecture de ces chenaux. Au niveau du dernier complexe de lobes, plusieurs chenaux ont été imagés. Trois images au niveau du chenal d'alimentation du dernier lobe (sous-unité 9) nous permettent de voir l'évolution amont-aval de ce chenal (Figure 28). Nous décrivons séparément chacune des images, pour ensuite montrer l'évolution amont-aval de ce chenal.

Dans la partie amont du chenal (image SAR02, Figure 29 et Figure 30), le chenal mesure environ 6 km de large pour une profondeur maximale de 30 mètres. Ce chenal se subdivise en deux grandes zones : la zone centrale du chenal ( $\approx 1500$  m de large) caractérisée par la plus faible réflectivité se distingue nettement des bordures limitées par la présence d'un escarpement d'une dizaine de mètres de haut. Au sein de l'axe central on note la présence de nombreux linéaments orientés dans le sens du courant, mais également la présence de rides sédimentaires orientées perpendiculairement au sens du courant et situées derrière des blocs isolés (Figure 29 et 30).

Sur le profil de sondeur de sédiment passant par l'axe central de l'image (Figure 31), on note la présence d'un dépôt, de faciès acoustique transparent, peu épais (de l'ordre du mètre), dans l'axe du chenal. De part et d'autre de cet axe, s'individualisent deux terrasses, elles même limitées à l'extérieur par un escarpement. Cette falaise est de l'ordre de la quinzaine de mètres.

Le faciès sourd qui constitue ces terrasses est mis en rapport avec la présence de nombreux blocs dont la taille peut atteindre plusieurs dizaines de mètres. On peut relier des zones de blocs avec des cicatrices de glissement situées au niveau de l'escarpement situé en bordure de la terrasse (Figure 29 et Figure 31).

On peut également distinguer des zones à blocs que l'on peut qualifier de « fraîches » par rapport à des zones où les blocs semblent être recouverts par une pellicule de sédiment. Généralement les zones fraîches se trouvent à proximité de l'escarpement, alors que les zones recouvertes se situent au milieu des terrasses (Figure 29 et Figure 30). Sur le profil de sondeur de sédiment (Figure 31), la zone des terrasses est caractérisée par une surface irrégulière. Le profil de sondeur de sédiment montre également une masse glissée au niveau de la terrasse Sud correspondant à un glissement arraché à la bordure sud du chenal (Figure 31). Le corps du lobe est quant à lui, caractérisé par un faciès homogène de faible réflectivité. Sa surface est généralement assez lisse, sauf dans la partie nord de l'image où l'on voit une grande zone de déstabilisation. La cicatrice d'arrachement grossièrement semi circulaire et d'un diamètre d'environ 1 km de long et affecte les sédiments sur une dizaine de mètres de profondeur. Les blocs issus de cette zone de déstabilisation peuvent atteindre une taille de plus de 500 m de large.

Un peu plus en aval (Figure 32, Figure 33 et Figure 34), la morphologie du chenal semble évoluer. On ne retrouve pas l'architecture symétrique, avec une terrasse de chaque côté de l'axe central du chenal, observée un peu plus en amont. Sur la Figure 34, on ne voit que deux escarpements. L'axe central est caractérisé, comme dans la zone amont, par un faciès de faible réflectivité, présentant de nombreux linéaments orientés dans le sens du courant. On retrouve également des zones à blocs en bordure de l'axe central du chenal, mais pour une majorité d'entre elles, il n'est pas possible de définir la zone de déstabilisation d'origine (en dehors de l'image).

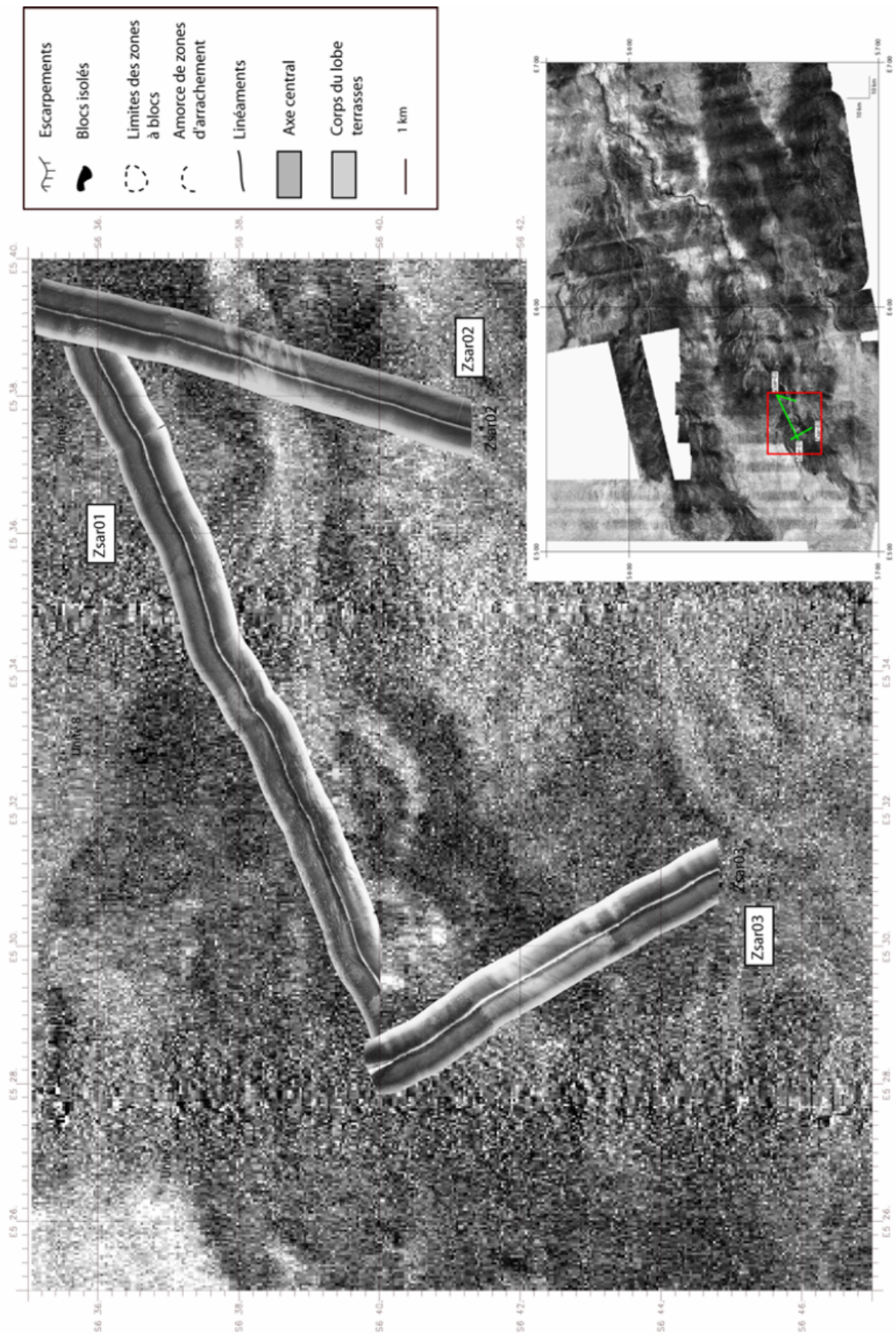


Figure 28 : Mosaique des images SAR 01, 02 et 03 recollée sur un zoom de la carte d'imagerie EM12 centré sur le dernier lobe.

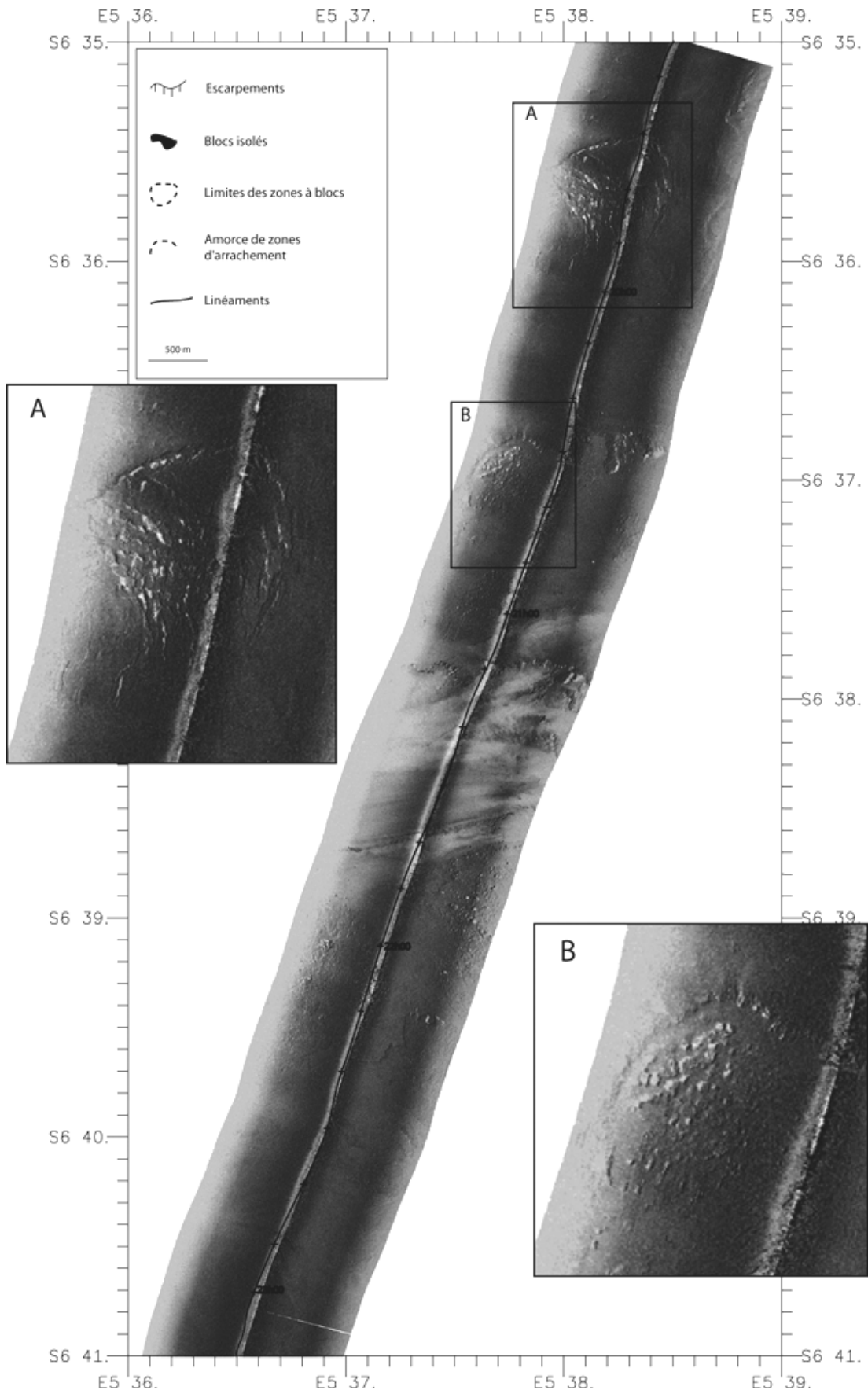


Figure 29 : Image SAR 02, recoupant le chenal d'alimentation du dernier lobe, avec deux zooms sur des zones de déstabilisations.

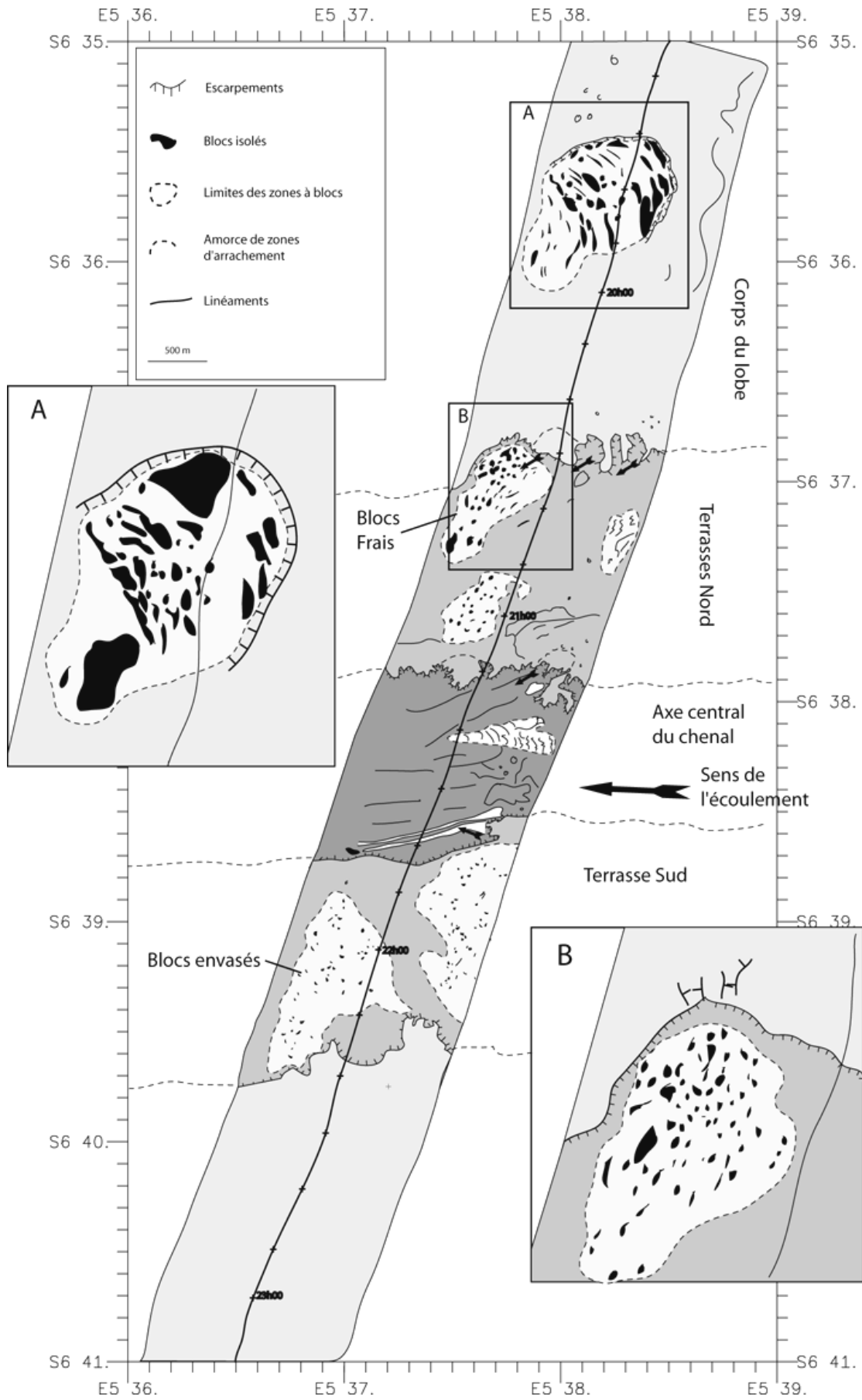


Figure 30 : Interprétation de l'image SAR 02



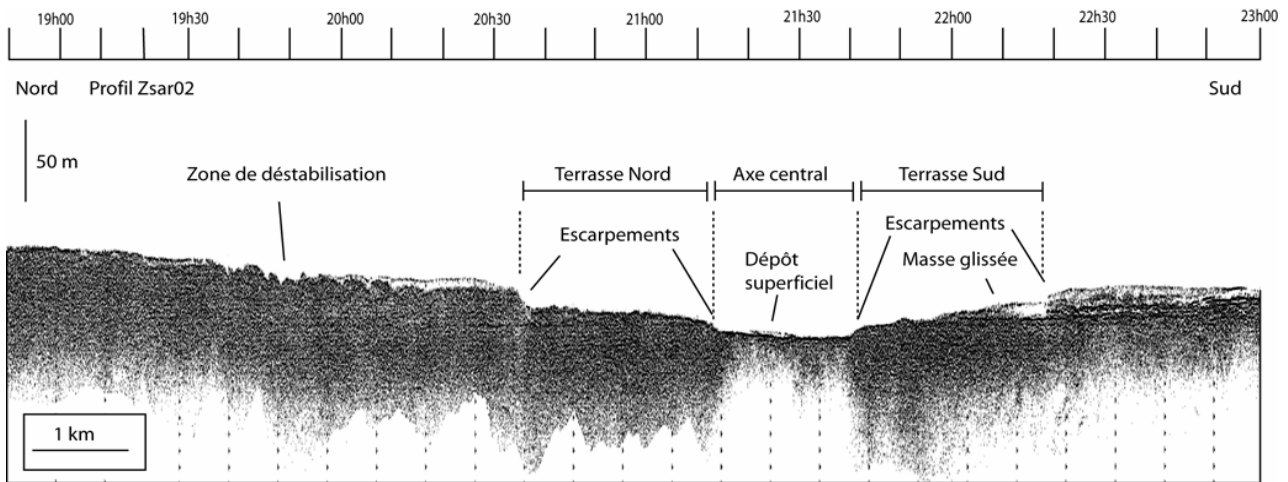


Figure 31 : Profil de sondeur de sédiment passant par l'axe central de l'image SAR 02, montrant la morphologie précise du chenal d'alimentation d'une zone de dépôt. Correspond à l'axe de l'image de la figure 26.

Le chenal central mesure moins de 10 mètres de profondeur pour une largeur de plus de 3 km (Figure 34). Le profil de sondeur de sédiment montre également que dans cette zone, le chenal central est comblé par un dépôt superficiel de faciès acoustique transparent.

La dernière image SAR à notre disposition au niveau du chenal d'alimentation du dernier lobe actuel longe la bordure nord du chenal (Figure 35 et Figure 36). Du fait de son orientation Nord-Est – Sud-Ouest et de sa position, cette image ne permet pas de caractériser la morphologie du chenal dans cette zone. Néanmoins, on peut identifier différents ensembles. Au Nord, on observe une zone de réflectivité homogène qui semble être très peu affectée par des déstabilisations. Lorsque l'on va vers le Sud, on rencontre un premier escarpement suivi d'une zone à bloc. Ces blocs sont de taille plus réduite qu'un peu plus en amont (de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres) et semblent être recouverts par une pellicule de sédiment. Ensuite après un nouvel escarpement, on arrive dans une zone de plus faible réflectivité et très chaotique. Cette zone correspondant à l'axe central du chenal présente un fond très irrégulier et de nombreux linéaments orientés Nord-Est – Sud-Ouest, auxquels sont généralement associées des zones en érosion (zoom de la Figure 35). Cette zone de faible réflectivité se sépare en deux branches dans sa partie amont, une principale vers le SO et une secondaire qui s'oriente vers le Nord. Sur les bords, on observe deux hauts topographiques caractérisés par la présence de très nombreux blocs, dont certains peuvent atteindre une longueur supérieure à 200 m. Sur le fond du chenal, on observe la présence de nombreuses structures érosives. Ces érosions sont alignées dans le sens de l'écoulement et sont généralement caractérisées par un flanc amont abrupt et une pente douce vers l'aval.

L'orientation générale des déstabilisations observées en bordure des chenaux est parallèle au sens de l'écoulement, mais dans le détail, les indentations peuvent être perpendiculaires voir obliques aux courants indiquant un déplacement dans le sens des écoulements et l'impact de ces écoulements sur l'érosion et la déstabilisation des bordures du chenal.



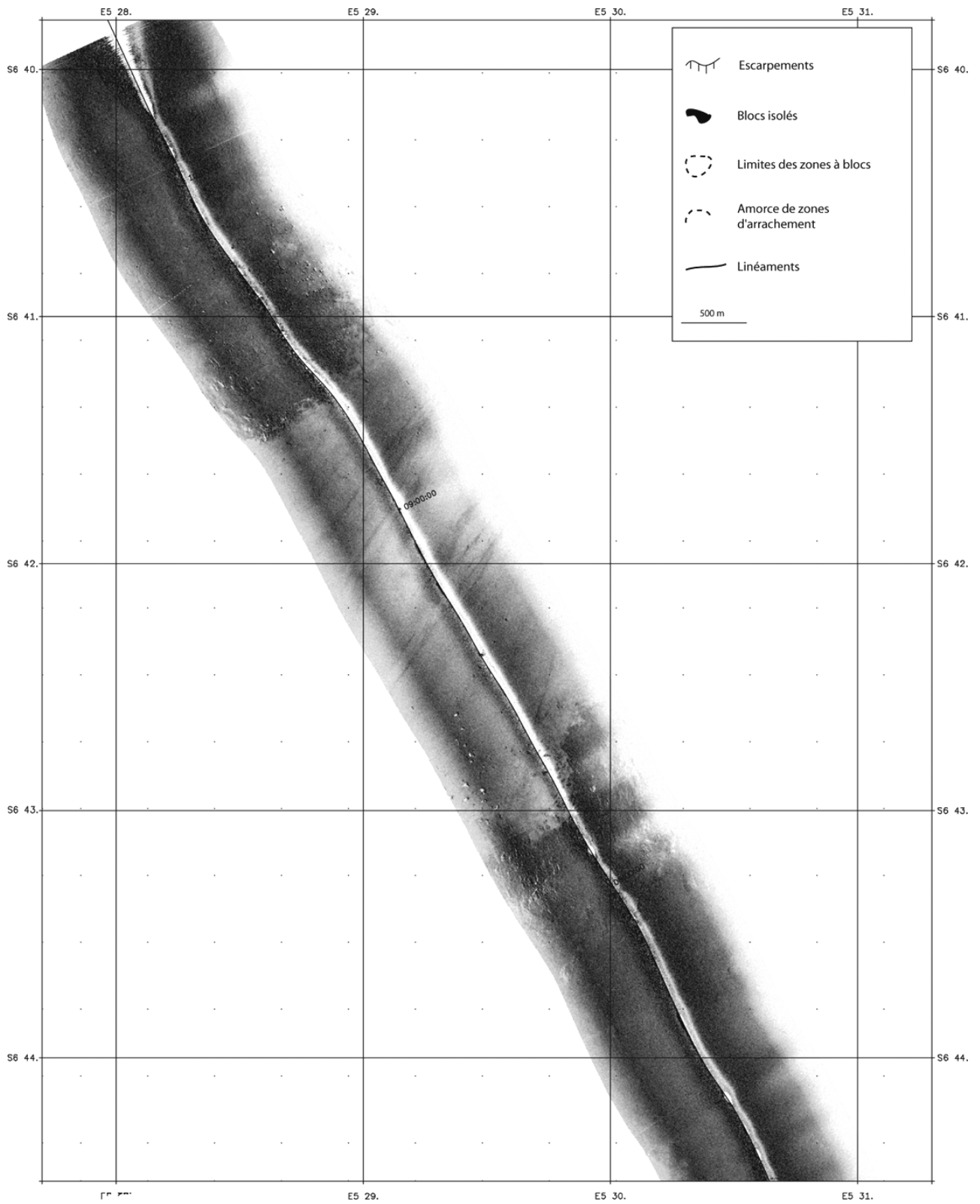


Figure 32 : Image SAR 03, recoupant le chenal d'alimentation du dernier lobe.

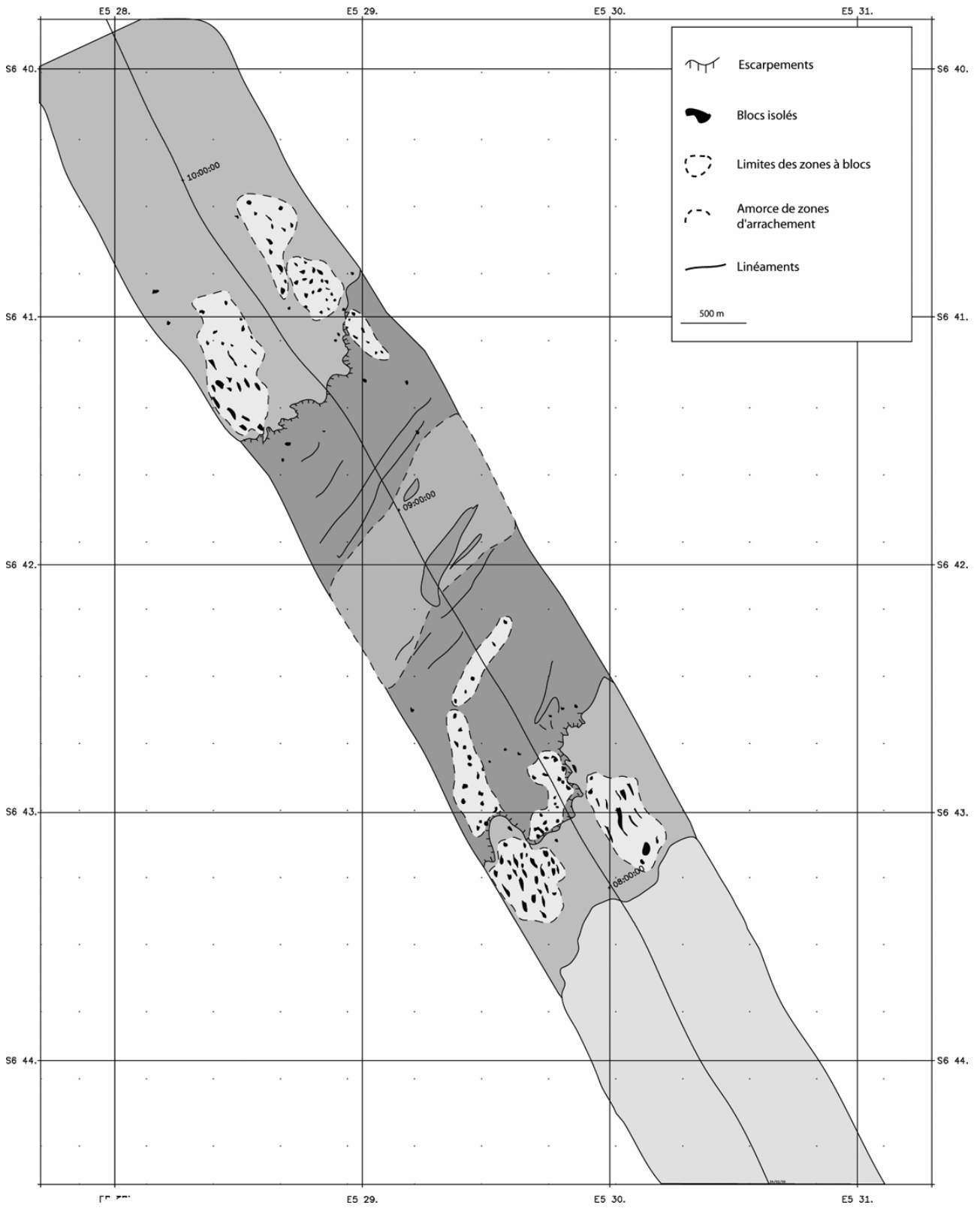


Figure 33 : Interprétation de l'image SAR 03.

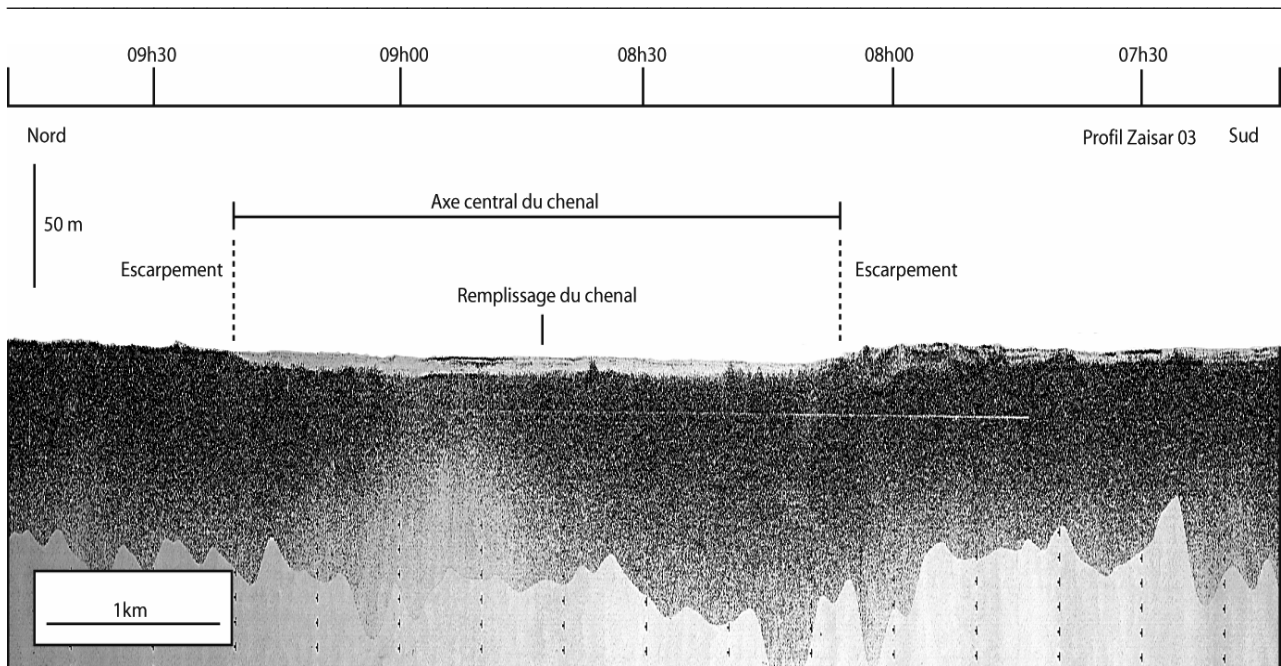


Figure 34 : Profil de sondeur de sédiment passant par l'axe central de l'image SAR 03, montrant la morphologie fine du chenal ainsi que le remplissage, par un dépôt de faciès acoustique transparent, de ce chenal.

La mosaïque globale de ces trois images (Figure 28 et Figure 37) associée à la carte de réflectivité EM 12, nous permet de voir la répartition et les connexions des différentes zones observées séparément sur chacune des images. La concordance entre les faciès de faible réflectivité EM 12 et SAR, est généralement très bonne, à part dans la partie sud de la zone où la zone de faciès de faible réflectivité du SAR est beaucoup plus large que celle de l'EM12. Le chenal dans cette zone est rempli par une unité de dépôt très superficielle et de faciès acoustique transparent (Figure 34). La répartition de cette unité correspond à la zone de faible réflectivité de l'image SAR. La fréquence émise par le sondeur multifaisceaux EM12 est en moyenne de 13 kHz alors que celle du SAR est de 180 kHz. Cette différence implique une plus grande pénétration du signal dans les sédiments pour l'EM12 que pour le SAR. La différence entre les images obtenues dans cette zone est vraisemblablement liée à la diminution progressive de l'épaisseur de ce remplissage, le SAR l'ayant imagé et le l'EM12 l'ayant traversé.

Nous avons également une image SAR au niveau d'un ancien chenal d'alimentation de la sous-unité 3. La morphologie du chenal observée dans cette zone est similaire à celle observée au niveau du chenal de la dernière sous-unité, avec un axe central bordé par deux terrasses. Les faciès de réflectivité dans cette zone sont beaucoup plus homogènes et de plus forte réflectivité qu'au niveau du dernier lobe. La relative fraîcheur de la morphologie du chenal dans cette zone qui devrait être inactive, montre que la partie supérieure des écoulements, arrivant au niveau du dernier complexe de lobes, alimente encore les sous-unités lobées situées en amont de la zone.

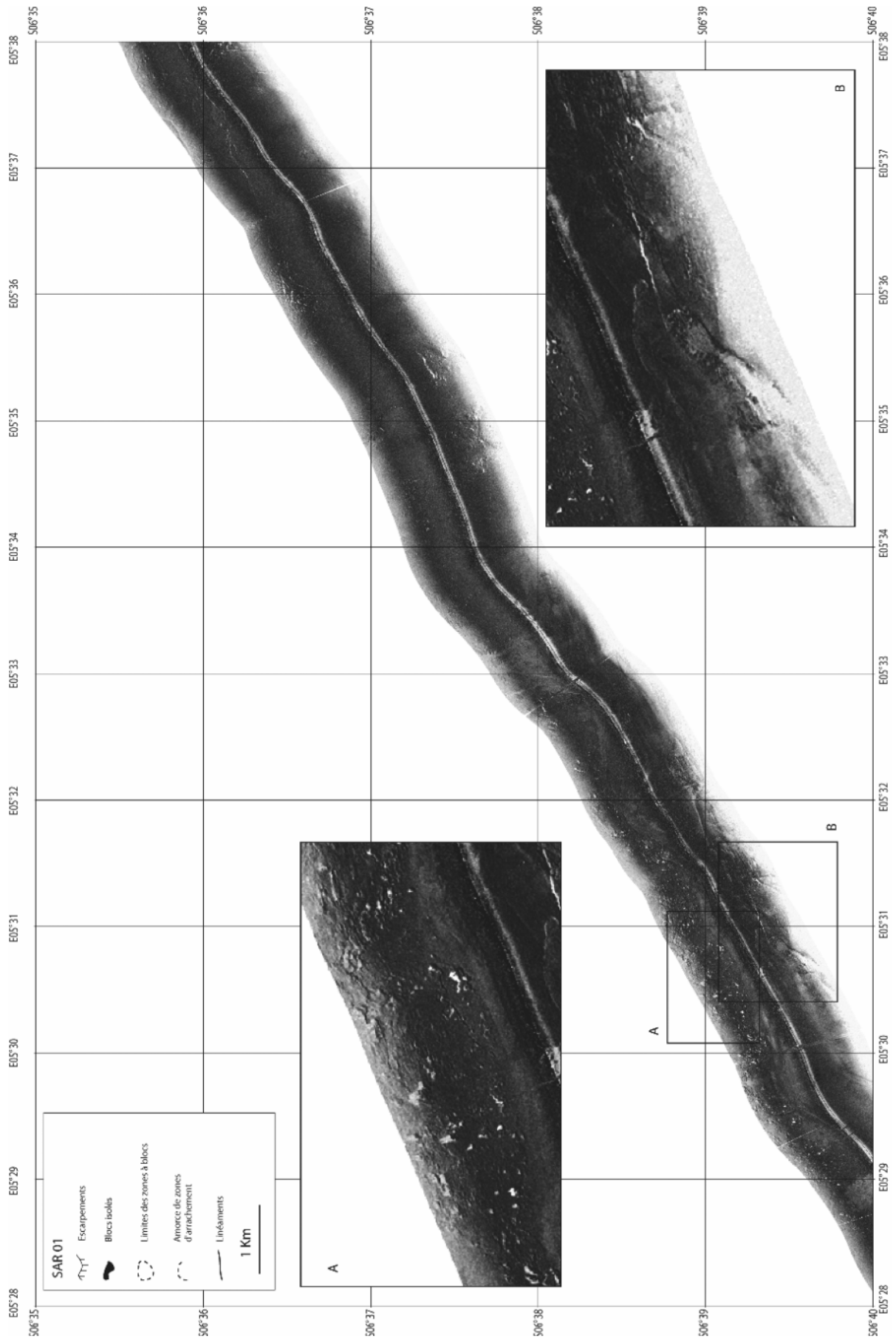


Figure 35 : Partie amont de l'image SAR 01, longeant le chenal d'alimentation du dernier lobe, avec un zoom sur les structures érosives du fond du chenal et sur les blocs présents en bordure du chenal.

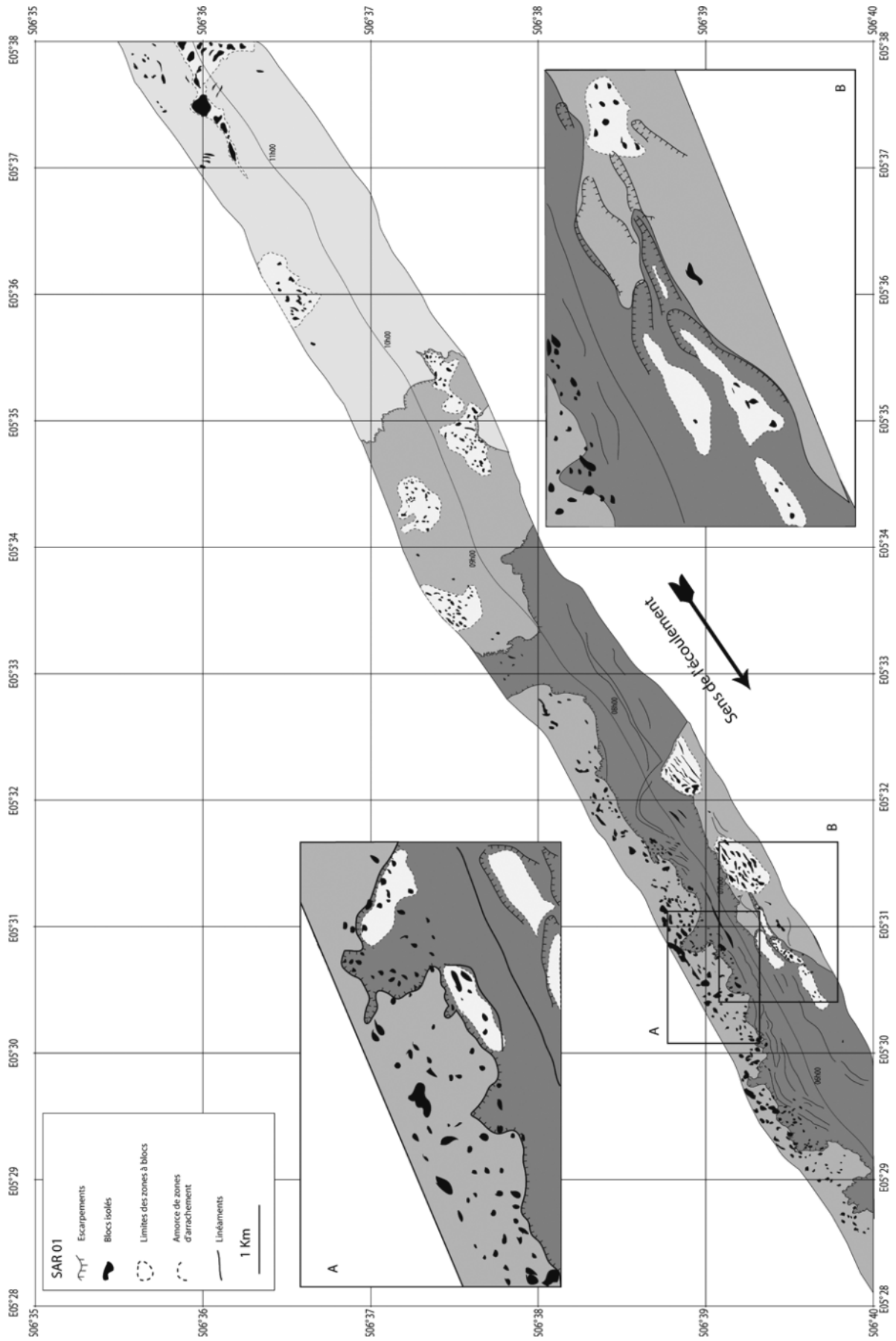


Figure 36 : Interprétation de l'image SAR 01.

## 2.2 / Le corps du lobe et sa terminaison

Nous avons également à notre disposition des données SAR, au niveau du corps du dernier lobe et de sa terminaison. La première image (Figure 38) est un zoom de l'image SAR 01, située au milieu du corps du lobe. Sur cette image, on voit une tache diffuse de faible réflectivité au milieu d'une zone homogène de réflectivité beaucoup plus forte. Le profil de sondeur de sédiment traversant cette tache (Figure 38) montre qu'elle correspond à un dépôt d'une dizaine de mètres d'épaisseur de faciès acoustique transparent. Ce dépôt se met en place dans un creux mesurant environ 200 m de large et qui pourrait correspondre à un chenal distal du lobe.

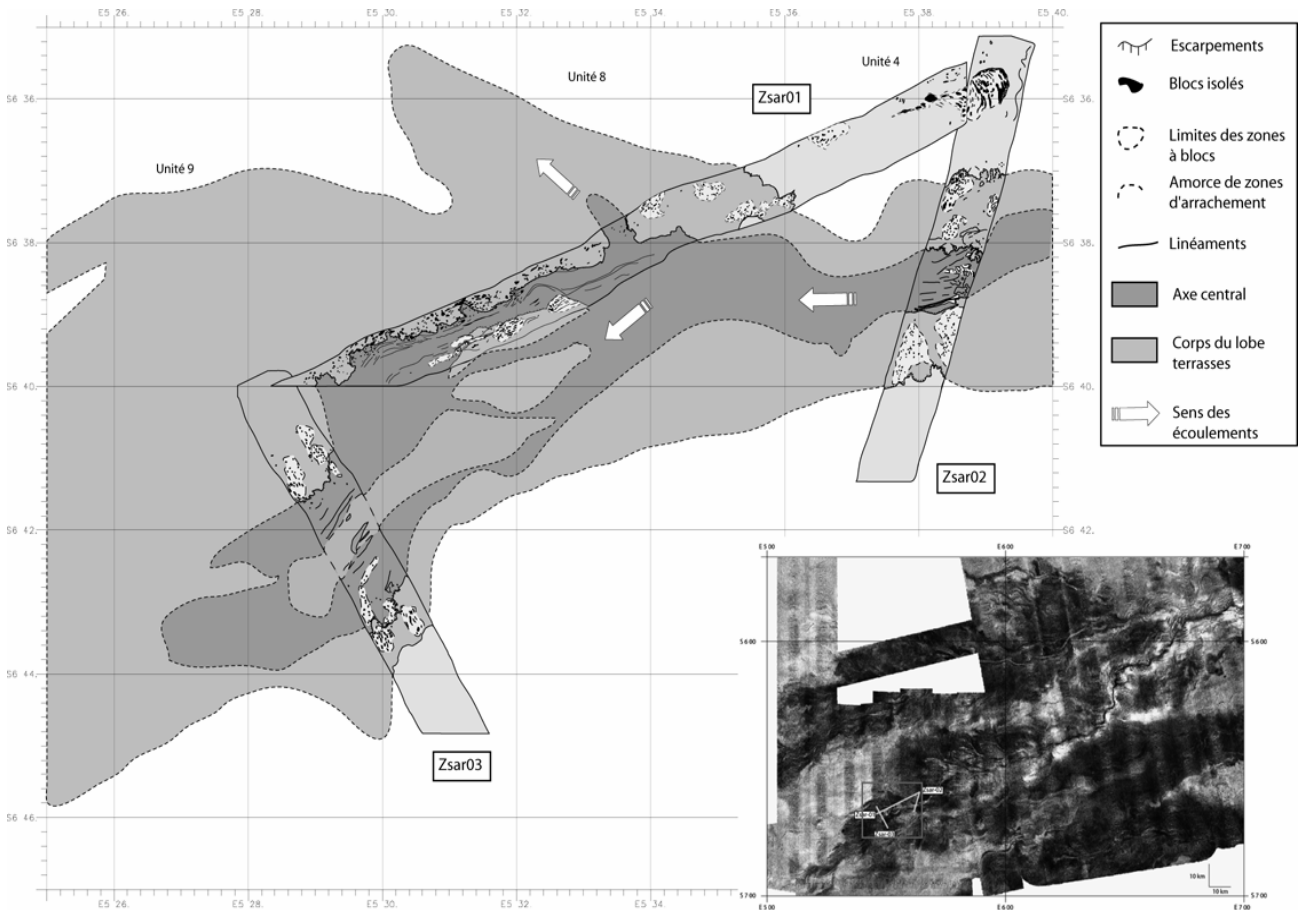


Figure 37 : Interprétation Mosaïque des images SAR 01, 02 et 03 recollée sur un zoom de la carte d'imagerie EM12 centré sur le dernier lobe.



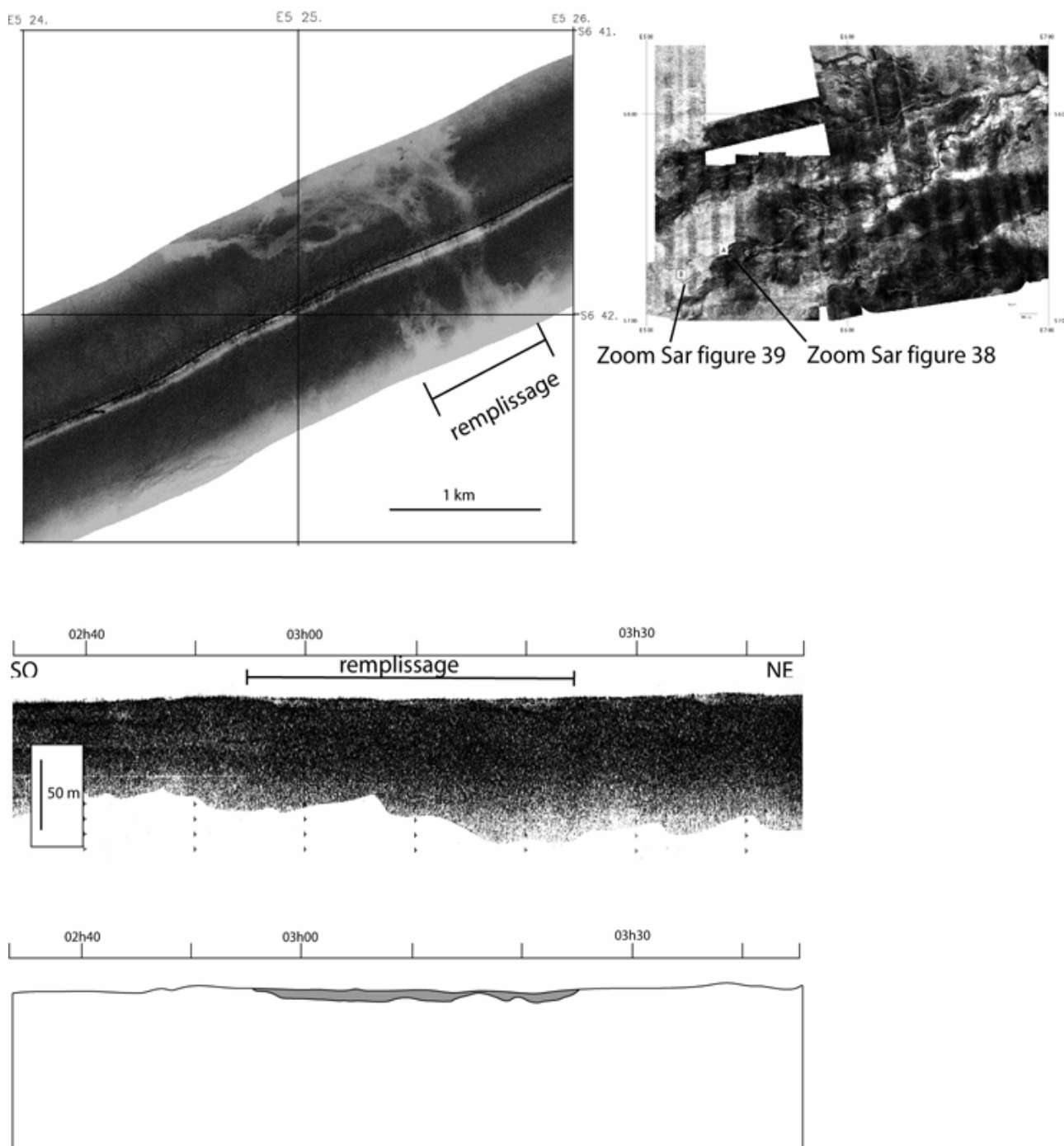


Figure 38 : Zoom de l'image SAR 01 et profil de sondeur de sédiment, dans la partie distale du dernier lobe, montrant un remplissage d'un chenal.

La deuxième image illustre une zone qui semble inactive sur l'imagerie EM12 correspondant à la plaine abyssale (Figure 39) et située à plus de 10 km de la zone sombre correspondant au dépôt du dernier lobe. Sur cette image, on voit clairement des axes, orientés NE – SW, mesurant quelques dizaines de mètres de large. Au débouché de l'un de ces axes, on observe une tache en forme de langue. Cette tache correspond à un dépôt très superficiel et très peu épais qui n'est pas visible sur le profil de sondeur de sédiment. L'absence de carottages au niveau de ce type de dépôt ne permet pas de caractériser précisément leur nature, mais leur position par rapport au lobe aval suggère une nature des sédiments de type argileuse.

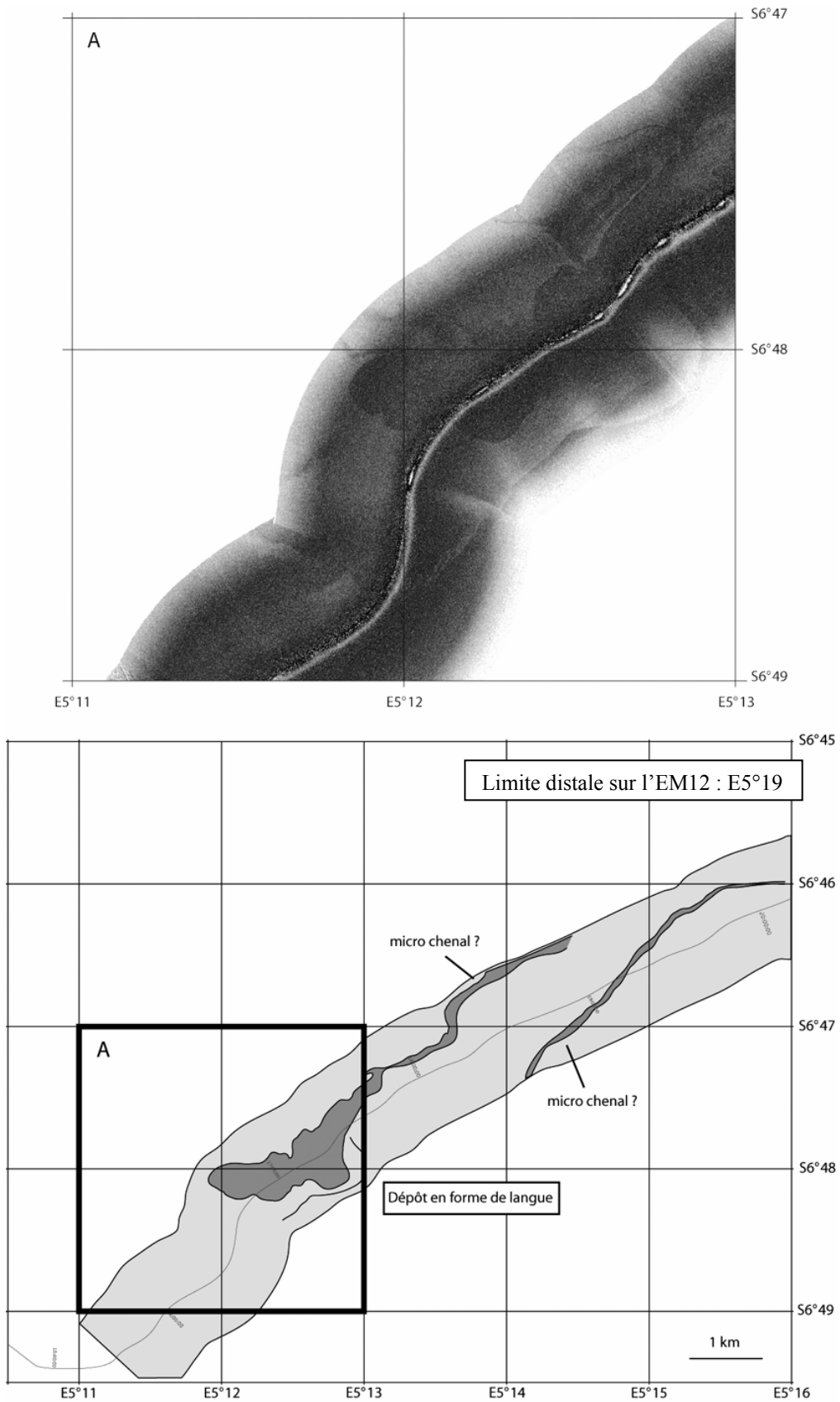


Figure 39 : Zoom de l'image SAR 01, à l'extérieur du dernier lobe, montrant un dépôt distal en forme de langue (localisation sur la figure 38).

### 2.3 / Les observations ROV

Le sonar latéral SAR, nous a permis de caractériser la morphologie fine des chenaux d'alimentation des lobes. Au niveau de certains de ces profils nous avons une série de plongées ROV (Remote-Operated Vehicule ; cf annexe) (mission ZaiRov (Décembre 2000)). Deux plongées ont été effectuées dans la zone des lobes, la plongée PL02 réalisée au niveau de l'entrée du complexe de lobes distaux. Cette plongée avait pour objectif de traverser le chenal (30 à 40 m de profondeur) d'alimentation du complexe. Cette plongée a été dépouillée et interprétée par P. Barrier. Au cours de cette étude, j'ai réutilisé ces données pour caractériser les différents types d'environnements rencontrés au cours de cette plongée (Figure 40).

A la surface de la zone de dépôt intermédiaire, on se situe au niveau d'une zone assez plane, où l'on rencontre uniquement des zones dites de « tapis bactériens » (Photo A, Figure 40). Le pied de la levée est caractérisée par la présence de rides sédimentaires (Photos G et D et H), mais aussi de petits monticules constitués de petits blocs (Photo F). La rupture de pente entre la levée et le chenal, est caractérisée par une escarpements (Photos A, E, et I) conduisant vers fond du chenal. Le long de cette falaise, on distingue les différentes couches sédimentaires mises en place au cours de la construction du complexe de lobes (Photos B et I). Au cours de cette plongée, on a observé la présence d'un tronc fiché à la base de la falaise (Photo I) suggérant la puissance des écoulements arrivant jusqu'aux lobes. A la base de l'escarpement, on rencontre généralement des blocs plus ou moins envasés (photos H et B) qui sont probablement issus de la déstabilisation des flancs du chenal. On peut également retrouver des blocs isolés dans l'axe du chenal (Photo C). Ces blocs sont généralement situés dans une petite dépression correspondant probablement à une zone d'érosion liée à la présence des blocs.

La deuxième plongée (plongée PI01), réalisée au niveau du complexe de lobes distaux, est située plus en aval que la précédente et plus particulièrement au niveau du dernier lobe actif. Le dépouillement de cette plongée a été effectué par B. Savoye. Comme pour la plongée 02, j'ai repris les données pour caractériser les différents environnements rencontrés. Cette plongée est localisée au niveau des profils Sar 03 (Figure 41) et Sar 01 (Figure 42) (localisation des profils, Figure 28). La première partie de la plongée effectuée le long du profil Sar 03, traverse le chenal d'alimentation du lobe dans la zone où celui-ci est comblé par un dépôt non consolidé pouvant être assimilé à de la crème de vase. Sur la bordure sud du chenal, le fond est globalement plat (Photo A, Figure 41), mais on peut également rencontrer de petites zones à rides sédimentaires (Photo B) et comme au niveau de la surface des lobes amont, on peut également rencontrer des zones de tapis bactériens (Photo C).

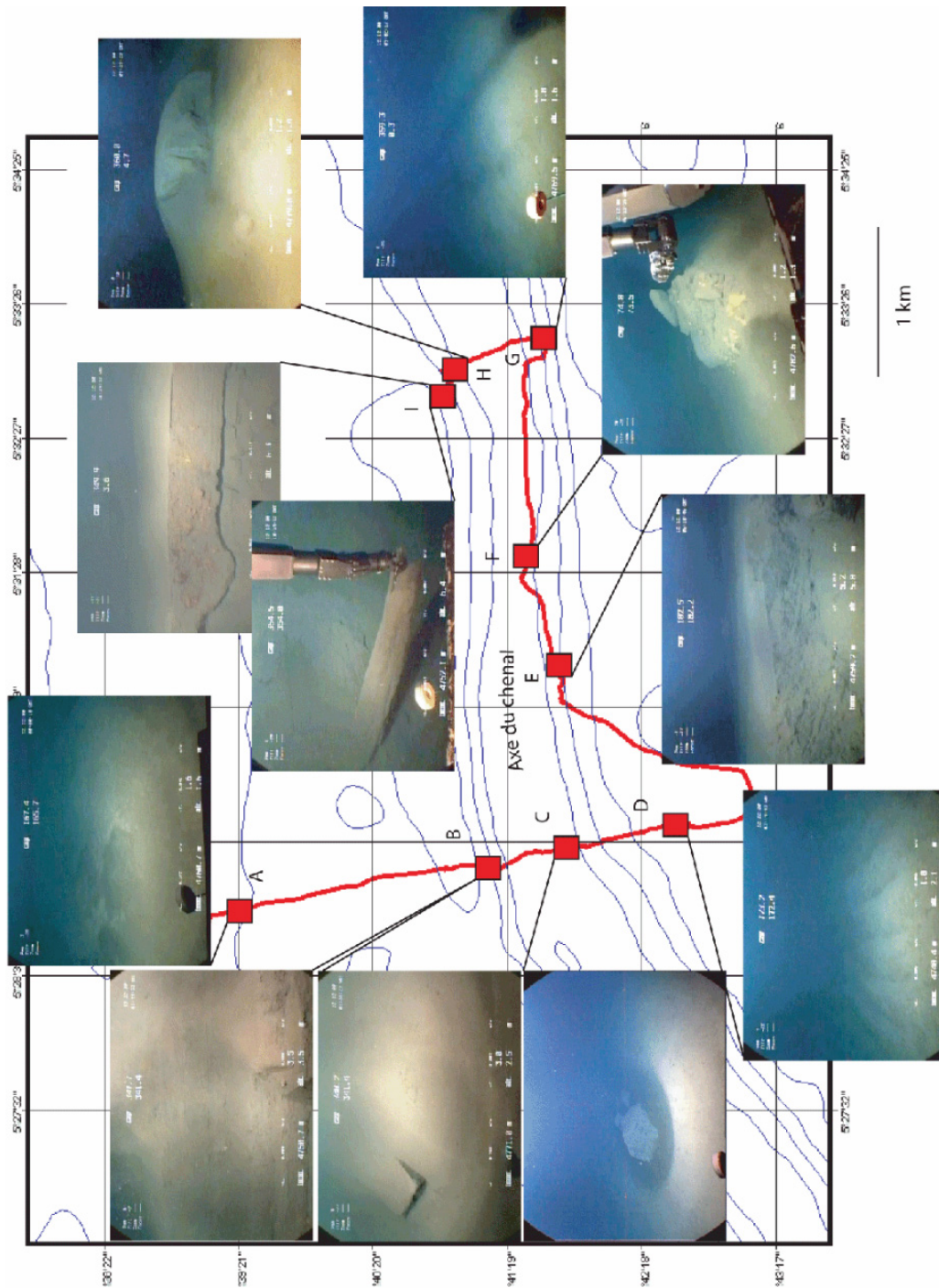


Figure 40 : Plongée ROV 02 au travers de l'axe du chenal d'alimentation des lobes. Les photos sur le fond sont replacées par rapport à la navigation du ROV.

Le remplissage du chenal fait que l'on ne rencontre pas de rupture de pente à la transition entre le corps du lobe et le chenal. La surface de ce remplissage est caractérisée par une surface lisse présentant de nombreux « tapis bactériens » (Photo D). La transition entre le Nord du chenal et le corps du lobe est beaucoup plus chaotique qu'au niveau de la transition sud. On observe de nombreux blocs très envasés (Photos E et F) à proximité du chenal et lorsque l'on s'éloigne du chenal on rencontre des zones où les blocs sont non envasés et à arêtes anguleuses (Photos G et H).

La seconde partie de cette plongée est située le long du profil Sar 01 qui longe le chenal d'alimentation du lobe sur sa bordure nord (Figure 42). On retrouve les grands types d'objets sédimentaires rencontrés le long du profil Sar 03, comme les zones à « tapis bactérien » (Photo A), les zones à blocs envasés (Photo B), les zones à blocs anguleux (Photos D, J, E, F, H et K), mais aussi des amas de petits blocs (Photos C et L). Cette partie de la plongée nous permet également d'observer le fond du chenal d'alimentation du lobe. On a vu grâce à l'image Sar que ce fond de chenal était très perturbé, qu'il était caractérisé par la présence de nombreux sillons d'érosion. L'observation ROV de cette zone confirme ce caractère érosif du chenal avec la présence de sillons creusés dans le fond du chenal (Photos G, I et M).

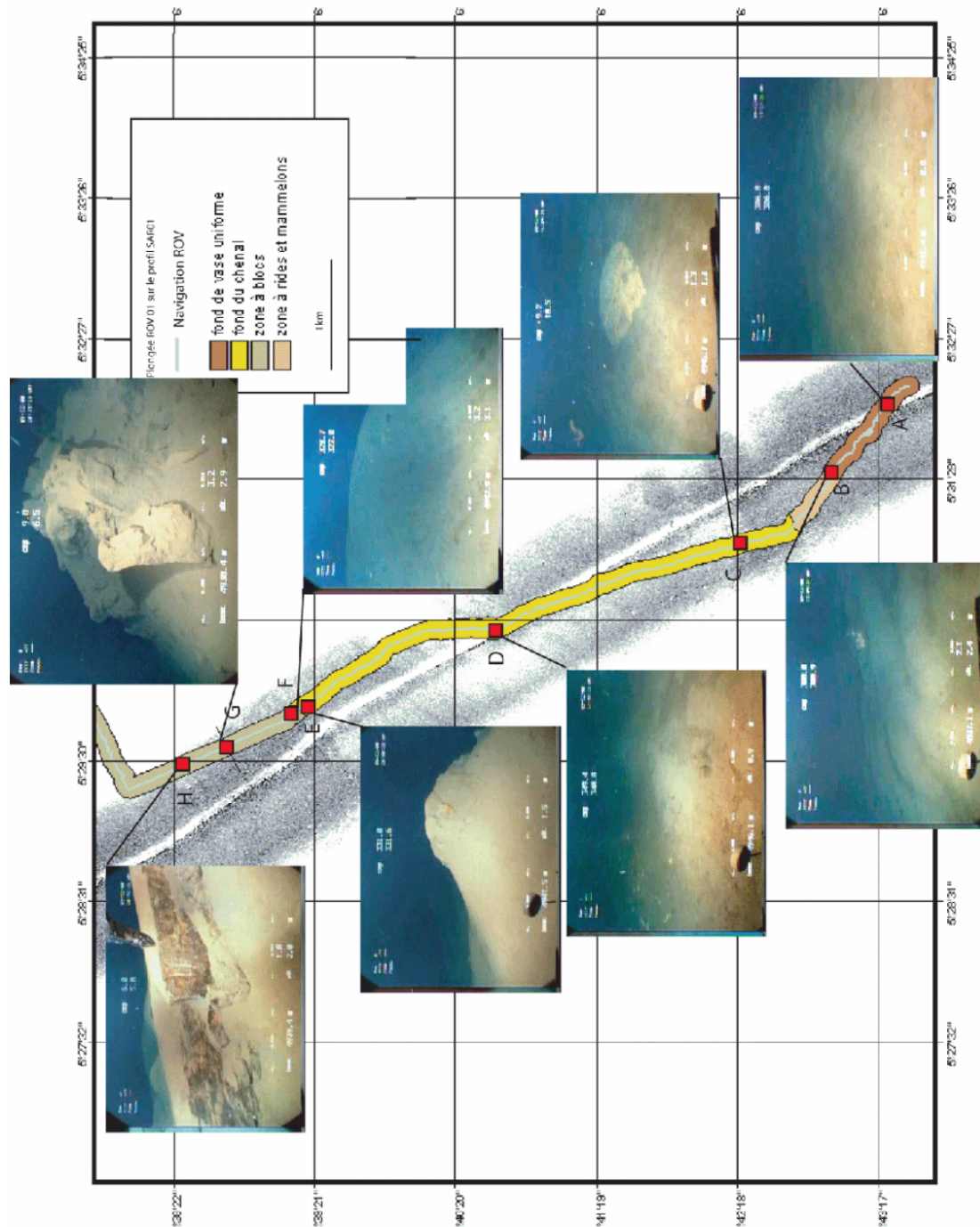


Figure 41 : Plongée ROV 01 au travers de l'axe du chenal du lobe (le long du profil Sar 03, localisation figure 37). Les photos sur le fond sont replacées par rapport à la navigation du ROV.



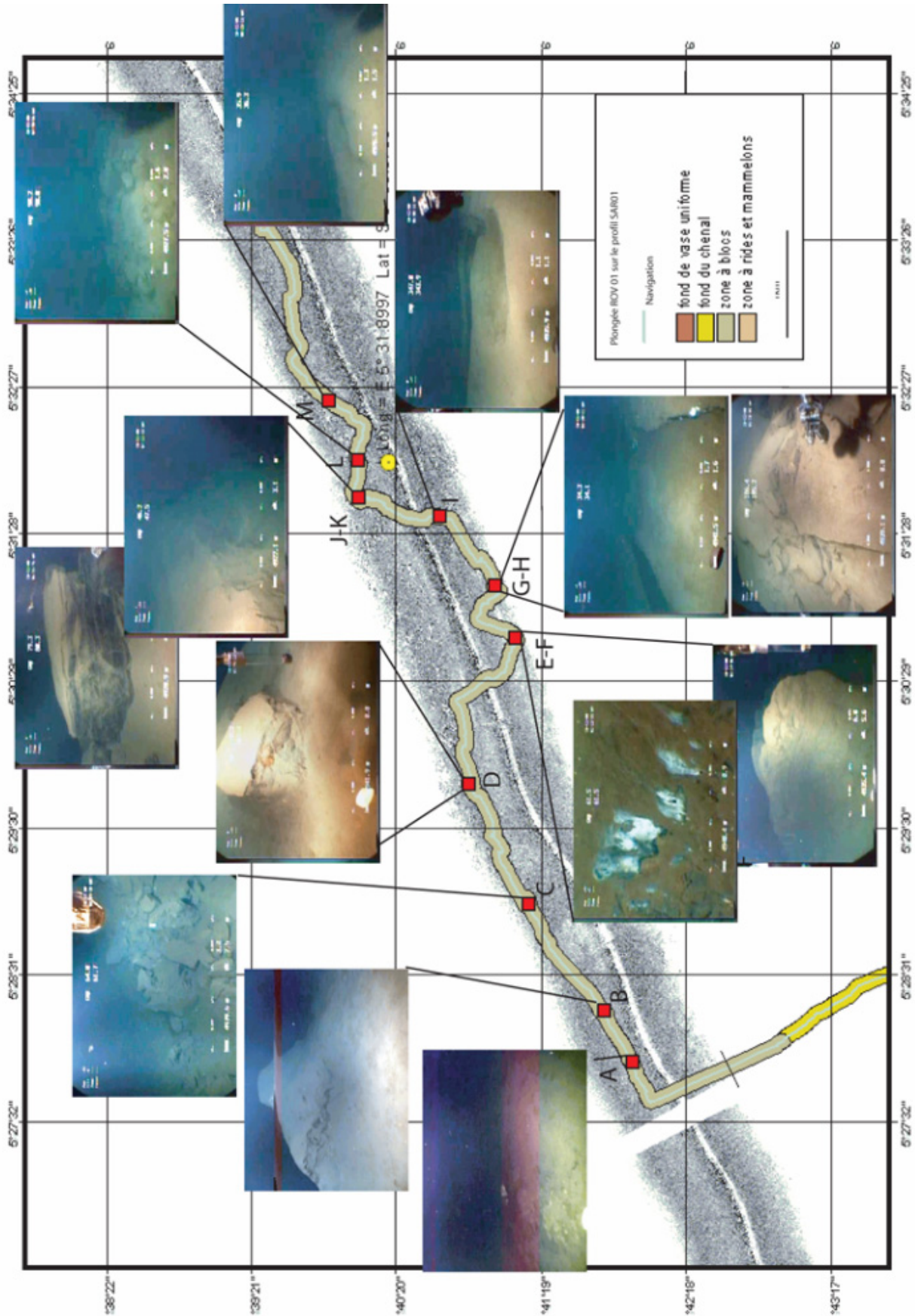


Figure 42 : Plongée ROV 01 au travers de l'axe du chenal d'alimentation du dernier lobes (le long du profil Sar 01, localisation figure 37). Les photos sur le fond sont replacées par rapport à la navigation du ROV.



### 3. DISTRIBUTION DES SEDIMENTS SUPERFICIELS : FACIES ET SEQUENCES

Cette partie consiste en une synthèse des résultats de carottages Kullenberg et des plongées ROV (cf. annexes) effectués sur le dernier complexe de lobes distaux du Zaïre. On dispose de 16 carottes prélevées lors des campagnes ZaïAngo (carottes libellées KZAI-XX) et ZaïRov (carottes libellées KZR-XX). Ces carottes se répartissent sur l'ensemble du complexe de lobe et s'organisent en plusieurs transects recoupant, les différents domaines du lobe (chenaux, corps du lobe, frange du lobe) (Figure 43). Outre les descriptions des carottes (Savoie et al., 1999 2001) et ZaïRov (Savoie et al., 2001) réalisées au cours des campagnes respectives, plusieurs études ont été effectuées, en particulier sur l'analyse des images RX (cf. annexes) (Cremer, 2004), l'analyse de datations  $C^{14}$  (Savoie et al., 1999) et une analyse préliminaire des faciès sédimentaires (Babonneau, 2002). Mon travail se base sur ces différents travaux antérieurs, j'ai par ailleurs réalisé une analyse fine des descriptions des carottages et des images RX, ainsi que l'analyse de données granulométriques. Dans un premier temps, nous allons décrire les différents types de séquences sédimentaires que nous avons identifiées sur l'ensemble du complexe de lobes et leurs caractéristiques. Ensuite nous verrons les évolutions de la nature sédimentaire des lobes, à partir de l'étude de plusieurs transects de carottes.

L'inventaire des différents faciès est basé en grande partie sur les résultats obtenus par N. Babonneau (2002) et ceux obtenus par M. Cremer (2004). Ensuite, nous caractériserons plus en détail les différents types de séquences gravitaires. Nous verrons dans ce paragraphe des exemples de chacune de ces séquences qui vont nous permettre de définir, principalement à partir de leur structure interne et des variations granulométriques, les différents types de sédiment rencontrés et les processus associés à leur mise en place.

Les sédiments présents dans les 16 carottages du dernier complexe de lobes distaux du Zaïre (Figure 43) peuvent être classés en quatre grandes catégories : Les argiles massives, les séquences turbiditiques argilo-silteuses, les slumps et debris-flow et les dépôts de sables massifs (Babonneau, 2002).

#### 3.1 / Les argiles massives

Au sommet de certaines carottes comme la carotte KZR06, prélevée au niveau du profil Sar 03, dans l'axe du chenal du dernier lobe (aval), on trouve un dépôt d'argile de teinte orangée très peu indurée. Ce type de sédiment peut être présent sur une épaisseur pouvant atteindre 3 mètres (Figure 44). Une étude granulométrique de ces sédiments montre une augmentation de la taille des grains et de la teneur en sédiments sableux vers la base (Figure 44). La médiane reste tout de même assez basse, elle commence aux alentours de 8  $\mu\text{m}$  sur les deux premiers mètres, puis augmente assez rapidement jusqu'à 36,86  $\mu\text{m}$  à la base de ce dépôt.

On retrouve également parfois des intercalations de dépôts argileux dans nos carottes comme la carotte KZR 03 prélevée au niveau de la bordure distale du dernier lobe (aval). On les retrouve au sommet de séquences turbiditiques argilo-silteuses, sur des épaisseurs de quelques dizaines de centimètres. A l'intérieur de ce faciès, on peut retrouver des intercalations de vase plus claire appelées « joints de vase homogène, peu dense » situés entre deux dépôts turbiditiques, liés à la mise en place d'un écoulement gravitaire plutôt qu'à de la sédimentation hémipélagique (Cremer, 2004). Il représenterait donc un terme ultime de la séquence turbiditique.

Au niveau des carottes prélevées au niveau de la frange des lobes (carottes KZAI-10, KZR-08 et KZR-03) on trouve intercalé entre deux niveaux de dépôts d'origine gravitaire, un niveau d'argile blanche et verdâtre très bioturbées (Figure 45). Ces niveaux pouvant atteindre plusieurs mètres d'épaisseur sont caractérisés par un dépôt d'argiles hémipélagiques carbonatées qui correspondent à une phase au cours de laquelle la zone était inactive d'un point de vue des apports gravitaires.

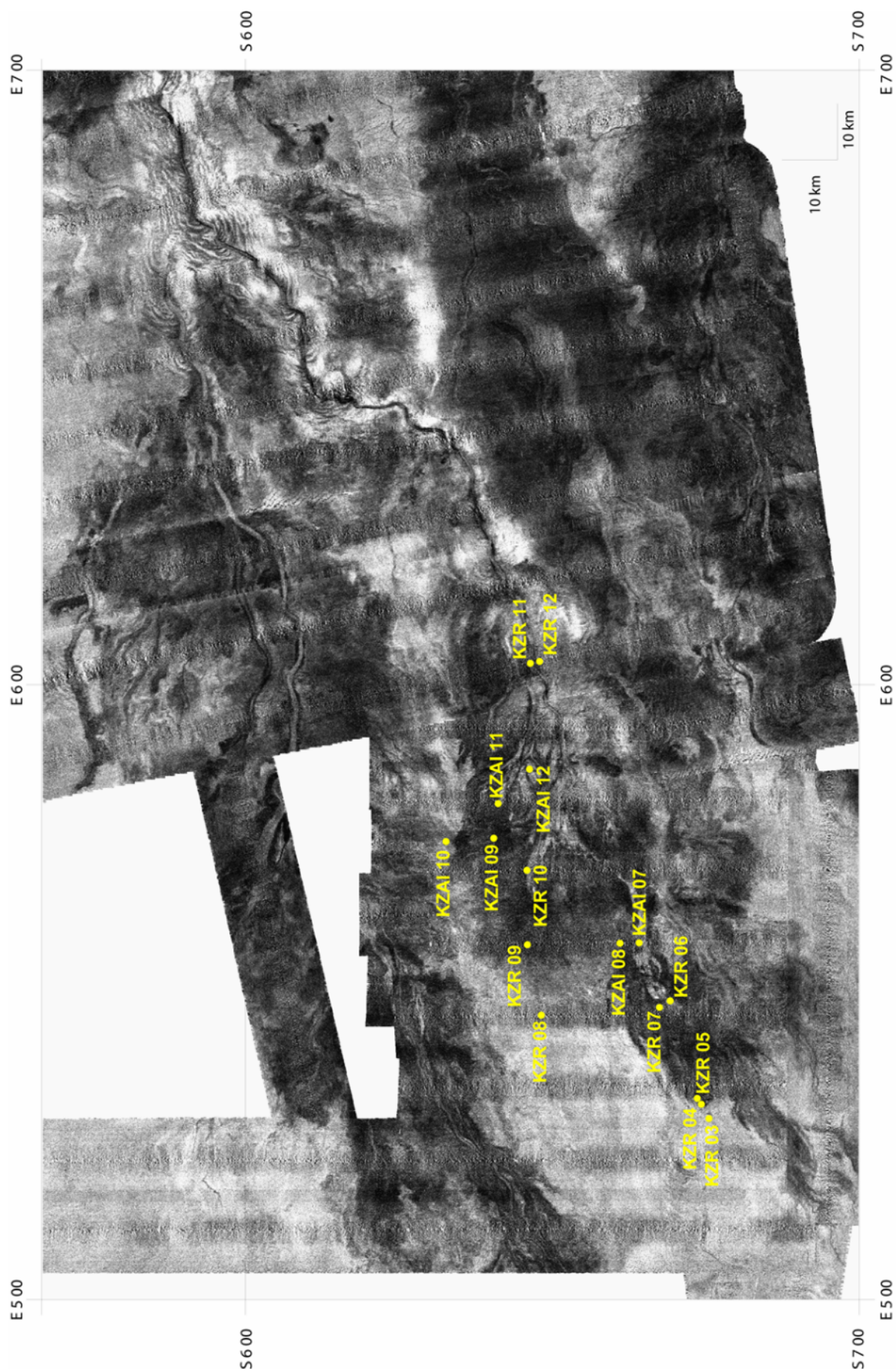


Figure 43 : Imagerie sonar EM12 centrée sur le dernier complexe de lobe. Position des carottages.



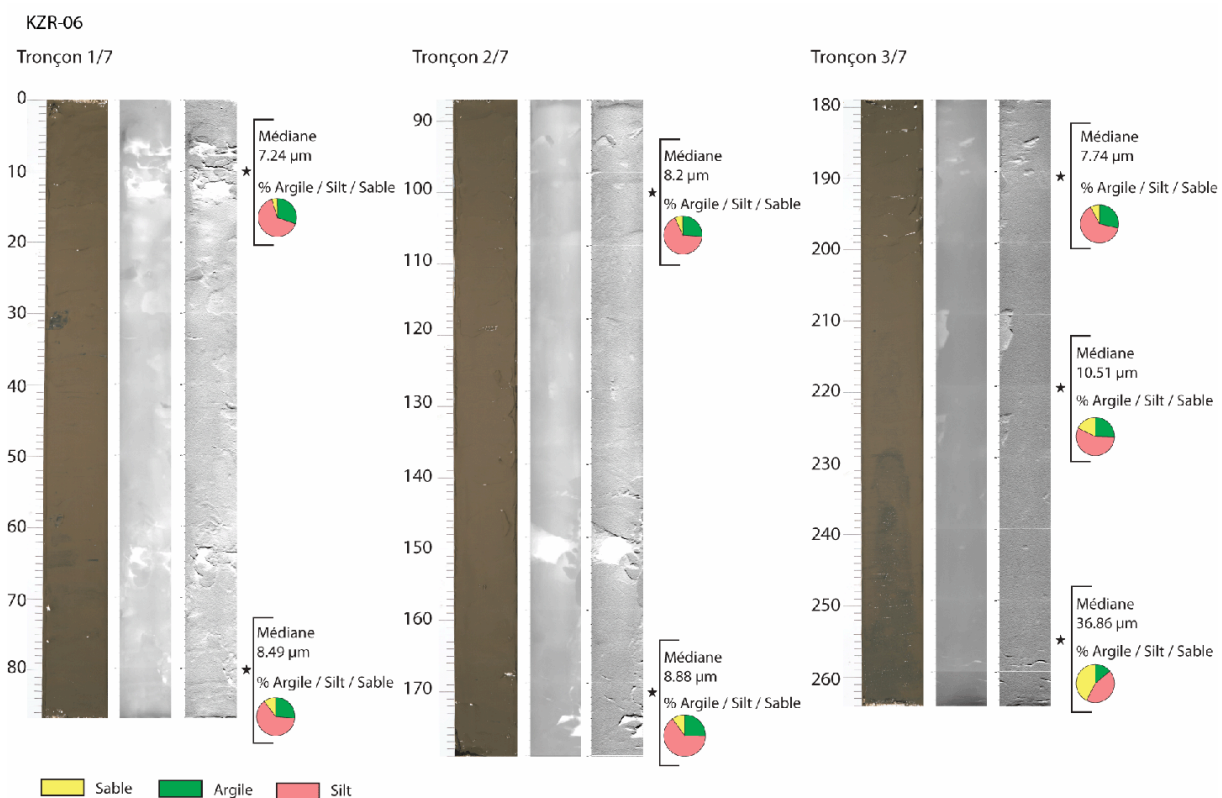


Figure 44 : Tronçons 1, 2 et 3/7 de la carotte KZR-06 montrant les dépôts d'argile de teinte orangée très peu indurée (crème de vase) : Remplissage du chenal actuel.

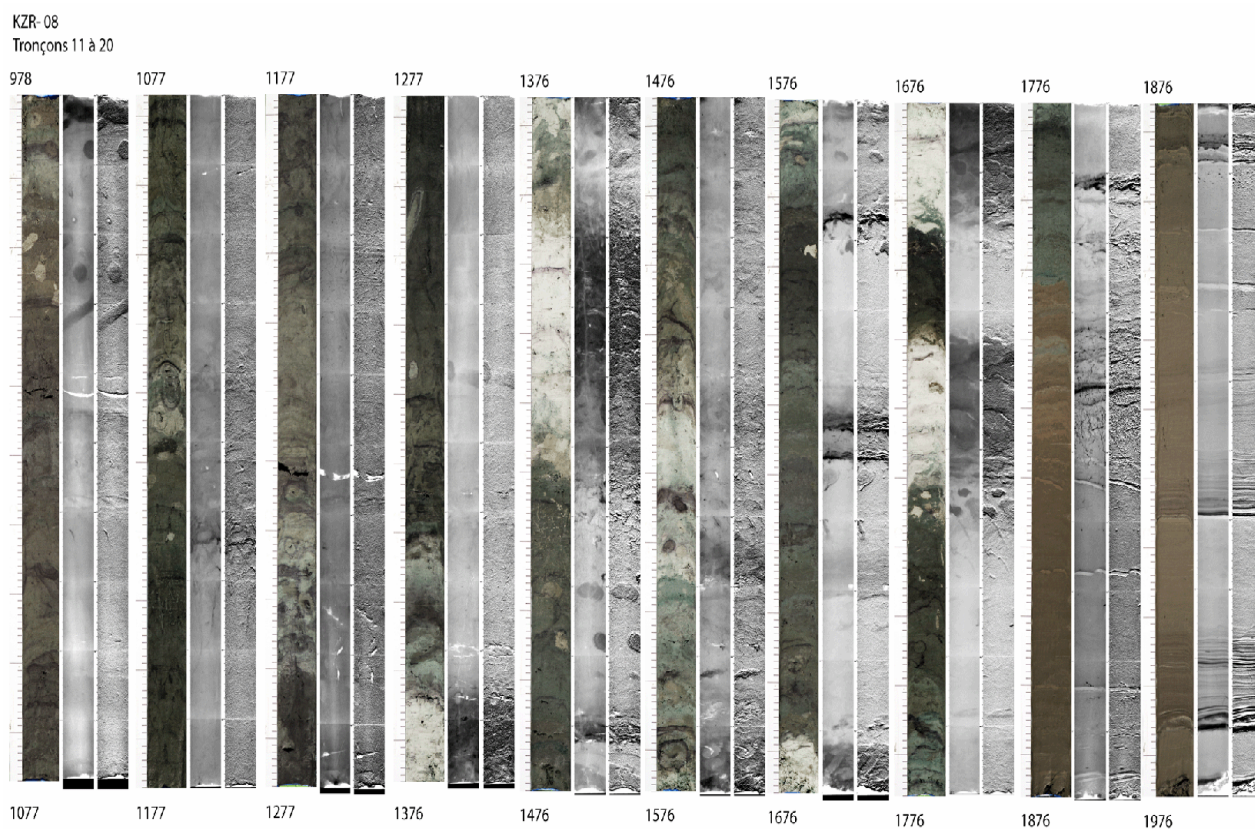


Figure 45 : Tronçons 10 à 20 de la carotte KZR-08 montrant les dépôts des argiles carbonatées bioturbées.

## 3.2 / Les séquences turbiditiques argilo - silteuses.

Sur l'ensemble du système turbiditique du Zaïre, six types de séquences de dépôts turbiditiques ont été identifiées (Cremer, 2004). Au niveau du dernier complexe de lobes, on ne retrouve que trois grands types de séquences turbiditiques.

Les séquences de type A (Figure 46) caractérisées par une succession de séquences argilo-silteuses peu épaisses (centimétriques) dont la granularité à la base ne dépasse pas 40  $\mu\text{m}$ . Chacune des séquences présente un fort changement de couleur entre la base et le sommet de la séquence. Elles s'organisent en paquets d'une dizaine de petites séquences dont l'épaisseur et la granulométrie diminue vers le sommet des paquets. On peut retrouver une succession de plusieurs paquets de séquences sur plusieurs mètres d'épaisseur.

Ces séquences se retrouvent au sein des carottes prélevées au niveau du corps du lobe. Le granoclassement normal permet de suggérer une mise en place à partir d'un nuage turbulent et la rythmicité observée à l'intérieur de ces séquences semblent être liées à des périodes d'activité des courants gravitaires dont la compétence diminue au cours du temps.

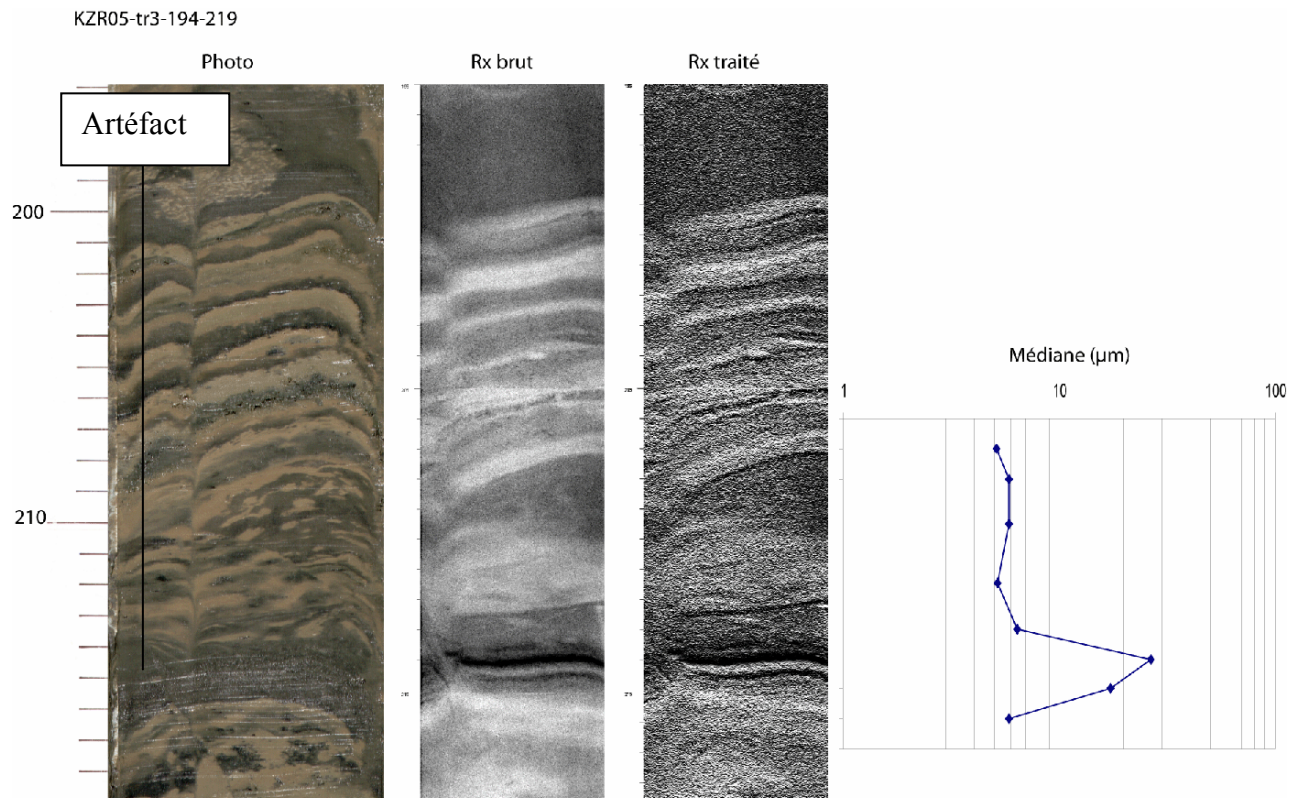


Figure 46 : Photos et RX de la séquence de type A (KZR-05 tr03).

Les séquences de type B se retrouvent au niveau du dernier complexe de lobes du Zaïre. Ce sont des séquences de quelques centimètres à une dizaine de centimètres d'épaisseur caractérisées par la présence de très nombreuses lamines silteuses à argilo-silteuses millimétriques très bien individualisées (Figure 47 et Figure 48).



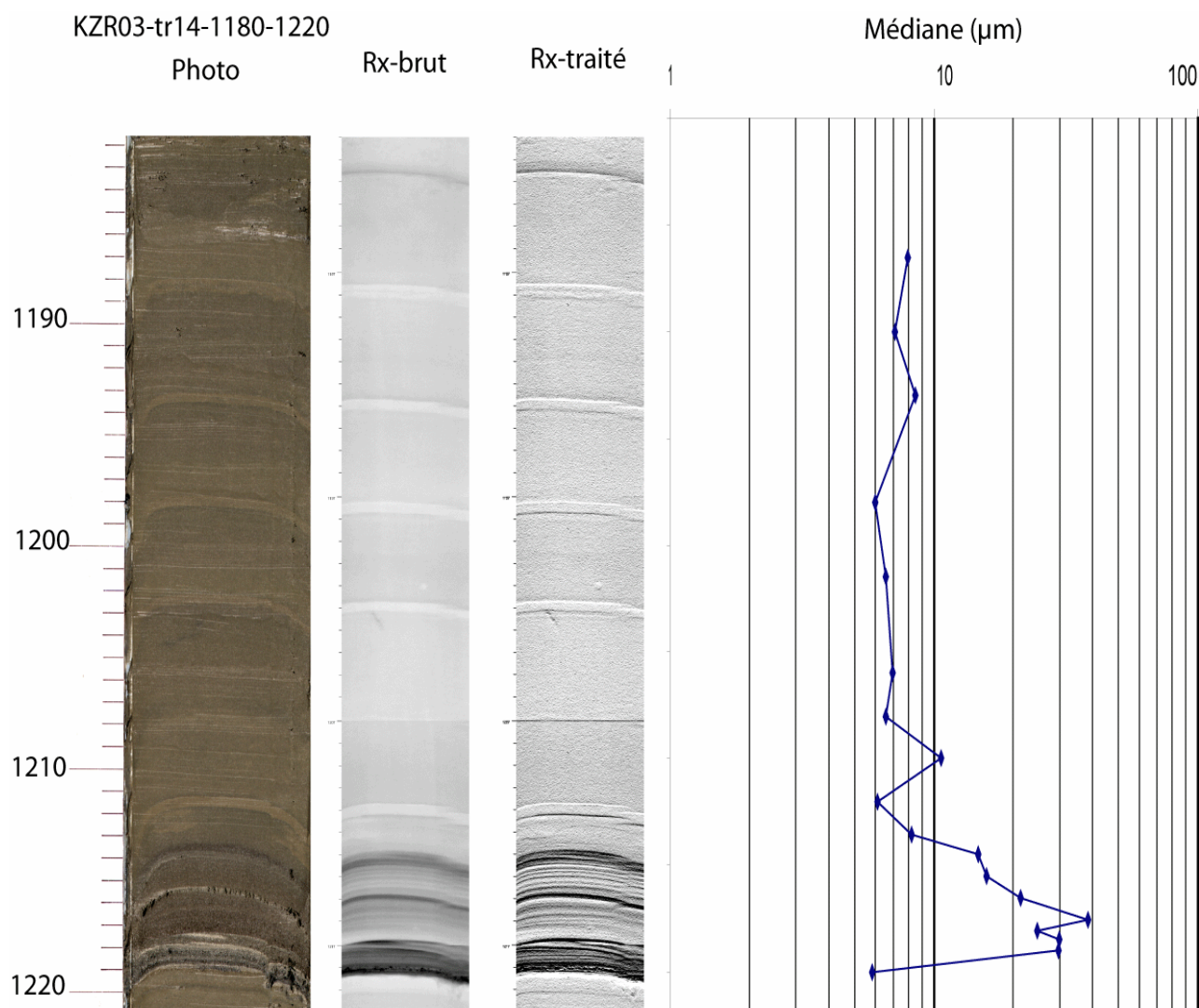


Figure 47 : Photos et RX de la séquence de type B (KZR-03 tr14).

Ce type de séquence est caractérisé par un granoclassement normal de la base vers le sommet de la séquence. Dans certains cas, on peut observer à la base de la séquence une petite zone présentant un granoclassement inverse (Figure 47). Dans nos carottes, on retrouve ces séquences isolées et surmontées par un important niveau argileux, ou regroupées en paquet de quelques séquences.

Ces séquences sont présentes sur la carotte KZR-12, prélevée dans la zone amont du lobe et plus particulièrement au niveau de la levée gauche du chenal principal, et sur les carottes prélevées en bordure distale des sous-unités lobées que nous avons identifiées à partir des outils acoustiques (carottes KZR-03-04-05-08 et KZAI-10). Dans le cas de la carotte KZR-12, le dépôt de ce type de séquence reflète, selon Migeon, 2000 et Gervais, 1999, la mise en place par débordement de la partie sommitale d'un courant de turbidité au niveau d'une levée sédimentaire, chacune des lamines étant reliées à des bouffées ou des convolutions présentes au sommet du courant. En ce qui concerne les autres carottes prélevées au niveau de la bordure distale des lobes, le dépôt de ce type de séquence caractérisée par un granoclassement normal et l'individualisation de plusieurs lamines peut être lié à la mise en place par des courants de turbidité dont la partie basale et plus grossière s'est déposée un peu plus en amont.

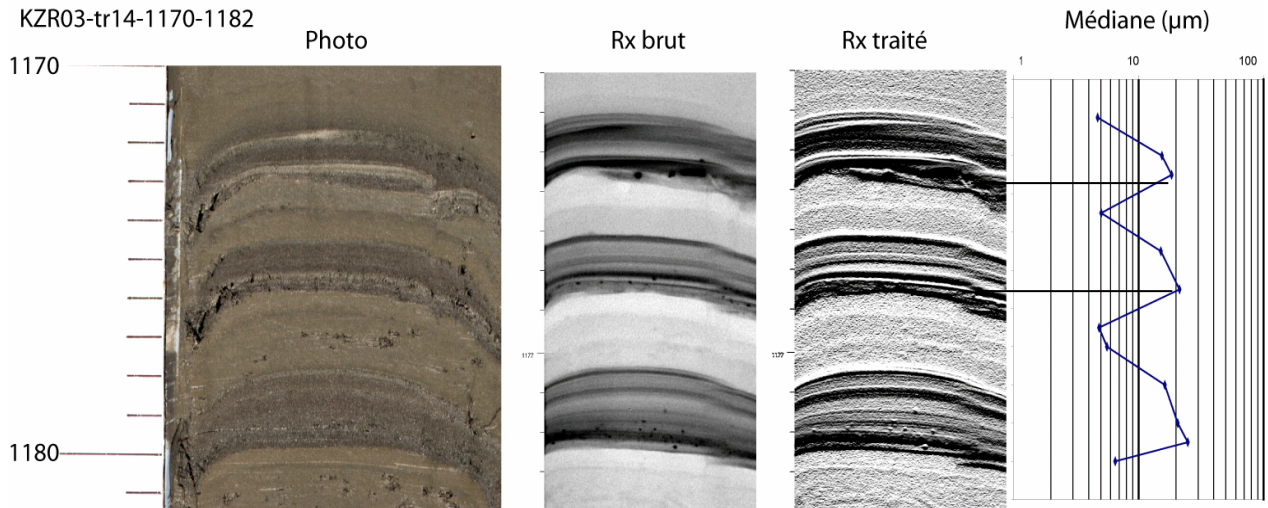


Figure 48 : Photos et RX de la séquence de type B (KZR-03 tr14).

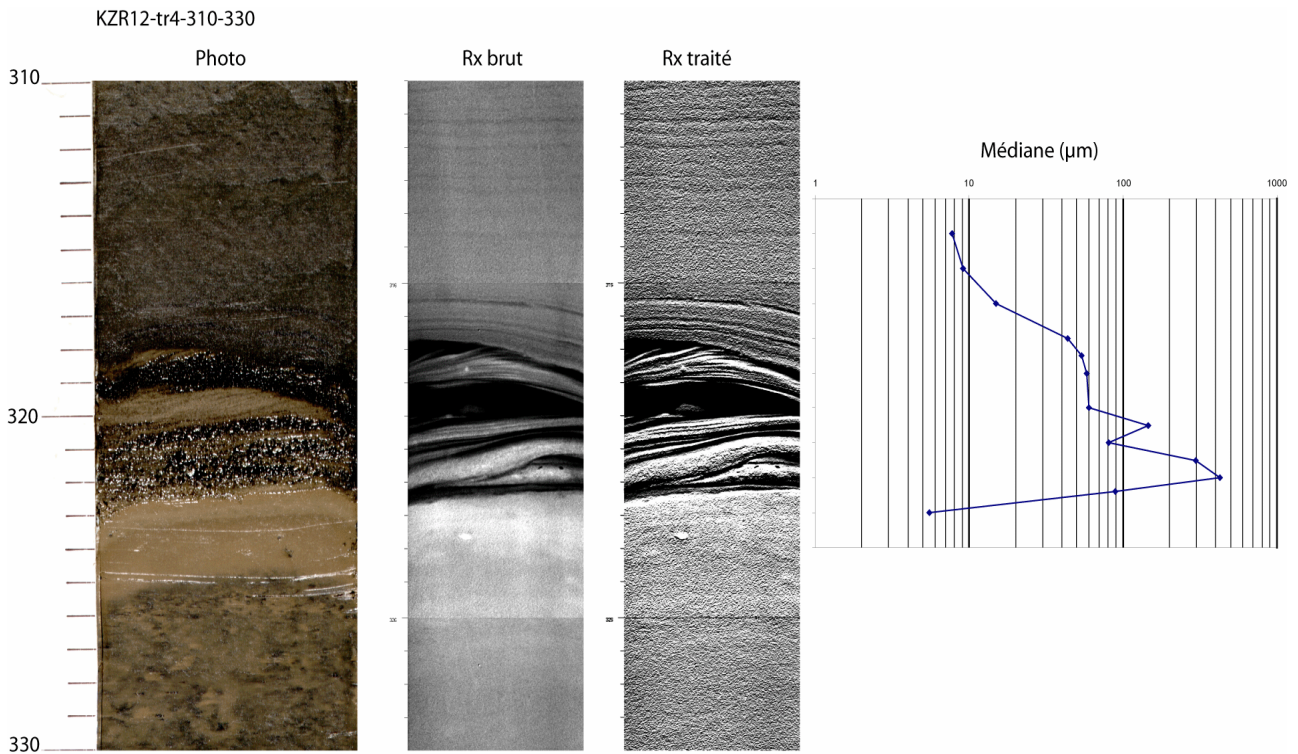


Figure 49 : Photos et RX de la séquence de type C (KZR-12 tr04).

#### Les séquences de type C

Le troisième type de séquence turbiditique rencontré dans nos carottes, correspond au type C. Ce type peut être assimilé aux séquences de type B mais la base de ces séquences est caractérisée par un intervalle à laminations obliques dont la taille des grains est plus grossière.

Les intervalles à laminations obliques sont caractérisés par une forte teneur en débris organiques et végétaux. Du fait de la présence de ces débris, la taille des grains, obtenue pour les mesures faites dans ces intervalles, peut être surévaluée par rapport à la taille réelle des grains. C'est ce que l'on observe sur l'exemple de séquence de type C présenté sur la Figure 49. La tendance granulométrique générale de ce type



de séquence montre un granoclassement normal, mais à l'intérieur de la séquence on peut trouver des granoclassements inverses dus à la présence d'un niveau de sable « propre » intercalé entre deux niveaux de sables à débris organiques. Au dessus de l'intervalle à laminations obliques, on trouve un terme caractérisé par la présence de laminations horizontales.

Ces séquences sont moins nombreuses que les deux types précédents, on les retrouve au niveau de la carotte KZR-12, prélevée sur la levée sud du chenal dans la zone amont du lobe, mais aussi sur les carottes KZR-08 et KZR-03, qui ont été prélevées en bordure distale des lobes. La présence de rides sédimentaires, à l'intérieur de la séquence, implique un courant dont l'énergie de transport est plus élevée que pour le dépôt des séquences de type B.

### 3.3 / Les Slumps et Debris-Flows

D'un point de vue caractérisation sédimentologique, la zone des lobes du Zaïre est marquée par la présence d'importantes figures de déformations des séries sédimentaires prélevées par carottage. Sur l'ensemble de nos carottes, on observe une hiérarchisation des déformations qui vont de la simple inclinaison des stratifications jusqu'à une déstructuration complète des séries sédimentaires (Figure 50). Ces faciès se répartissent en deux grandes catégories : les slumps qui correspondent à des glissements en masse de sédiments, qui ont généralement dans l'espace des déplacements limités et les debris flows qui sont des écoulements de type laminaire (Lowe, 1976 ; Mulder and Cochonat, 1996) qui peuvent transporter une grande variété d'éléments hétérogènes au sein d'une matrice cohésive.

Les slumps sont représentés dans nos carottes par la déformation de séquences turbiditiques argilo-silteuses. On observe plusieurs stades de déformation depuis l'inclinaison des stratifications et la formation de microplis (carotte KZR-04, Figure 50), jusqu'à la formation de plis (carotte KZR-06, Figure 50). Sur le tronçon 2 de la carotte KZR-07 (Figure 50), on observe des intervalles abondamment déformés avec des éléments argileux discontinus et des inversions dans l'inclinaison des stratifications (carotte KZR-07, Figure 50). Cet état est probablement un état intermédiaire entre le slump et le debris-flow, caractérisé par une superposition de blocs inclinés issus de la déstructuration de séries sédimentaires mises en place à partir d'écoulements turbulents.

Les debris-flows sont caractérisés par de nombreux blocs et galets d'argile pris dans une matrice sablo-argileuse. On distingue des zones à blocs dont la taille est pluri décimétrique (tronçon 6 de la carotte KZR-07, Figure 50) et des zones où la taille des blocs ne dépasse pas quelques centimètres (tronçon 3 de la carotte KZR-11, Figure 50). Les contours des blocs présentent également plusieurs états. On trouve des blocs dont les bords sont anguleux et qui sont généralement de grande taille (tronçon 6 de la carotte KZR-07, Figure 50) et des blocs de petite taille dont les contours sont émoussés (tronçon 3 de la carotte KZR-11, Figure 50).

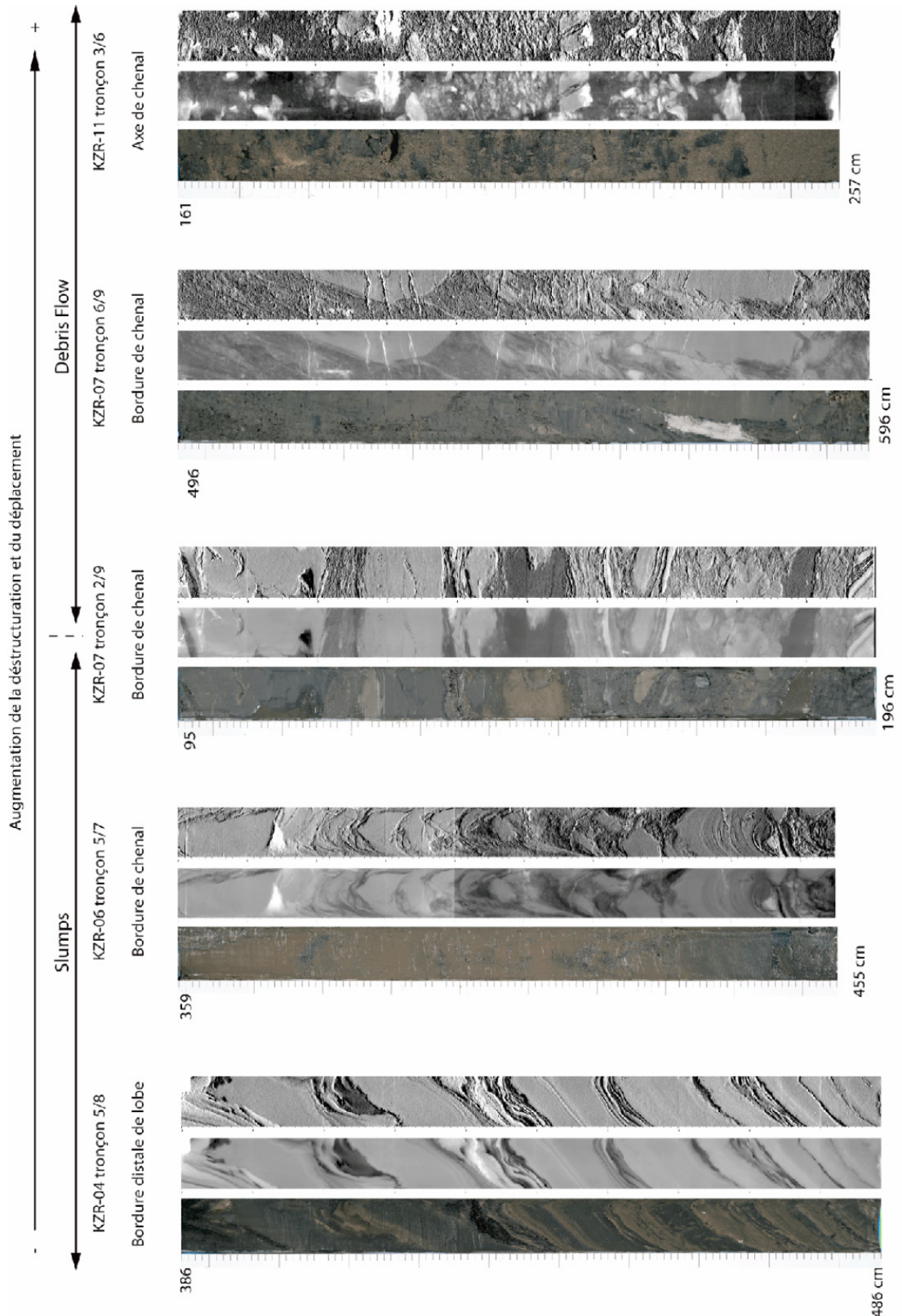


Figure 50 : Exemples de faciès de slump et de debris flow reconnus dans les carottages des lobes, montrant l'évolution des déformations.

## 3.4 / Les sables massifs

Dans l'axe des chenaux distributaires des lobes, on trouve un dépôt de sables massifs. Les mesures de la taille des grains dans ces niveaux sableux, ne permettent pas de montrer une évolution importante de la base vers le sommet du dépôt (Figure 51). L'absence de structures internes visibles sur l'image rayon X, semble être liée au mode de mise en place, par écoulements de haute densité, de ces sables massifs. Ces faciès se retrouvent uniquement dans les carottes qui sont prélevées dans les axes des chenaux. Ils sont généralement surmontés, voir encadrés, par des dépôts déstructurés (Figure 52). Les mesures de la granularité des niveaux de sables massifs sur l'ensemble de nos carottes nous donnent une fourchette de résultats variant de 210 à 280  $\mu\text{m}$ . L'homogénéité de ces résultats sur l'ensemble du lobe tend à montrer que la composition des courants gravitaires arrivant au niveau du lobe, est homogène et donc que le chenal d'alimentation situé en amont à bien joué son rôle de trieuse à sédiment.

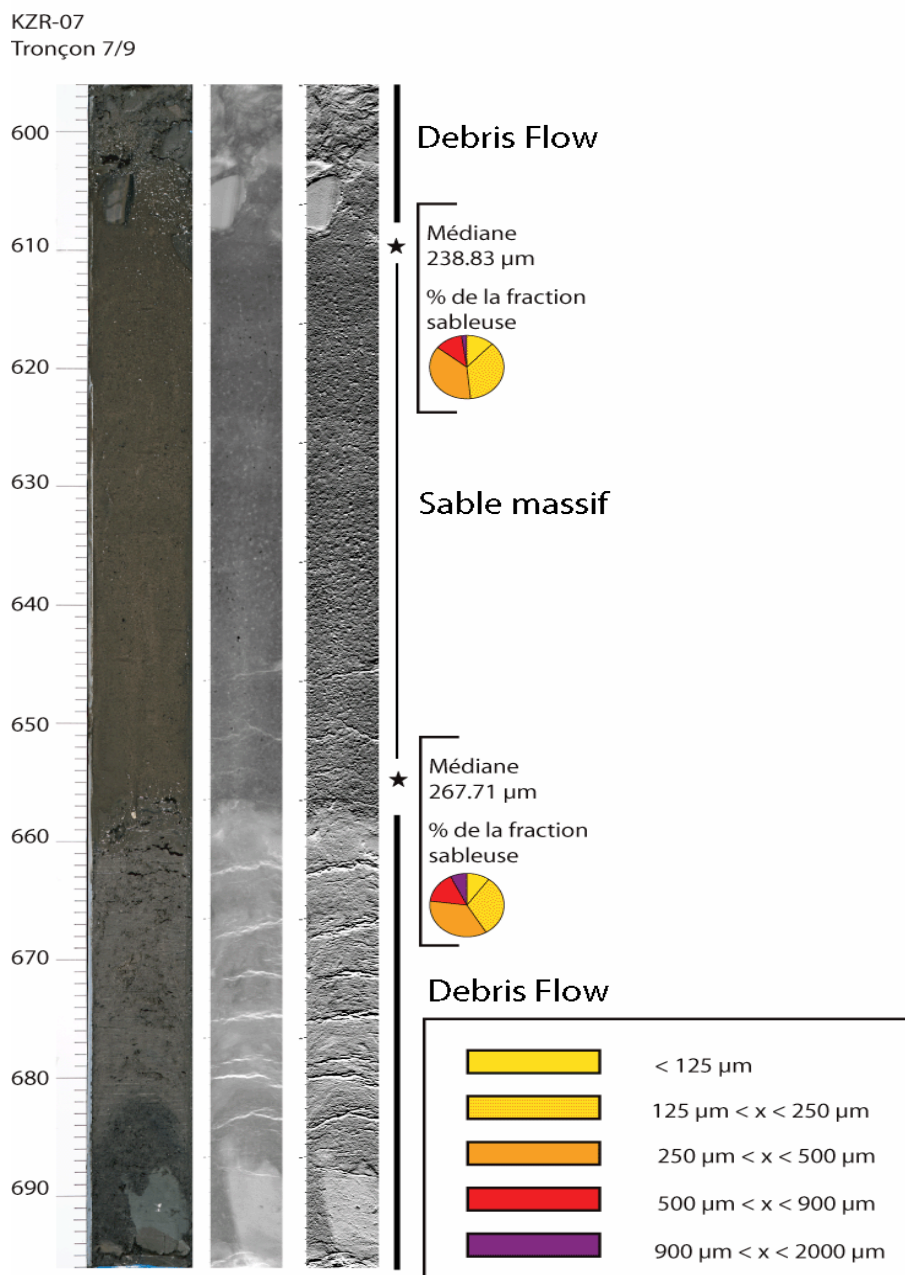


Figure 51 : Photos et rX de la séquence de sable massif (KZR-07 tr07).

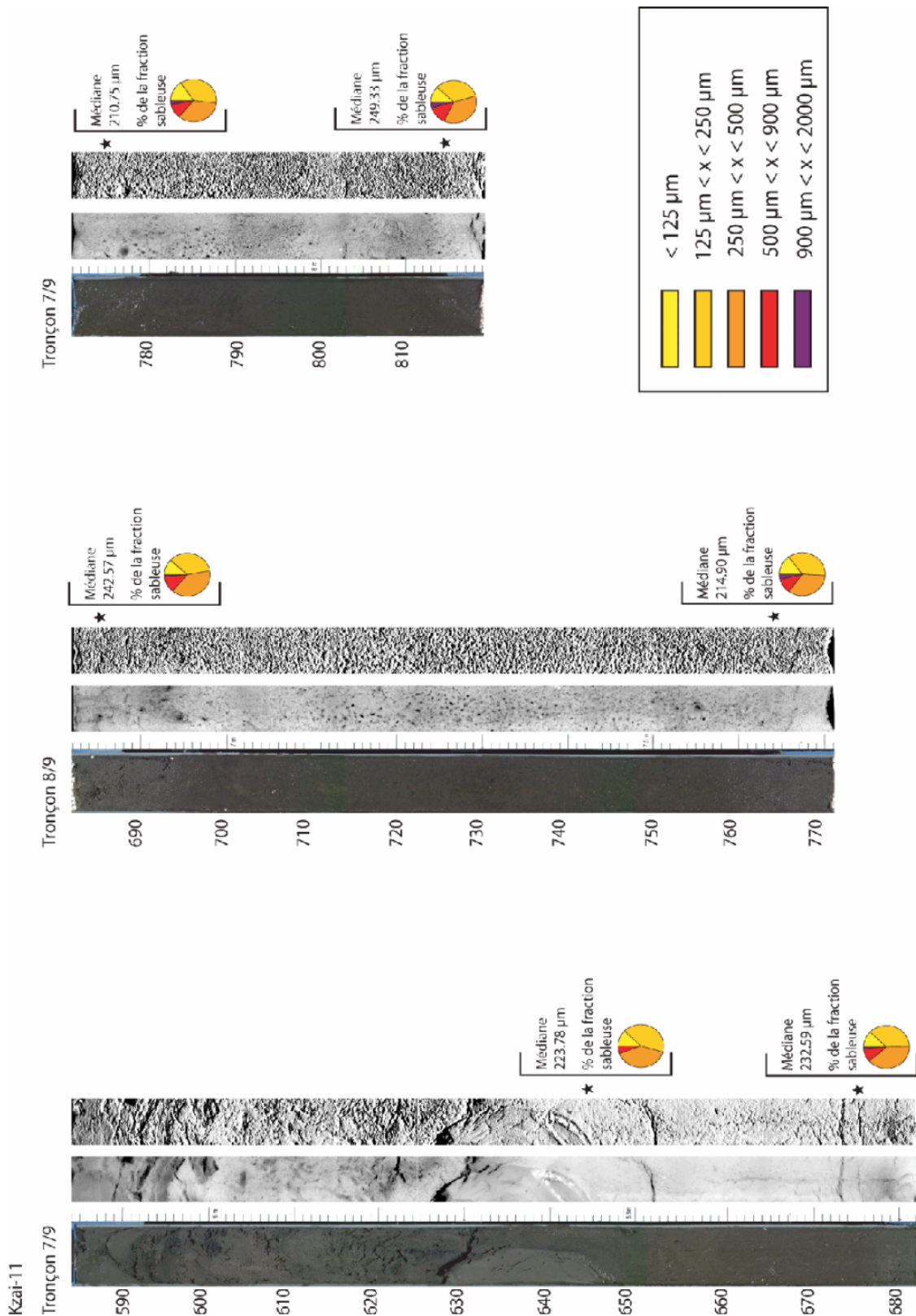


Figure 52 : Photos et rX de la séquence de sable massif (KZAI-11 tr 7, 8 et 9).

#### 4. REPARTITION DES SEDIMENTS AU NIVEAU DU LOBE.

Afin de comprendre la répartition des sédiments sur l'ensemble du lobe, nous allons voir dans ce paragraphe comment se répartissent les dépôts en fonction des différents environnements rencontrés au niveau du complexe de lobes. Plusieurs transects de carottes, ayant pour objectif de connaître l'évolution



amont aval des différents faciès sédimentaires, ont été effectués au cours des campagnes ZaïAngo et ZaïRov. Nous allons voir ces transects depuis l'entrée du complexe de lobes avec le transect KZR-11-12 recoupant le chenal d'alimentation actuel (Figure 53), ensuite nous verrons le transect KZAI-12-09 (Figure 54), qui nous permettra de voir l'évolution des dépôts des lobes amont. Le troisième transect (KZR-10-08) recoupant les sous-unités lobées 4, 5 et 6, nous permettra de caractériser une évolution amont aval de la nature des sédiments au sein de la zone de dépôt intermédiaire (Figure 55). Enfin au niveau du dernier lobe, deux transects de carottes, dont le premier recoupant le chenal d'alimentation (KZR-07-06, Figure 57) va nous permettre de voir la répartition des sables au sein d'un chenal, et le second (KZR-03-05, Figure 58) au niveau de la frange distale du dernier lobe va nous permettre de voir la transition entre les dépôts de la plaine abyssale et les dépôts d'origine gravitaire liés au dernier lobe. Un dernier transect de carottes (KZAI-08 (sous-unité 5) et KZR-07 (chenal lobes 8 et 9)) va nous permettre de caractériser la transition et les imbrications entre les dépôts des sous-unités.

#### Transect KZR-11-12 (Figure 53) : entrée du complexe de lobes

La carotte KZR11 est prélevée, par 4779 m de profondeur, sur le flanc interne du chenal actuel du complexe de lobes. Elle est composée par une succession de niveaux sableux (sables fins à moyens) surmonté par 20 cm d'argiles. Entre 20 cm et 240 cm de profondeur, on observe la présence de très nombreux galets d'argile. En dessous de ce niveau, le sable est beaucoup plus homogène, même si on observe de nouveau la présence de galets à la base de la carotte. La carotte KZR-12, prélevée sur la levée sud du chenal, est constituée par une succession de séquences turbiditiques argilo-silteuses de types B et C. A partir de 7 m de profondeur, on observe également la présence de très nombreux vides dans la carotte, liés à l'expansion des gaz. Le nombre de séquences diminue nettement vers le haut de la carotte, ce que l'on pourrait mettre en relation avec une diminution du nombre de débordements liée à l'augmentation de hauteur de la levée.

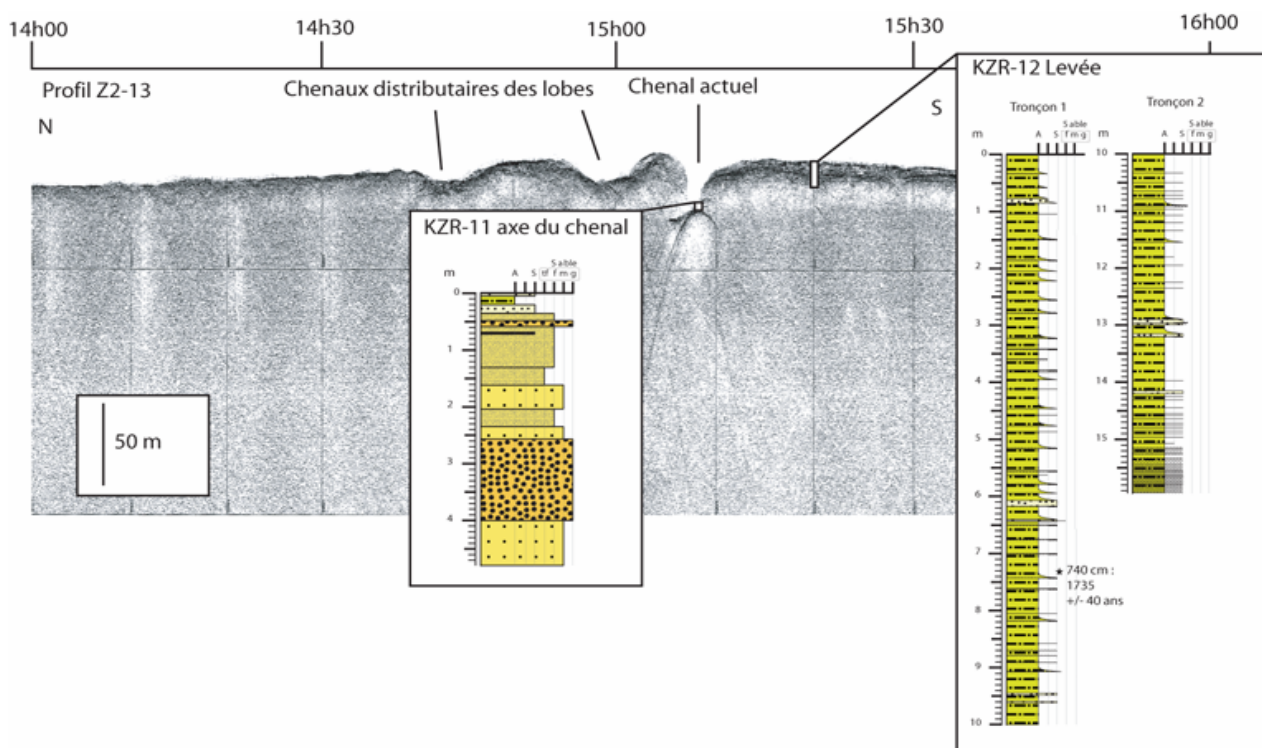


Figure 53 : Profil de sondeur de sédiment Z2-13 au travers du chenal d'alimentation du complexe de lobe, sur lequel sont replacés les logs des carottes du transect KZR-11-12.

### Le transect KZAI-12-11-09-10 (Figure 54) : transect proximal distal du lobe amont

Ce transect composé de quatre carottes avait pour objectif d'échantillonner la sous-unité lobée 3 depuis l'axe du chenal distributaire, jusqu'aux dépôts de la plaine abyssale. Mon étude des profils de sondeur de sédiment a cependant montré que le nombre et la mise en place des sous-unités dans cette zone était plus complexe.

La carotte KZAI-12 (6,55 m de long) a été prélevée à une profondeur de 4813 m en bordure du chenal d'alimentation de la sous-unité lobée 3. Elle est constituée de la base vers le sommet de la carotte, par 3,80 m de sables massifs, surmontés par un dépôt déstructuré de type slump puis d'une unité de dépôt caractérisée par une succession, sur 1,40 m, de séquences turbiditiques argilo-silteuses.

La carotte KZAI-11 (8,19 m), prélevée par 4833 m de profondeur, échantillonne la bordure distale du chenal d'alimentation de la sous-unité 3. Cette carotte présente une organisation très similaire à celle de la carotte KZAI-12, avec de la base vers le sommet, un dépôt de sable massif (2 m) surmonté par un dépôt déstructuré (5 m) sur lequel se met en place une succession de séquences turbiditiques argilo-silteuses. L'évolution des faciès dans ces deux premières carottes pourrait refléter la construction d'un chenal avec tout d'abord la mise en place des sables massifs correspondant aux dépôts de fond de chenaux, puis la migration du chenal et comblement du chenal par des masses glissées. L'aspect localisé de ces masses glissées ainsi que la présence de nombreuses cicatrices d'arrachement, orientées perpendiculairement au sens des écoulements, en bordure des chenaux (voir Figure 30) suggèrent que les sédiments déstructurés prélevés en bordure des chenaux seraient issus de l'effondrement des berges du chenal. Enfin l'abandon caractérisé par la mise en place des séquences turbiditiques fines probablement liées à la mise en place d'une autre sous-unité lobée.

La carotte KZAI-09 (3,15m) a été prélevée au niveau de la sous-unité lobée 5 et en bordure de la sous-unité 7. Cette carotte est constituée par 2 m de sédiments déstructurés surmontés par une succession de séquences turbiditiques fines. La présence de sédiments déstructurés montre que cette carotte a très probablement été prélevée en bordure d'un ancien chenal distributaire de lobe qui a été abandonné et recouvert par les dépôts gravitaires issus de la mise en place d'une autre sous-unité (sous-unité 7).

La carotte KZAI-10 (15,70 m) a été prélevée en bordure de la sous-unité lobée 3 (4869 m de profondeur). Cette carotte est constituée par 11,91 m de séquences turbiditiques argilo-silteuses qui surmontent sans transition des argiles carbonatées vertes à nanofossiles et foraminifères pélagiques (Babonneau, 2002). Cette carotte a très probablement traversé entièrement les dépôts gravitaires liés à la mise en place de la sous-unité lobée 3, les dépôts sous jacents correspondant à des dépôts hémipélagiques antérieurs.



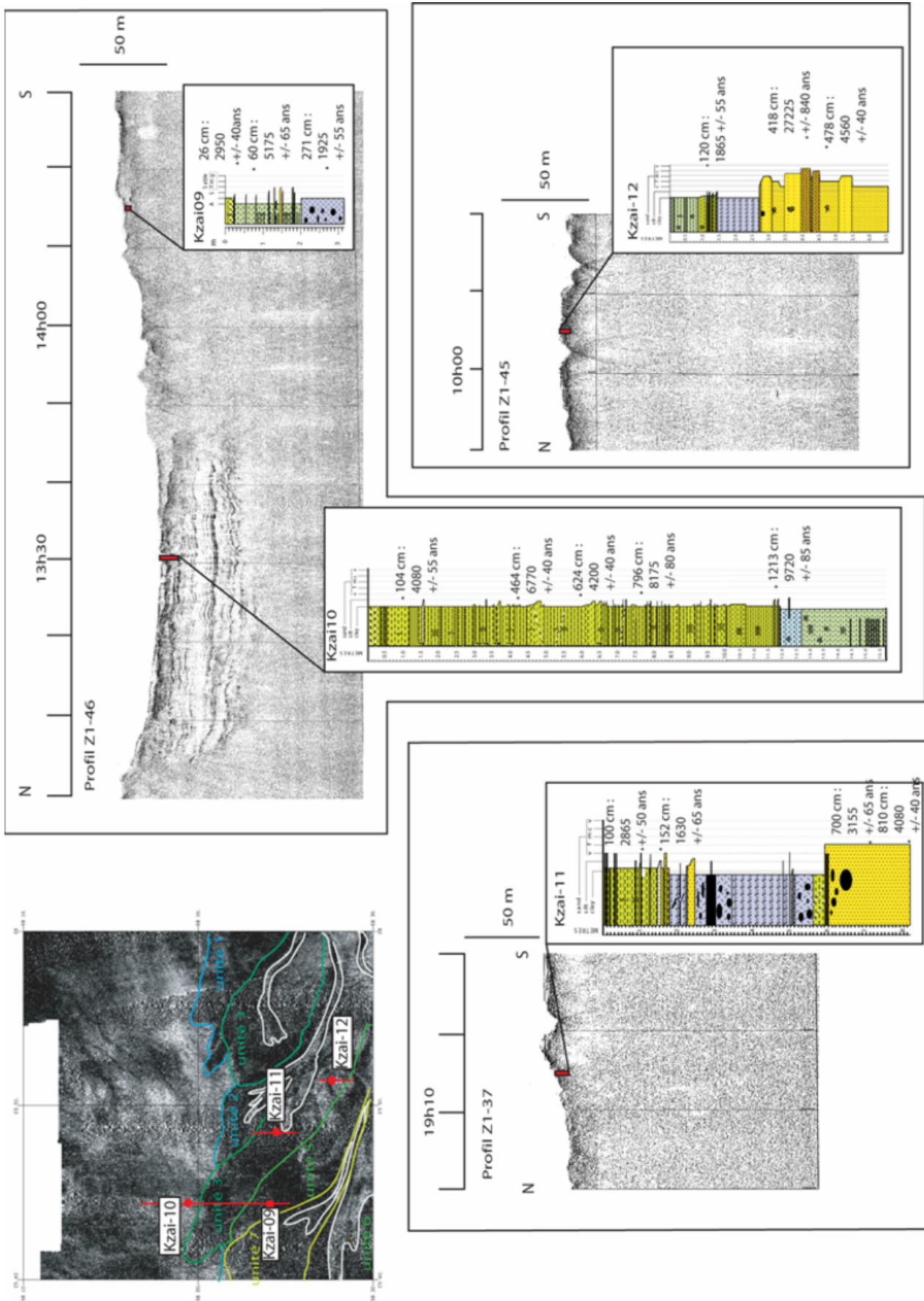


Figure 54 : Zoom des profils de sondeur de sédiment Z1-46-37-45, caractéristiques de la zone de dépôt amont, sur lesquels sont replacés les logs des carottes du transect KZAI-12-11-09-10.

### Le transect KZR-10-09-08 (Figure 55) : transect proximal – distal du lobe intermédiaire

Comme pour le transect précédent, cette étude a montré que la zone où a été effectuée ce transect s'est mise en place en plusieurs phases, chacune des carottes ayant prélevé trois des sous-unités différentes de la zone de dépôt intermédiaire.

La carotte KZR-10 (2,44 m) a été prélevée au niveau de l'axe du chenal d'alimentation de la sous-unité lobée 6. Elle est constituée par deux mètres de sable massif surmonté par 35 cm d'argiles oxydées.

La carotte KZR-09 (7,55 m) a été prélevée au niveau de la transition entre les sous-unités 5 et 4. Elle est constituée par une succession de séquences turbiditiques plus ou moins épaisses, à l'intérieur desquelles s'intercale un niveau de sédiments déstructurés (*Slump*).

La carotte KZR-08 (19,76 m) se situe en frange du lobe 4. Les 6 premiers mètres de cette carotte sont constitués par des dépôts argileux entrecoupés par quelques séquences turbiditiques fines. En dessous on trouve des argiles claires, bioturbées, riches en foraminifères et radiolaires et qui sont assez semblables à celles décrites au niveau de la carotte KZAI-10. En dessous, on retrouve des séquences turbiditiques très laminées qui sembleraient ne pas être liées à la mise en place du dernier complexe de lobes, mais un dépôt gravitaire plus ancien.

Ce type de succession verticale de faciès se retrouve sur les carottes Kzai-10, Kzr-08 et Kzr-03, prélevées respectivement à la terminaison distale des lobes amont, intermédiaire et aval. La présence des niveaux d'argile carbonatée sur ces trois carottes semble indiquer un caractère régional pour ce faciès qui du fait de l'absence de dépôts gravitaires à l'intérieur, c'est mis en place lors d'une période d'inactivité de la zone. Les séquences turbiditiques situées en dessous pourrait alors correspondre à une période d'activité de la zone plus ancienne (zoom A Figure 55)

### Le transect KZAI-07-08 (Figure 56)

La carotte KZAI-07 (1,77 m) a été prélevée dans l'axe du chenal d'alimentation du dernier lobe à une profondeur de 4934 m. Elle est constituée par 1 m de sable surmonté par une succession de séquences argilo-silteuses.

La carotte KZAI-08 (8,02 m) a été prélevée sur la bordure de la sous-unité lobée 4 (4931m). Cette carotte est constituée par environ 5 m d'une succession de turbidites fines qui présentent une assez forte inclinaison. Cet ensemble est surmonté par des sédiments déstructurés. Le sommet de la carotte est constitué par une trentaine de centimètre de sédiments argileux oxydés.

### Le transect KZR06-07 (Figure 57)

Ce transect nous permet de caractériser la nature des sédiments présents dans l'axe et en bordure d'un chenal distributaire de lobe. Au niveau de ce transect, nous avons également une image de sonar latéral SAR et une ligne de sondeur de sédiment qui nous permet de caractériser précisément l'environnement de dépôt des deux carottes de ce transect.

La carotte KZR-06 (6,37 m) a été prélevée dans l'axe du chenal par 4940 m de profondeur. Elle est constituée au sommet par 4,5 m d'argile orangé homogène de texture très fluide qui surmonte une unité de sable massif. Sur le profil de sondeur de sédiment (Figure 57), on distingue un remplissage de l'axe du chenal par une unité de faciès transparent, qui atteint une dizaine de mètres d'épaisseur au niveau de la carotte KZR-06. Cette unité correspond au niveau d'argile fluide que l'on trouve dans notre carotte. La différence d'épaisseur de ce dépôt entre le sondeur de sédiment et la récupération de la carotte, s'explique par la nature très fluide du sédiment. En dessous, on retrouve des niveaux de sables massifs typiques des dépôts d'axe de chenal.

La carotte KZR-07 (8,23 m) a été prélevée en bordure de l'axe central du chenal. Elle est constituée par trois mètres d'une succession de sédiments laminés inclinés et parfois déformés qui surmontent environ 5 m de sables contenant une forte proportion de galets d'argile. La base de la carotte présente un faciès très sableux qui pourrait correspondre à un ancien chenal d'alimentation ou à une ancienne branche du chenal d'alimentation actuel, qui aurait été abandonnée et remplie par des dépôts turbiditiques qui auraient ensuite été déstructurés.

#### Le transect KZR-03-04-05 (Figure 58)

Le dernier transect de carottes que nous avons dans la zone du dernier complexe de lobes, a permis d'échantillonner la bordure la plus distale de la dernière sous-unité lobée (sous-unité 9). Ce transect se compose de trois carottes, deux prélevées au niveau du corps du lobe (KZR-05 et 04) et une prélevée au niveau de la plaine abyssale (KZR-03). Ces trois carottes sont situées sur le profil SAR 01. Les carottes KZR-05 et KZR-04 sont assez similaires, elles sont constituées par une succession de séquences turbiditiques argilo-silteuses. Au niveau de la carotte KZR-04, quelques séquences sont déformées (inclinaisons des séquences et présence de micro-plies).

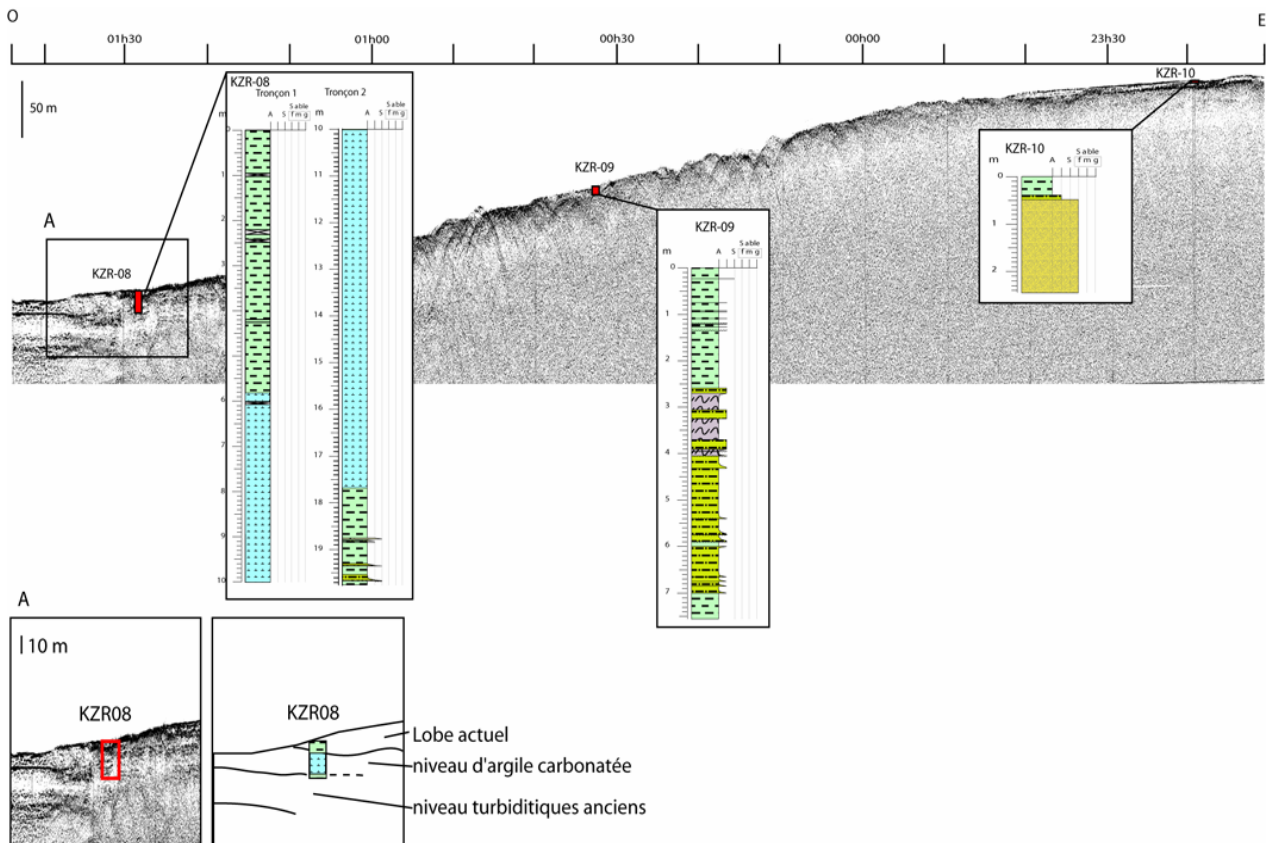


Figure 55 : Profil de sondeur de sédiment Transit-ZaiRov-D-E, montrant l'évolution amont aval de la zone de dépôt intermédiaire, sur lequel sont replacés les logs des carottes du transect KZR-10-09-08.

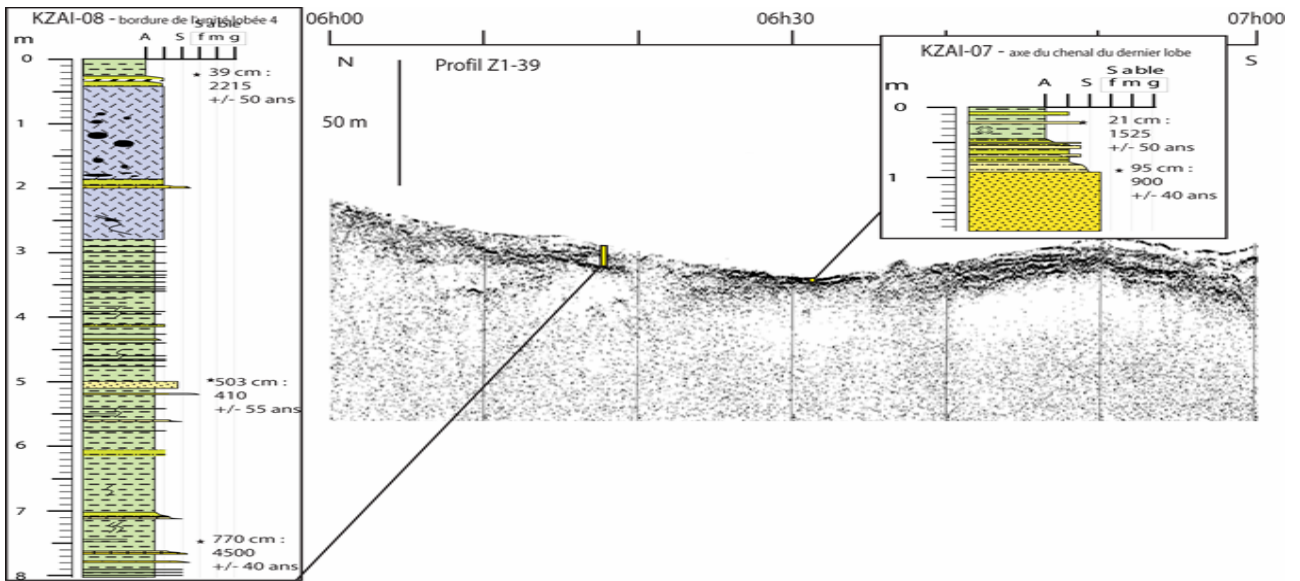


Figure 56 : Profil de sondeur de sédiment Z1-39, au travers du chenal d'alimentation de la zone de dépôt aval, sur lequel sont replacés les logs des carottes du transect KZAI-07-08.

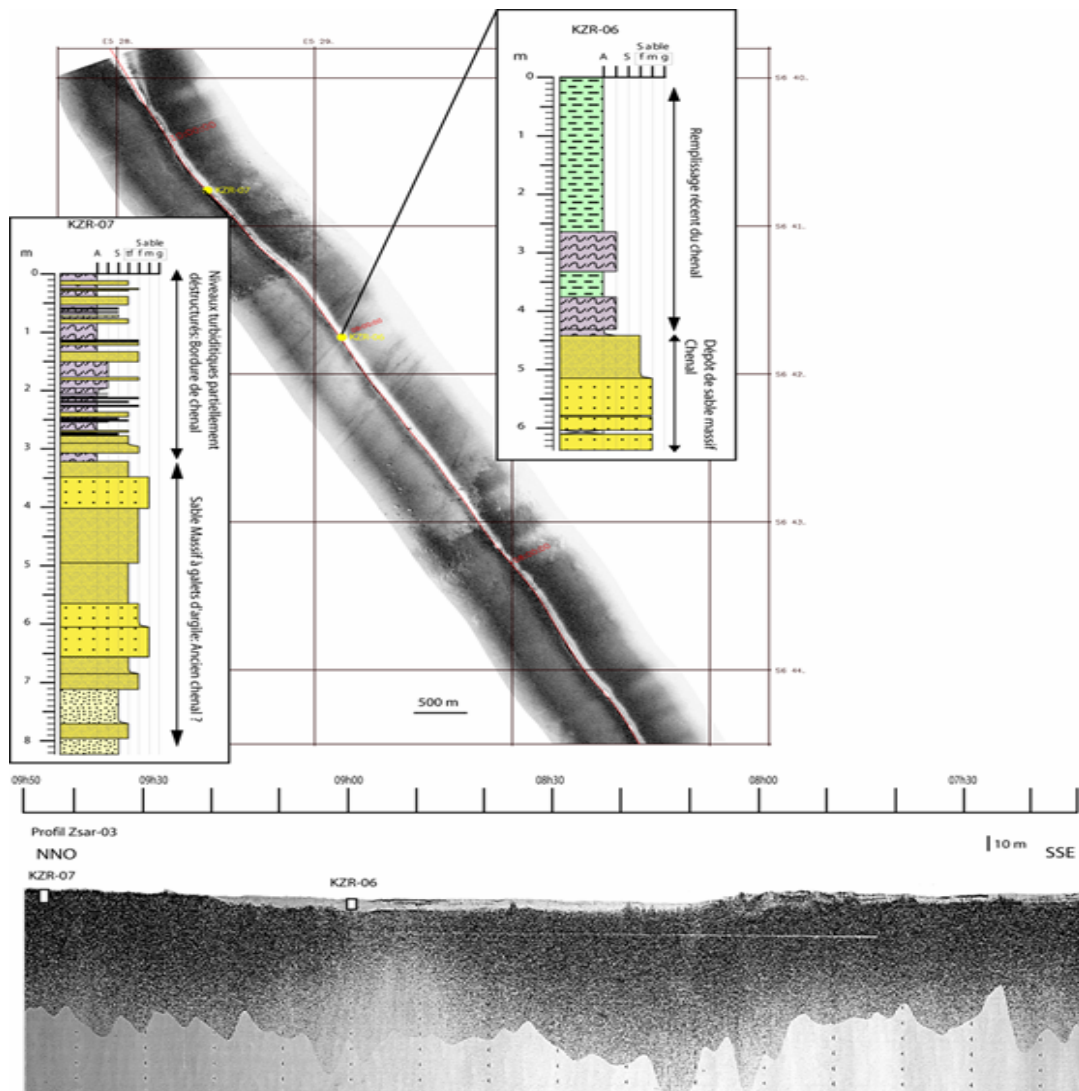


Figure 57 : Profil de sondeur de sédiment Zsar03, traversant le chenal d'alimentation de la zone de dépôt aval, sur lesquels sont replacés les logs des carottes du transect KZR-07-06.



La carotte KZR-03 est constituée par 3,75 m de niveaux argilo silteux dont une partie est déstructurée probablement lors du carottage, ensuite de 3,75 jusqu'à 6,50 m on trouve des argiles hémipélagiques riches en foraminifères et radiolaires, puis on trouve jusqu'à la base de la carotte une succession de séquences turbiditiques. La première unité correspond certainement à des dépôts liés à l'activité gravitaire de la sous-unité 9. Les données de sonar latéral Sar de cette zone, montre la présence de nombreux chenaux de quelques dizaines de mètres de large dont les flancs peuvent être déstabilisés, ce qui expliquerait les déformations observées dans ces premiers mètres de carotte.

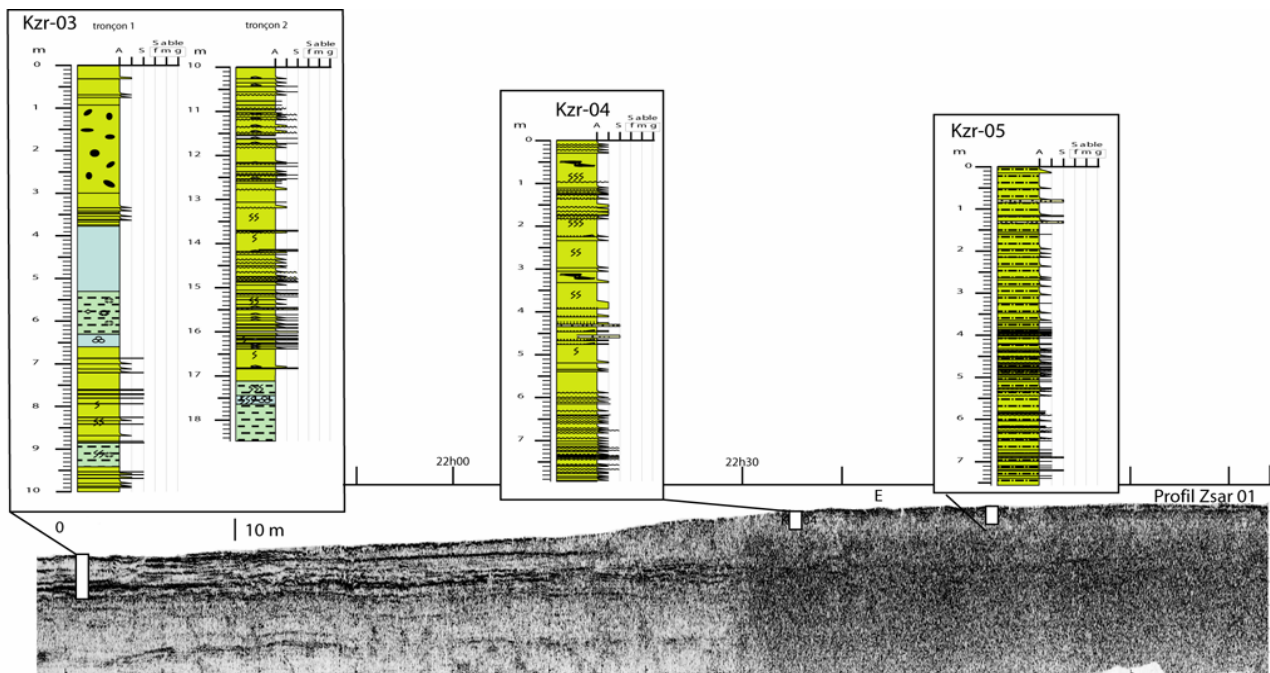


Figure 58 : Profil de sondeur de sédiments Zsar01, montrant la terminaison en biseau de la zone de dépôts aval sur lesquels sont replacés les logs des carottes du transect KZR-03-04-05.

L'unité d'argile hémipélagique est semblable à celles retrouvées sur les carottes KZR-08 et KZAI-10 et correspond à une période d'inactivité de la zone. Et la dernière unité est probablement liée à une période d'activité gravitaire plus ancienne comme la mise en place du complexe de lobes sud.

La répartition des sédiments sur l'ensemble du lobe semble suivre un schéma de mise en place directement lié aux différents environnements de dépôt rencontrés au niveau du complexe de lobe. Les chenaux d'alimentation des lobes sont caractérisés par un faciès sableux qui est généralement surmonté par un dépôt de type debris flow, caractérisé par la présence de galets et de copeaux d'argile dans une matrice sableuse. Au dessus, on peut retrouver un dépôt d'argile fluide. La succession verticale de ces trois faciès sédimentaires constitue probablement la séquence de dépôt type des axes de chenaux. Le corps du lobe est quant à lui caractérisé par une succession de dépôts de turbidites argilo-silteuses que l'on retrouve soit sous forme d'ensembles de séquences turbiditiques rythmées soit isolées. Dans la partie discussion, nous reviendrons sur les différents processus sédimentaires qui sont à l'origine des ces dépôts.

##### 5. AGE DE MISE EN PLACE DU DERNIER COMPLEXE DE LOBES.

Pour déterminer l'âge, les taux de sédimentation et les périodes d'activité des différentes sous-unités lobées, des datations au  $^{14}\text{C}$  et des mesures du  $^{210}\text{Pb}$  en excès ont été réalisées sur plusieurs carottes prélevées

au niveau des lobes (Denniellou et al., 2002 ; Denniellou and Jouanneau, in prep). Le Tableau 1 résume les résultats obtenus à partir des datations au  $^{14}\text{C}$ .

Carotte	Latitude	Longitude	Cote	Age non-corrige (années BP)	Support	Contexte	Âges Calendaires		Taux d'accumulation (cm.ka-1)	Laboratoire d'analyse	N° Analyse
							+	Age Cal. (années BP)			
KZAI 07	S 6° 38.59'	E 5° 34.80'	21-23 cm	1 525 ± 50	Végétaux	Ave du chenal distribuaire actuel	1 512	1 409	Inversion d'âge	Université de Lyon	978
KZAI 07	S 6° 38.59'	E 5° 34.80'	94-95 cm	900 ± 40	Carbonates bioclasts	Ave du chenal distribuaire actuel	530	509	186.6	LLNL	69555
KZAI 08	S 6° 36.80'	E 5° 34.80'	39-40 cm	2 215 ± 50	Végétaux	Frange de l'unité lobée 4	2 328	2 209	Inversion d'âge	Université de Lyon	979
KZAI 08	S 6° 36.80'	E 5° 34.80'	503 cm	410 ± 55	Végétaux	Frange de l'unité lobée 4	513	498	1010.0	Université de Lyon	990
KZAI 08	S 6° 36.80'	E 5° 34.80'	770-774 cm	4 550 ± 40	Végétaux	Frange de l'unité lobée 4	5 310	5 287	56.5	LLNL	69648
KZAI 09	S 6° 24.40'	E 5° 45.00'	26-30 cm	2 950 ± 40	Végétaux	Corps de l'unité 5	3 207	3 121	Inversion d'âge	LLNL	69649
KZAI 09	S 6° 24.40'	E 5° 45.01'	80-84 cm	5 175 ± 65	Végétaux	Corps de l'unité 5	5 989	5 925	Inversion d'âge	Université de Lyon	980
KZAI 09	S 6° 24.40'	E 5° 45.02'	271 cm	1 925 ± 55	Bois	Corps de l'unité 5	1 920	1 873	144.7	Université de Lyon	991
KZAI 10	S 6° 19.76'	E 5° 44.70'	104-105 cm	4 080 ± 55	Végétaux	Frange de l'unité lobée 3	4 805	4 551	23.1	Université de Lyon	981
KZAI 10	S 6° 19.76'	E 5° 44.70'	464-468 cm	6 770 ± 40	Végétaux	Frange de l'unité lobée 3	7 666	7 600	Inversion d'âge	LLNL	69650
KZAI 10	S 6° 19.76'	E 5° 44.70'	624-628 cm	4 200 ± 40	Végétaux	Frange de l'unité lobée 3	4 831	4 825	1908.8	LLNL	69651
KZAI 10	S 6° 19.76'	E 5° 44.70'	796-799 cm	8 175 ± 80	Végétaux	Frange de l'unité lobée 3	9 220	9 014	39.8	Université de Lyon	982
KZAI 10	S 6° 19.76'	E 5° 44.70'	1213-1216 cm	9 220 ± 85	Végétaux	Frange de l'unité lobée 3	10 501	10 326	346.1	Université de Lyon	1033
KZAI 11	S 6° 24.80'	E 5° 48.40'	100 cm	2 865 ± 50	Végétaux	Bordure du chenal d'alimentation de l'unité 3	3 075	2 958	Inversion d'âge	Université de Lyon	983
KZAI 11	S 6° 24.80'	E 5° 48.40'	152 cm	1630 ± 65	Végétaux	Bordure du chenal d'alimentation de l'unité 3	1 605	1 529	99.4	Université de Lyon	1035
KZAI 11	S 6° 24.80'	E 5° 48.40'	700 cm	3 160 ± 65	Végétaux	Bordure du chenal d'alimentation de l'unité 3	3 465	3 378	296.4	Université de Lyon	984
KZAI 11	S 6° 24.80'	E 5° 48.40'	810-814 cm	4 080 ± 40	Végétaux	Bordure du chenal d'alimentation de l'unité 3	4 783	4 549	97.4	LLNL	69652
KZAI 12	S 6° 20.93'	E 5° 51.80'	120 cm	1 865 ± 55	Végétaux	Bordure du chenal d'alimentation de l'unité 3	1 872	1 820	65.9	Université de Lyon	985
KZAI 12	S 6° 20.93'	E 5° 51.80'	418 cm	27 225 ± 840	Bois	Bordure du chenal d'alimentation de l'unité 3	.	31 871*	Inversion d'âge	Université de Lyon	1036
KZAI 12	S 6° 20.93'	E 5° 51.80'	478-482 cm	5 800 ± 50	Carbonates bioclasts	Bordure du chenal d'alimentation de l'unité 3	6 271	6 208	6 171	LLNL	69556
KZAI 12	S 6° 20.93'	E 5° 51.80'	478-482 cm	4 560 ± 40	Végétaux	Bordure du chenal d'alimentation de l'unité 3	5 313	5 301	104.0	LLNL	69653
KZAI 12	S 6° 20.93'	E 5° 51.80'	578-582 cm	> 49 200	Carbonates bioclasts	Bordure du chenal d'alimentation de l'unité 3	Pas de calibration		2.3	LLNL	69557
KZR-12	S 6° 28.96'	E 6° 02.35'	740-741	1 735 ± 40	>500 mg of plant remains	Levee du chenal actuel	1 707	1 660	446.4	LLNL	82209

Tableau 1 : Bilan des données de carottages sur le dernier complexe de lobes.

La plupart des datations  $^{14}\text{C}$  AMS ont été effectuées sur des débris de végétaux d'origine terrestre présents au niveau de certaines lamines silteuses des séquences turbiditiques. Les autres datations ont été effectuées sur des débris de coquilles carbonatées (Denniellou and Jouanneau, in prep). Une partie des



mesures ont été effectuées à l'Université Claude-Bernard Lyon 1 (13 mesures) et le reste au Lawrence Livermore National Laboratory (LLNL) (USA) (10 mesures). La calibration de ces âges a été faite par le logiciel CALIB 4.1 selon Stuiver et al. (1998). Les mesures de  $^{210}\text{Pb}$  en excès ont été effectuées à l'Université Bordeaux 1. L'utilisation de ce radionucléide (demi-vie = 22,3 ans) sur les carottes prélevées par un carottier pilote et sur quelques carottes Kullenberg, nous permet d'estimer le taux de sédimentation au cours du dernier siècle. Des inversions d'âges (âge récent situé plus profond qu'un âge ancien) sont observées sur certaines de nos carottes. Ces inversions sont dues à la capacité des événements turbiditiques à mobiliser du matériel ancien. Lorsqu'une inversion est constatée, seul l'âge le plus récent peut être interprété comme l'âge maximum sur le site et l'âge plus ancien doit être éliminé (Dennielou et al., 2002 ; Dennielou and Jouanneau, in prep). Nous avons vu que les dépôts distaux du chenal actuel du Zaïre s'organisent en 9 sous-unités qui elles même se regroupent en trois grandes zones de dépôt: La zone amont (sous-unités 1-2-3), la zone intermédiaire (sous-unités 4-5-6-7) et la zone aval (sous-unités 8 et 9). Les datations disponibles ne permettent pas de dater la mise en place de chacune des sous - unités, mais permettent d'estimer l'âge et la durée des périodes d'activité de chacune des trois grandes zones de dépôt.

#### La zone amont (Figure 59)

Dans cette zone, nous avons des datations  $^{14}\text{C}$  sur plusieurs carottes. La carotte KZAI-10 située en bordure du groupe de lobes amont, nous permet de délimiter la période d'activité de cette zone entre  $9720 \pm 85$  ans B.P. et  $4080 \pm 55$  ans B.P.. Du fait de la position de la carotte et du mode de mise en place des sous-unités (progradation), on ne peut pas savoir si toute la période d'activité de cette zone a été enregistrée sur cette carotte. Les deux autres carottes de la zone de dépôt amont, pour lesquelles nous avons des datations, ont été prélevées en bordure de chenaux d'alimentation. Sur la carotte KZAI-12, nous avons une date dans les sables massifs à  $4560 \pm 40$  ans qui est bien comprise dans l'intervalle de temps d'activité de la zone, défini par la carotte KZAI-10. Sur la carotte KZAI-11, prélevée également en bordure de chenal, on dispose de deux dates à  $4080 \pm 40$  ans et  $3155 \pm 65$  ans dans les dépôts de sable massif. Ces deux dates plus récentes, mais très proches de celle obtenue pour la fin d'activité de la zone, montre que les dépôts de la carotte KZAI-10 n'enregistrent pas l'intégralité de la période de mise en place de la zone amont. De même, pour ces deux carottes, les dates nous donnent une estimation de l'âge du début de mise en place d'une succession de turbidites fines, au sommet des carottes, à  $1865 \pm 55$  ans sur la carotte KZAI-12 et  $1630 \pm 65$  ans sur la carotte KZAI-11, dates qui sont nettement plus jeunes que celles de la carotte KZAI-10. Ces deux carottes proches de la transition entre la zone de dépôt amont et la zone de dépôt intermédiaire, fait que ces deux carottes ont enregistrées des dépôts de débordement récents liés à la mise en place de la zone intermédiaire.

#### La zone intermédiaire (Figure 60)

Dans cette zone, seulement deux carottes, (KZAI-08 et KZAI-09) ont été échantillonnées pour des datations. La carotte KZAI-09 a été prélevée au niveau de la transition entre la zone de dépôt amont et la zone de dépôt intermédiaire. C'est une carotte courte (3,15 m) qui a échantillonné la bordure d'un ancien chenal. Du fait des inversions d'âges, seulement une date sur trois est exploitable. Il s'agit d'une date de  $1925 \pm 55$  ans B.P. prélevée à 271 cm au niveau de l'unité déformée de la carotte.

A un niveau plus distal de la zone de dépôt intermédiaire, la carotte KZAI-08 a permis d'échantillonner, dans sa partie supérieure, des dépôts liés à l'activité gravitaire de la dernière zone de dépôt (zone aval) et dans sa partie inférieure des dépôts de la zone intermédiaire. Sur les trois dates de cette carotte, seulement deux sont exploitables. A 503 cm, nous avons une date très récente à  $410 \pm 55$  ans B.P. par apport à une date à  $4550 \pm 40$  ans B.P. prélevée à 770-774 cm. La mise en place de cette zone de dépôt, est effectuée en plusieurs étapes. Dans la zone où a été prélevée la carotte KZAI-08, on ne trouve que les dépôts de la

première sous-unité qui est la plus ancienne. La date à  $4550 \pm 40$  ans B.P. confirme une mise en place de la zone intermédiaire plus tardive, que celle de la zone amont. Néanmoins le recoupement entre cette date et celle datant l'abandon de la zone amont aux alentours de 4000 ans B.P., montre que l'abandon de la zone amont ne s'est pas fait de façon brutale, mais au contraire de façon progressive.

La date à  $1925 \pm 55$  ans B.P. dans la partie amont de la zone intermédiaire, montre que cette zone de dépôt a été active pendant plus de 2000 ans. L'arrêt de fonctionnement de cette zone ne peut pas être précisé du fait des nombreuses inversions d'âge, mais aussi par la présence au sommet des carottes prélevées au niveau de la zone d'alimentation de la zone intermédiaire de dépôt plus récents liés à la mise en place de la zone aval.

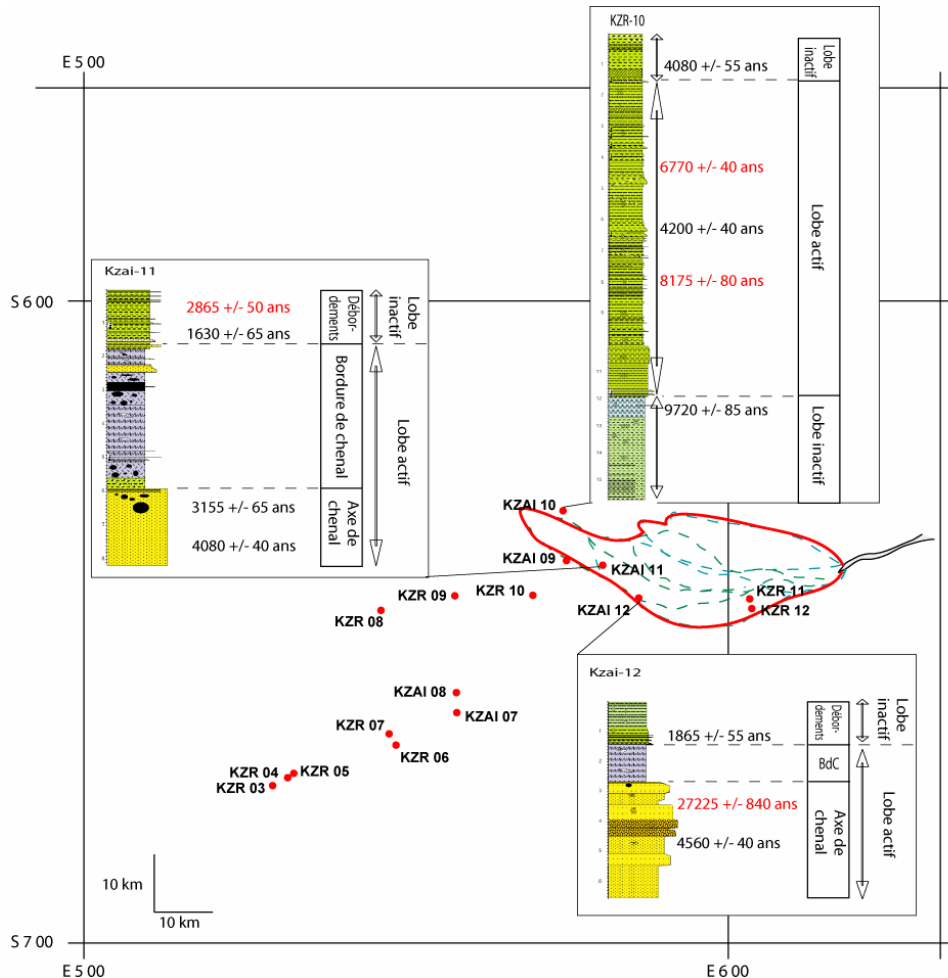


Figure 59 : La zone amont : logs des carottes (KZAI-10-11-12) et datations.

### La zone aval (Figure 61)

Sur les sept carottes prélevées au niveau de cette dernière zone de dépôt, seules deux situées en amont (KZAI-07 et KZAI-08) ont été échantillonnées pour des datations. Ce transect de carotte recoupe le chenal d'alimentation du dernier lobe, la carotte KZAI-07 prélevée dans l'axe du chenal présente un niveau de sable massif à la base d'un âge antérieur à  $900 \pm 40$  ans B.P.. Sur la carotte KZAI-08, qui nous a déjà permis de dater le début de la mise en place de la zone de dépôt intermédiaire, nous avons une date à  $410 \pm 55$  ans B.P. à 503 cm de profondeur. Cette unité est la seule où l'on trouve des âges très récents de moins de 1000 ans B.P.. On ne retrouve pas de dépôts de débordements de cet âge sur les dépôts des sous-unités plus anciennes, ceci probablement à cause de la sur - incision du chenal au niveau de la partie amont du complexe de lobe. L'absence de ces dépôts significatifs montre également que les courants transitant par ce chenal restent

confinés à l'intérieur de ce chenal, ce qui implique une hauteur pour ces courants qui ne doit pas dépasser une hauteur d'environ 30 mètres.

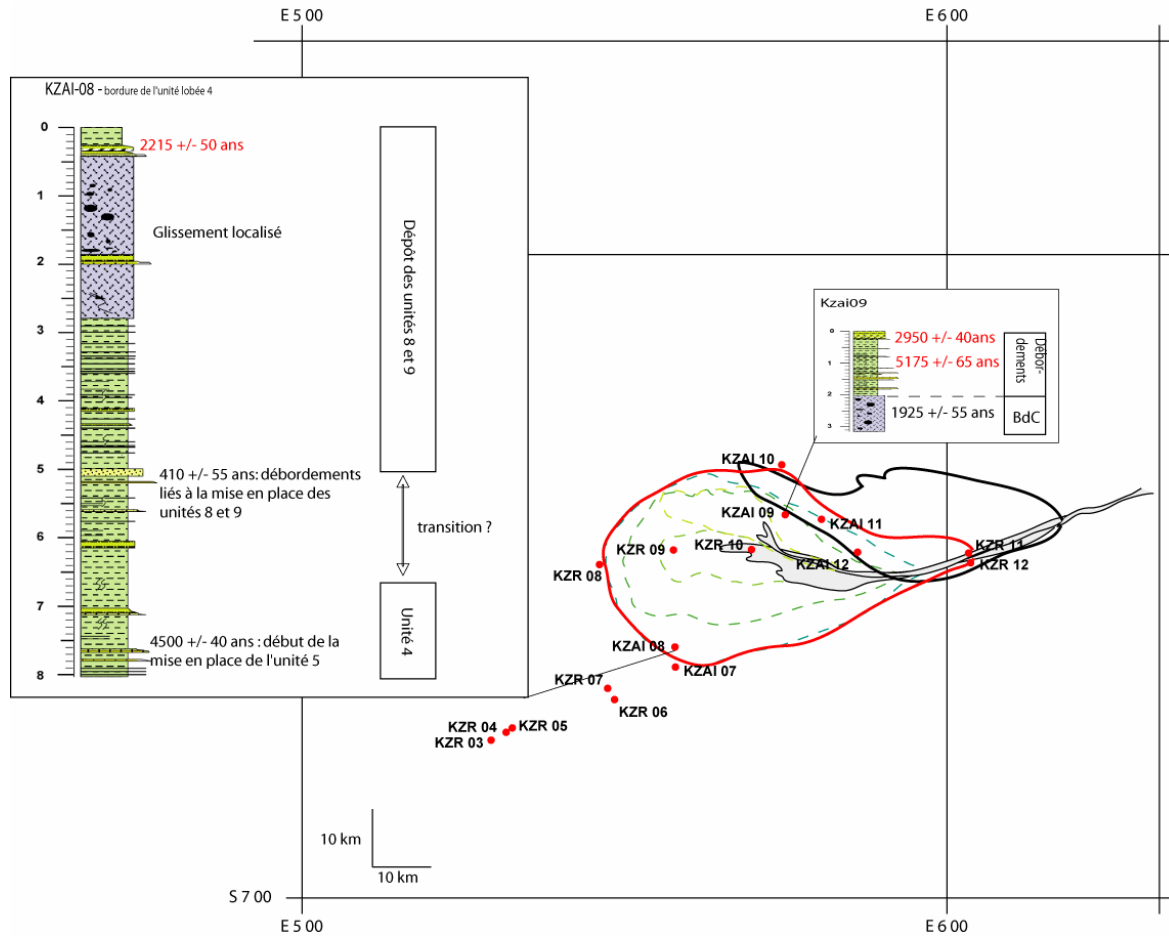


Figure 60 : La zone intermédiaire : logs des carottes (KZAI-10-11-12) et datations.

La compilation des différentes informations apportées par les datations, confirme la mise en place au cours de l'Holocène et en trois étapes du dernier complexe de lobes. La zone de dépôt amont s'est mise en place à partir de 10 000 ans B.P. et sur une période de temps de 6000 ans environ. La transition entre cette zone de dépôt et la zone de dépôt intermédiaire datée à environ 4000 ans B.P., ne s'est pas produite brutalement. L'abandon progressif de la zone amont au profit de la zone intermédiaire est montré par le recoupement entre plusieurs dates obtenues au niveau de ces deux zones. La date à  $1925 \pm 55$  ans B.P. dans la partie amont de la zone intermédiaire, montre que cette zone de dépôt a été active pendant plus de 2000 ans, mais l'arrêt de fonctionnement de cette zone ne peut pas être précisé du fait des nombreuses inversions d'âge, mais aussi par la présence au sommet des carottes prélevées au niveau de la zone d'alimentation de la zone intermédiaire de dépôts plus récents liés à la mise en place de la zone aval, masquant la transition entre la mise en place de ces deux unités. La zone aval est la plus récente du dernier complexe de lobe, elle se met en place au cours des derniers 1000 ans et semble être encore active actuellement.

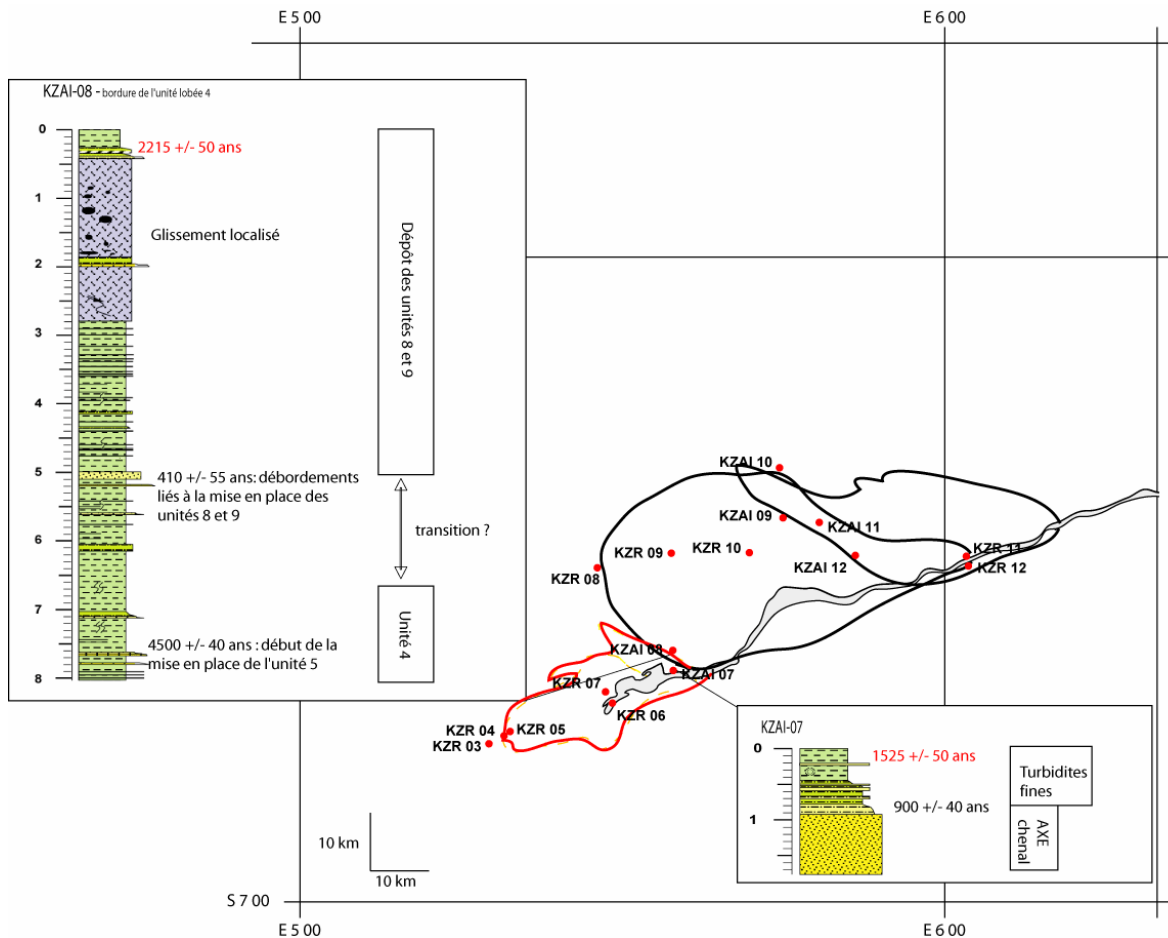


Figure 61 : La zone aval : logs des carottes (KZAI-10-11-12) et datations

## 6. MISE EN PLACE ET STRUCTURE INTERNE (SISMIQUE)

Ce chapitre est consacré à l'étude sismique du dernier complexe de lobes du Zaïre (Figure 62). Nous avons à notre disposition trois types de sismique réflexion acquis au cours de trois missions différentes :

La mission Zaiango 1 (sismique rapide) : acquisition de profils (résolution 15-20 mètres) à l'aide d'une source composée de 2 canons GI. La réception était effectuée par une flûte 6 traces.

La mission Zaiango 2 (sismique 2D HR) : acquisition de profils (résolution 10 m) à l'aide d'une source composée de 6 canons GI. La réception était effectuée par une flûte 96 traces.

La mission Zaisar (sismique PasiSar et de surface) : acquisition de profils (résolution 4-5 m) à l'aide d'une source composée de 6 mini-GI disposés en array. La réception était effectuée soit par une flûte montrace tractée derrière le SAR pour les profils PasiSar, soit par une flûte montrace placée en surface.

L'étude des profils sismiques a été effectuée à l'aide du logiciel d'interprétation sismique SISMAGE RECHERCHE, TFE. Ce logiciel, initialement conçu pour l'analyse de données de sismique 3D, permet après chargement des données de sismique 2D, de faire une propagation automatique du pointé des horizons, de calculer par différentes méthodes d'extrapolation entre les différents profils, les surfaces pointées, de calculer

des attributs sismiques, comme par exemple l'amplitude sismique, qui permettent de mettre en évidence les zones de forte amplitude sismique par rapport aux zones de faible amplitude.

Dans le cas de l'étude du complexe de lobe distal du Zaïre, l'utilisation de ce logiciel, a été limitée notamment par l'espacement des profils ne nous permettant pas de cartographier les objets sédimentaires de faible extension et par la faible continuité des réflecteurs. Néanmoins, l'analyse faciologique des profils, facilitée par l'utilisation des différentes palettes de couleur permettant de souligner les différences entre les dépôts du dernier complexe de lobes et les dépôts plus anciens. Il a fallu donc choisir une méthode de pointé essentiellement basée sur les variations de faciès sismiques sur nos profils, et comme pour l'analyse des profils de sondeur de sédiment, la combinaison des informations apportées par la carte de réflectivité EM 12 et par nos profils a permis de distinguer plusieurs zones de dépôt.

### 6.1 / Les faciès sismiques.

Le complexe de lobes distaux du Zaïre est constitué par une succession de trois grandes zones de dépôt, la mise en place successive de ces unités vers le large montrant le caractère progradant du dernier complexe de lobes. L'organisation interne de ces zones, visible sur notre sismique, montre qu'elles sont principalement constituées par quatre grands types de faciès sismiques ( Figure 62) :

Un faciès sismique transparent, caractérisé par l'absence de réflecteurs internes. Ce type de faciès se retrouve sous forme de lentilles de faible épaisseur dans des zones situées en bordure du chenal actuel du complexe de lobes.

Un faciès sourd, caractérisé par une réponse acoustique diffuse. On le retrouve en grands paquets dont l'épaisseur varie en fonction de l'endroit où l'on se situe dans le lobe. Ce faciès est localisé en périphérie des lobes.

Un faciès de forte amplitude, caractérisé par des paquets de réflecteurs de très forte amplitude. Ce faciès s'organise soit en axes bien définis soit en zones très larges qui couvrent une grande partie des zones de dépôt. Ce faciès se retrouve principalement au niveau des axes des chenaux.

Un faciès chaotique, caractérisé par la présence de nombreux réflecteurs tronqués. Ce faciès se retrouve en grands paquets, dont la base est généralement enfouie et très diffuse.

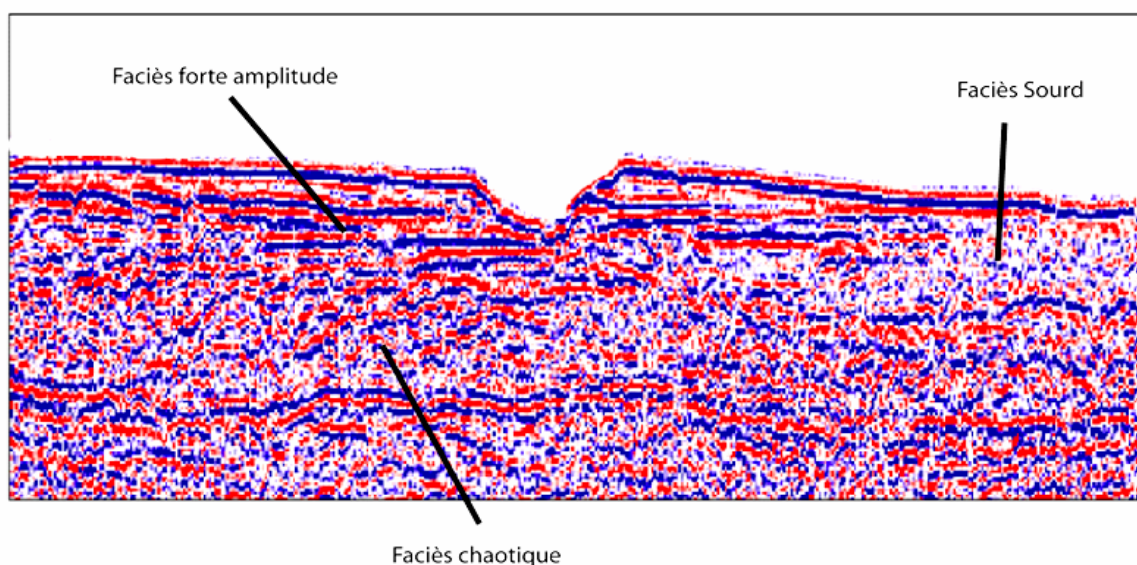


Figure 62 : Exemple des différents faciès sismiques rencontrés sur nos profils sismiques.

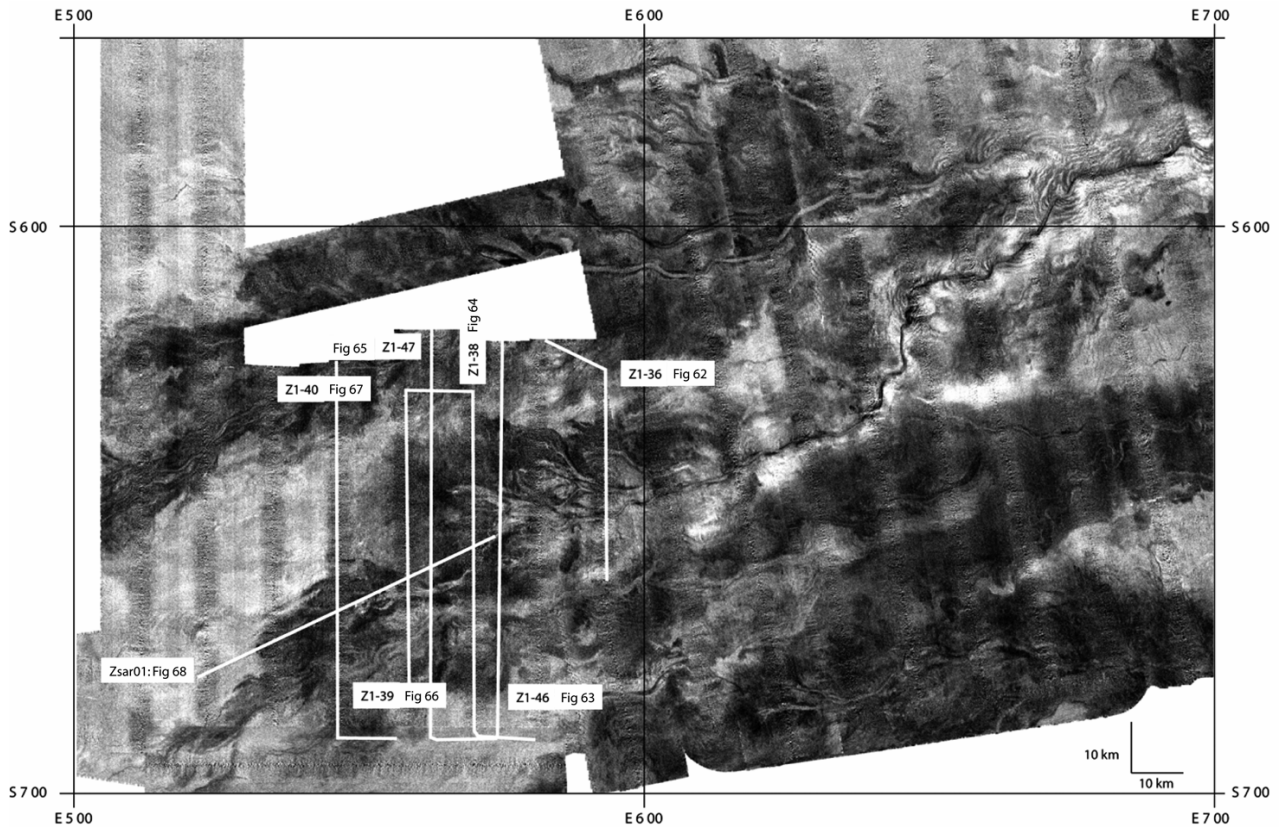


Figure 63 : Imagerie Sonar EM12 centrée sur le dernier complexe de lobes du Zaïre. Localisations de profils de sismique exploités Figure 63 à Figure 69.

## 6.2 / Mise en place du dernier complexe de lobes

### *a/ Architecture interne des zones de dépôts*

A chaque environnement de dépôt correspond un faciès particulier, le corps du lobe est caractérisé par le faciès sismique sourd, généralement entrecoupé, au niveau de l'axe central du lobe, par des zones de faciès de forte amplitude qui disparaît progressivement de chaque côté du chenal d'alimentation. Les zones de faciès sismique transparent ne se rencontrent que sur les bordures du chenal actuel du lobe. Ce faciès correspond aux dépôts de levée sédimentaire associée au fonctionnement du chenal. Sur l'ensemble de la zone d'étude, on retrouve, en dessous des dépôts liés à l'activité gravitaire du système actuel, une unité, appelée « unité enfouie », caractérisée par un faciès sismique chaotique, entrecoupé par des zones de forte amplitude. La base de cette unité est caractérisée par un réflecteur de forte amplitude discontinu.

Dans la zone de dépôt amont, la résolution de notre sismique, ne nous permet pas de retrouver l'organisation en plusieurs sous-unités de dépôts, définie à partir des profils de sondeur de sédiment, mais on observe une répartition des faciès selon les différents environnements de dépôts. La bordure du lobe est caractérisée par un faciès sismique sourd, d'une quarantaine de mètres d'épaisseur au maximum. Au niveau de l'axe central de la zone de dépôt se met en place une zone caractérisée par des réflecteurs plus ou moins continus de forte amplitude (Figure 64). En surface, la présence de ce type de faciès de forte amplitude sur une grande surface, montre l'importante migration des chenaux d'alimentation des lobes au cours du temps. La répartition des dépôts de levée montre une forte dissymétrie entre la bordure nord et la bordure sud du chenal, qui semble être la zone de débordement la plus active. L'épaisseur de la levée dans cette zone est de l'ordre d'une vingtaine de mètres.





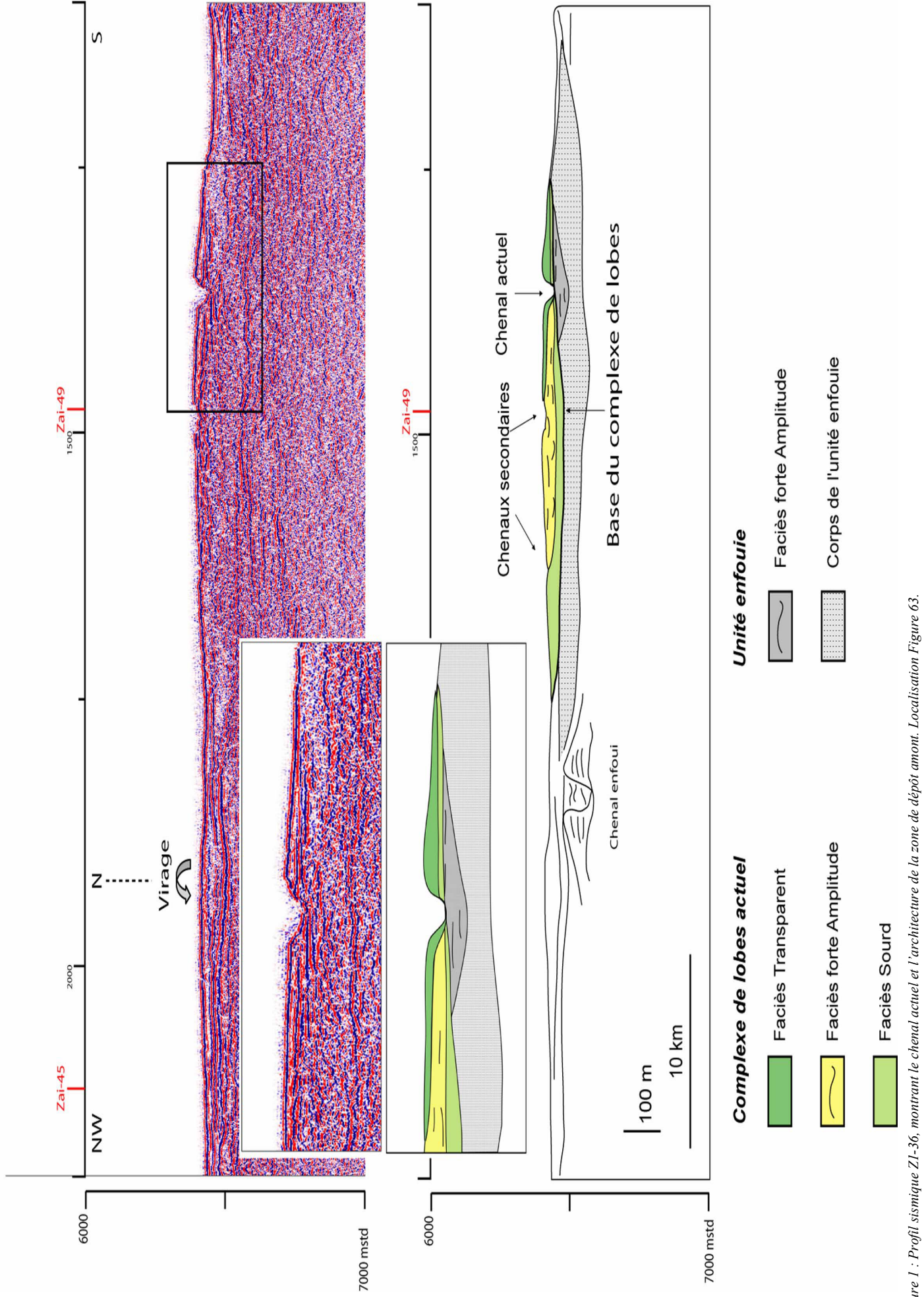


Figure 1 - Profil sismique ZI-36, montrant le chenal actuel et l'architecture de la zone de dépôt amont. Localisation Figure 63.



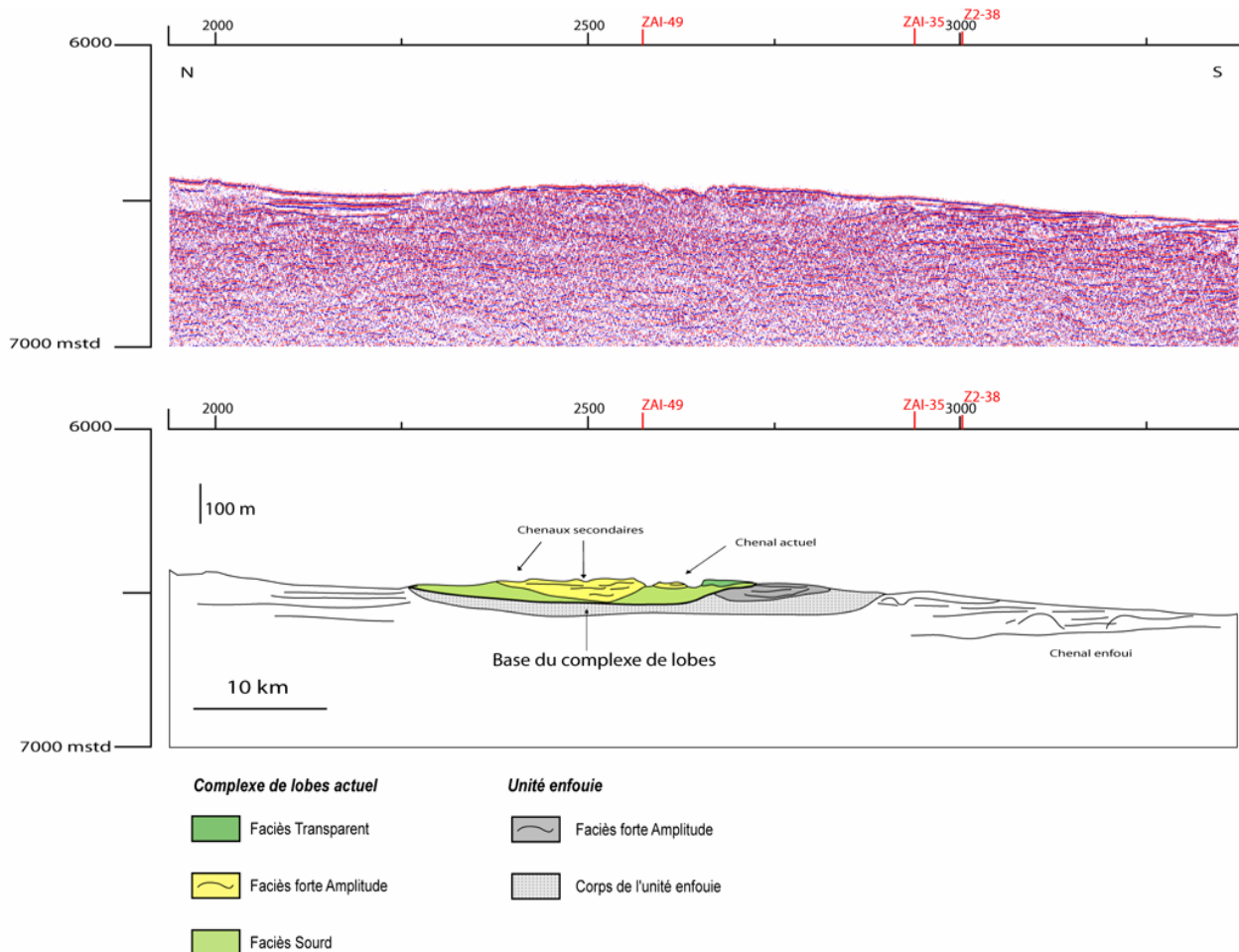


Figure 65 : Profil sismique Z1-46, montrant le chenal actuel et l'architecture de la zone de dépôt intermédiaire. Localisation Figure 63.

Un peu plus en aval (Figure 65), on retrouve l'organisation définie précédemment, caractérisée par la mise en place, sur l'unité enfouie, des sous-unités du complexe de lobes actuels, le corps du lobe (plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur) correspondant à la zone de faciès sismique sourd, la zone d'alimentation à la zone de forte amplitude. La partie sud de cette zone de dépôt est incisée par le chenal actuel (Figure 65), alors que un peu plus en amont le chenal avait contourné les dépôts de la zone aval (Figure 64). La forme générale de la zone de dépôt a également évolué vers une morphologie beaucoup plus tabulaire. Dans cette zone, la dissymétrie entre les bordures sud et nord du chenal actuel est encore plus marquée, sur la bordure sud du chenal actuel on observe un dépôt de faciès sismique transparent correspondant aux dépôts de débordements et à la levée du chenal actuel. Son épaisseur a également diminuée, elle n'atteint plus qu'une vingtaine de mètres.

Au niveau de la zone de dépôt intermédiaire, on observe la même structure, caractérisée par une répartition des faciès en fonction de l'environnement de dépôt. A partir des trois profils présentés sur les Figure 66, Figure 67 et Figure 68, on peut montrer une évolution amont-aval de la chenalisation au sein de cette unité. Sur le profil 38 (Figure 66), la zone chenalisée, présente sur toute l'épaisseur de l'unité, est caractérisée par une forme en U de 2 km de large à la base pour atteindre plus de 10 km au sommet de l'unité. Lorsque l'on progresse vers l'aval, la zone de forte amplitude devient beaucoup moins large et discontinue. Au niveau du profil Z1-47 (Figure 67), l'axe de forte amplitude ne mesure plus que quelques kilomètres de large (5 au maximum) et est divisé en deux paquets séparés par une zone de faciès sourd.

Encore plus en aval, au niveau du profil Z1-39 (Figure 68), on ne retrouve plus de faciès de forte amplitude, mais uniquement une unité constituée par un faciès sourd.

L'évolution amont aval du faciès de forte amplitude, est caractérisée par la division en plusieurs branches superposées puis la disparition de ce faciès montre bien un dépôt en plusieurs étapes successives de cette zone de dépôt. La disparition vers l'aval de ce faciès suggère que la chenalisation devient très diffuse et disparaît en partie distale.

Sur la bordure sud de cette zone, on retrouve le chenal actuel qui recoupe les dépôts mis en place au niveau de la zone de dépôt intermédiaire. Ce chenal est caractérisé, dans cette zone par une forme tabulaire de plusieurs kilomètres de large. Ce chenal est bordé par un dépôt de faciès sismique transparent correspondant à la levée du chenal actuel. L'épaisseur de la levée, dans cette zone, ne dépasse pas une vingtaine de mètres.

Au niveau de la zone de dépôt aval (Figure 69), on retrouve la même répartition des faciès sismiques. Les dépôts du dernier lobe du complexe actuel sont composés par une unité caractérisée par un faciès sismique sourd. Cette unité mesure 20 km de large (Figure 69), elle se met en place au dessus d'une unité enfouie caractérisée par un faciès sismique chaotique entrecoupé par un axe de forte amplitude.

L'unité de faciès sourd, est également entrecoupée par une zone de forte amplitude très localisée et ne mesurant que 2 km de large correspondant à la zone de chenalisation de cette unité.

Au niveau de cette dernière zone, nous avons des profils de sismique PASISAR, dont la résolution nous permet de distinguer des réflecteurs de forte amplitude à l'intérieur du faciès sourd (Figure 70). Le profil Zsar-01 (Figure 70), orienté SW-NE, nous montre la transition entre deux sous-unités de dépôts, la zone de dépôt intermédiaire et la zone de dépôt aval. Ce profil recoupe également le chenal d'alimentation du dernier lobe. Cette zone chenalisée est caractérisée par la présence de quelques réflecteurs de forte amplitude.

Au niveau de la dernière zone de dépôt, l'organisation des faciès sismiques est semblable à celle définie pour les autres zones de dépôt. Le corps du lobe est caractérisé par un faciès sismique sourd qui est surmonté en certains endroits par des zones de forte amplitude qui correspondent probablement aux chenaux secondaires d'alimentation de cette zone. La résolution plus importante de la sismique PASISAR (4-5 m), nous permet également de distinguer des réflecteurs de forte amplitude et très discontinus dans cette unité. Ces réflecteurs pourraient marquer des changements de sédimentation en relation avec différentes phases d'activité du lobe. Sur ce profil, on voit que l'extrémité distale de cette unité est en relief.

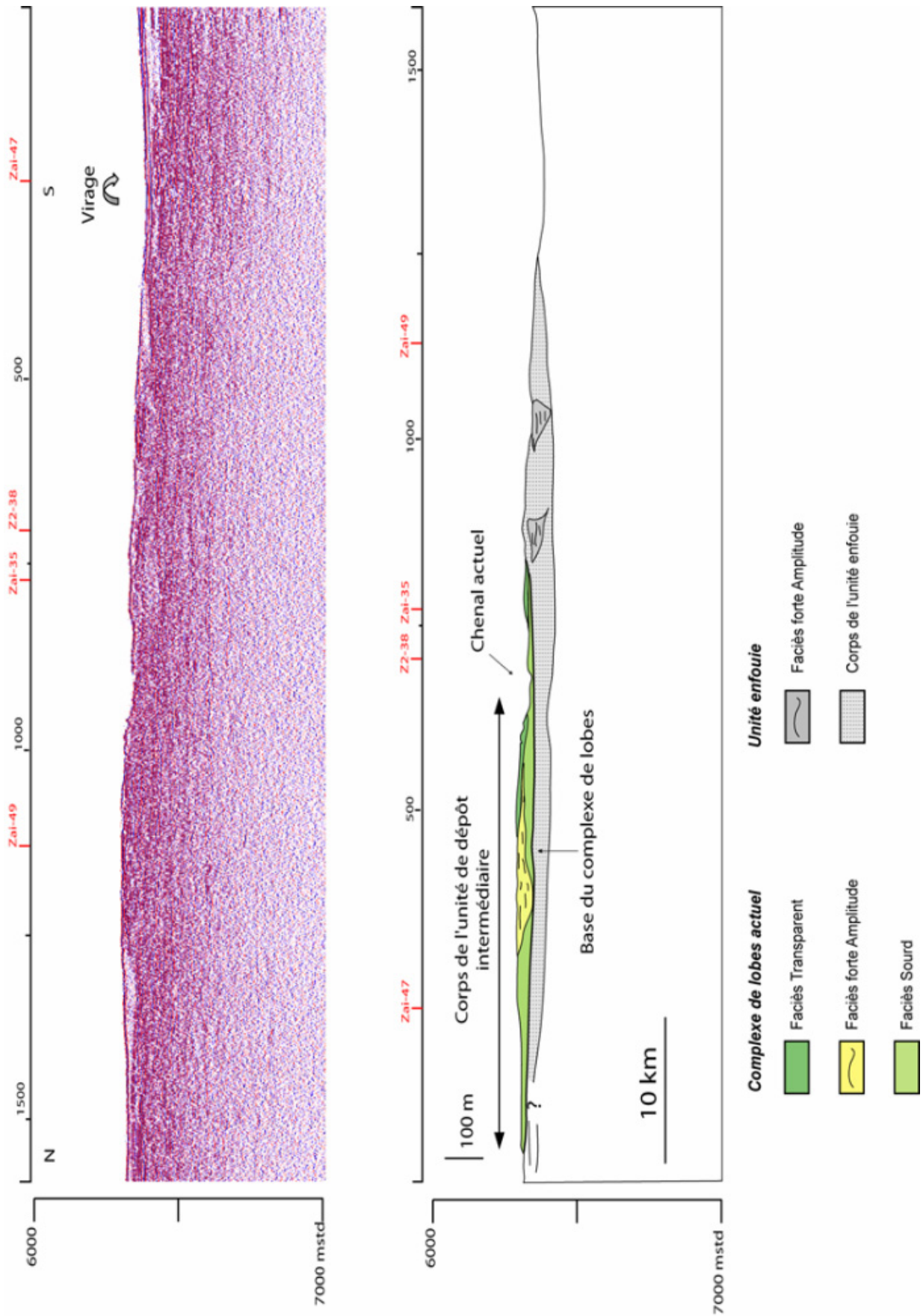


Figure 66 : Profil sismique Z1-38, montrant le chenal actuel et l'architecture de la zone de dépôt intermédiaire. Localisation Figure 63.





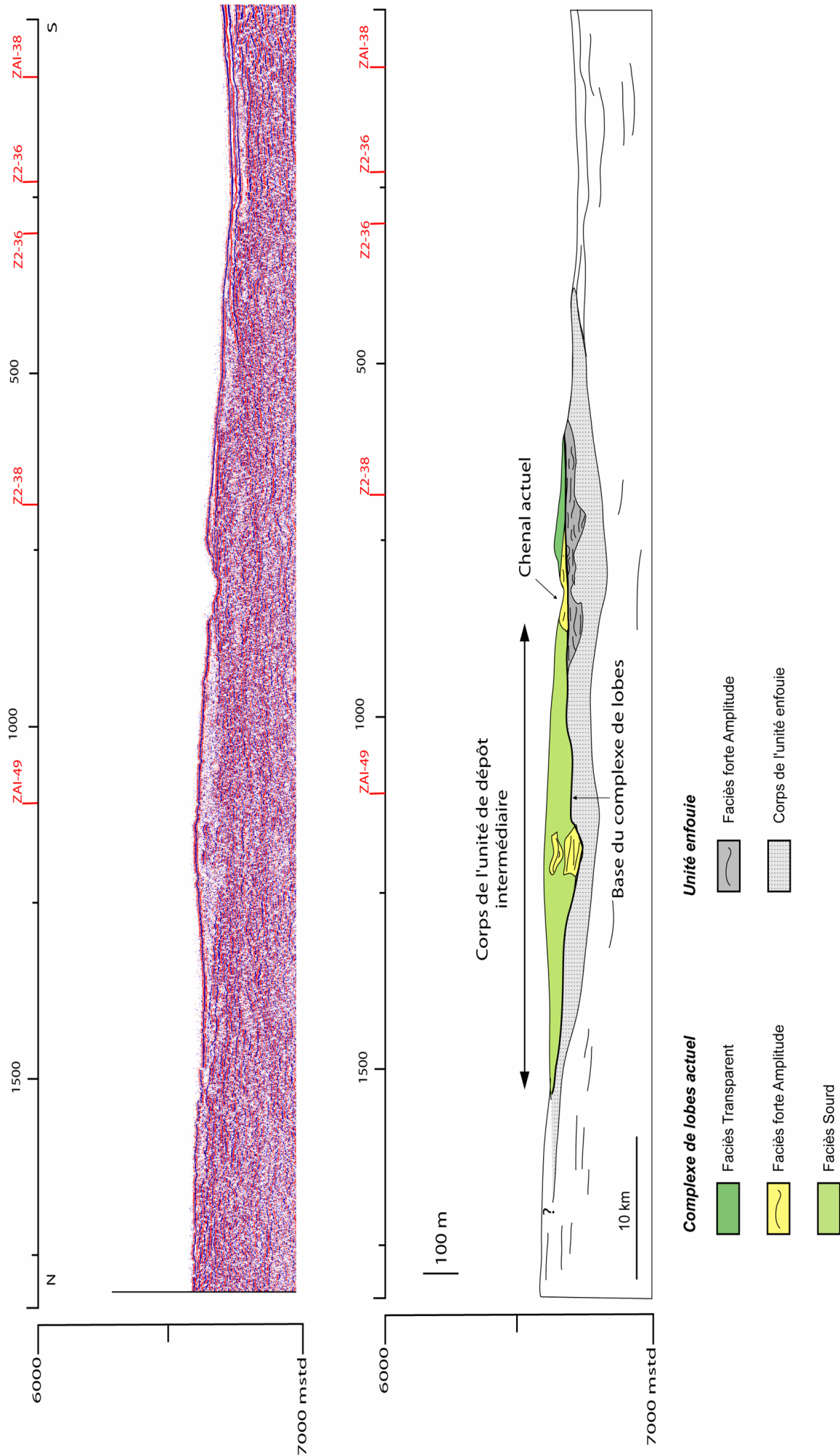


Figure 1 : Profil sismique Z1-47, montrant le chenal actuel et l'architecture de la zone de dépôt intermédiaire. Localisation Figure 63.



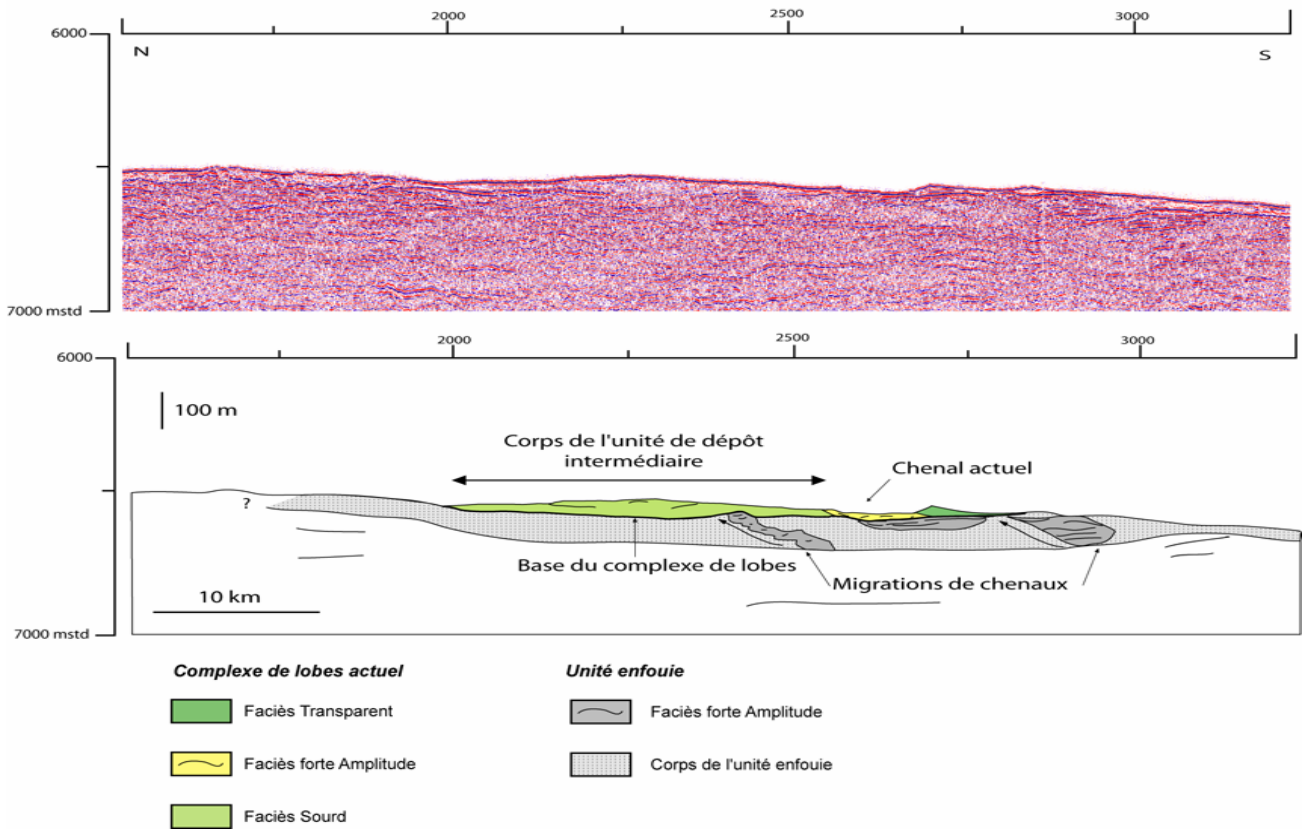


Figure 68 : Profil sismique Z1-39, montrant le chenal actuel et l'architecture de la zone de dépôt intermédiaire. Localisation Figure 63.

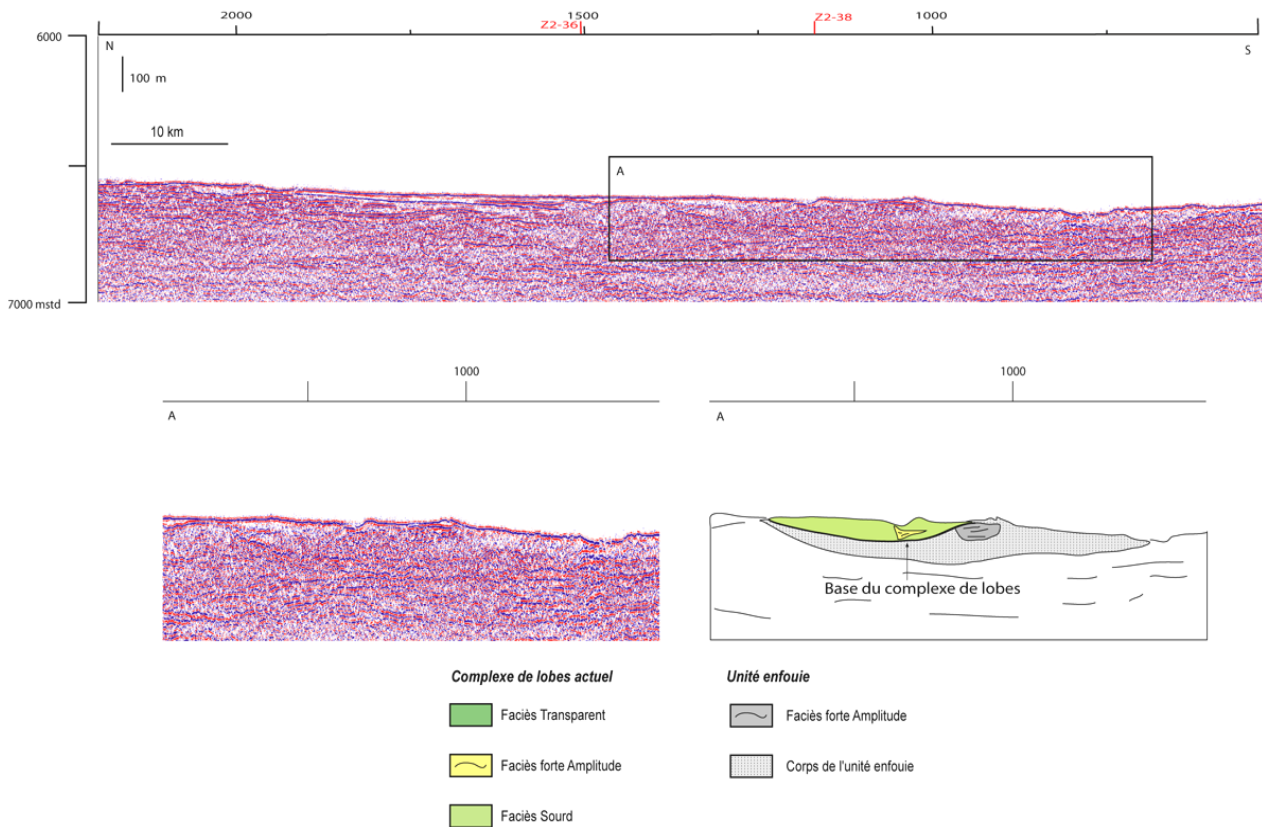


Figure 69 : Profil sismique Z1-40, montrant le chenal actuel et l'architecture de la zone de dépôt aval. Localisation Figure 63.

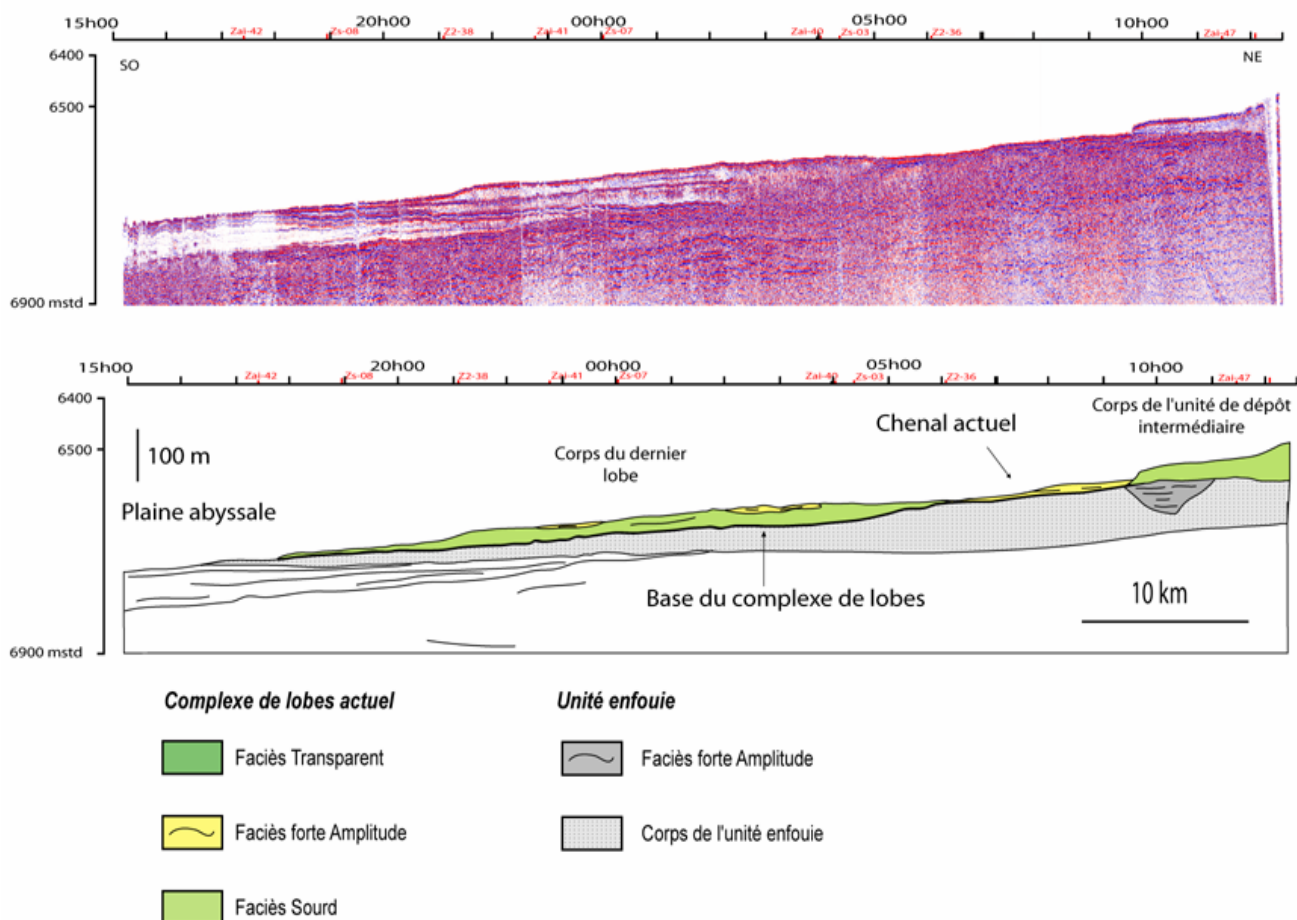


Figure 70 : Profil sismique Zsar-01, montrant le chenal actuel et l'architecture de la zone de dépôt aval. Localisation Figure 63.

Les trois zones de dépôt qui constituent le dernier complexe de lobes du Zaïre, sont toutes constituées par deux grands types de faciès sismiques (sourd et de forte amplitude). La répartition de ces faciès à l'intérieur de chaque zone est identique, le corps du lobe étant caractérisé par le faciès sourd et l'axe central de la zone de dépôt par un faciès de forte amplitude. La répartition de ce faciès de forte amplitude est également identique pour les trois zones de dépôt avec une extension très importante et une forme en V en amont et une diminution de son épaisseur allant jusqu'à sa disparition en aval.

En dessous de ces trois zones de dépôt, on trouve une grande unité, l'unité enfouie, qui est caractérisée par un faciès sismique chaotique entrecoupé par des zones de faciès sismique de forte amplitude qui correspondent certainement à des portions chenalisées au sein de cette unité.

### *b/ Relations géométriques entre les zones de dépôts*

A l'aide du logiciel SISMAGE, j'ai extrapolé le pointé de la base des différentes zones de dépôt, ainsi que celui de la base de l'unité enfouie, entre tous mes profils. À partir de ces cartes isochrones et de la carte du fond de l'eau, j'ai pu calculer, à l'aide du logiciel Sismages, les cartes isopaques de ces deux unités.

L'unité enfouie (Figure 71), s'est mise en place dans une zone confinée entre deux obstacles morphologiques majeurs représentés par deux systèmes chenaux levées orientés tous les deux dans une direction NE-SW. Ces deux systèmes chenaux-levées ont créé une zone en dépression au sein de laquelle s'est déposée l'unité enfouie située à la base du complexe de lobes actuels. La carte en isopaques de cette unité, montre bien que ces dépôts sont restés confinés entre ces deux obstacles. Sur les profils sismiques, on

a pu voir qu'à l'intérieur de cette unité, on pouvait distinguer des zones de forte amplitude qui correspondent probablement à des zones chenalisées. Même à l'aide du logiciel d'interprétation sismique SISIMAGE, on ne peut pas cartographier et donc suivre de profil à profil ces zones. Néanmoins, il semble que ces zones s'organisent dans une direction E-O, en provenance du système de lobes sud.

Le sommet de cette unité, correspond à la surface basale de dépôt du complexe de lobes récent du système turbiditique du Zaïre. La carte A de la Figure 71, montre la carte isochrone de cette surface. Sur cette carte, on observe trois zones en dépression qui vont guider la mise en place des zones de dépôt. La première située le plus en amont, est située entre l'ancien système chenal levée du Nord et une zone surélevée au Sud qui correspond à une des zones de forte amplitude associée à la mise en place de l'unité enfouie. La zone en dépression située entre ces deux obstacles morphologiques, va concentrer les premiers apports, ce qui aboutit à la construction de la première zone de dépôt du dernier complexe de lobes. La deuxième zone en dépression se situe un peu plus en aval (Figure 72). Ce creux correspond au réceptacle des dépôts de la deuxième unité de dépôt du dernier complexe de lobes (zone intermédiaire). La carte isopaque (Figure 72) montre une surépaisseur des dépôts. La dernière zone en dépression observée est située encore plus en aval et correspond à la zone de dépôt aval du dernier complexe de lobes (Figure 72). Au niveau de cette zone, on observe une surépaisseur de dépôt.

Lorsque l'on observe la carte bathymétrique de notre zone d'étude (Figure 18), on observe qu'il reste une dernière dépression non comblée située encore plus en aval. On peut penser que cette zone constituera la prochaine zone de dépôt du dernier complexe de lobes du Zaïre, une fois que la zone de dépôt aval sera comblée.



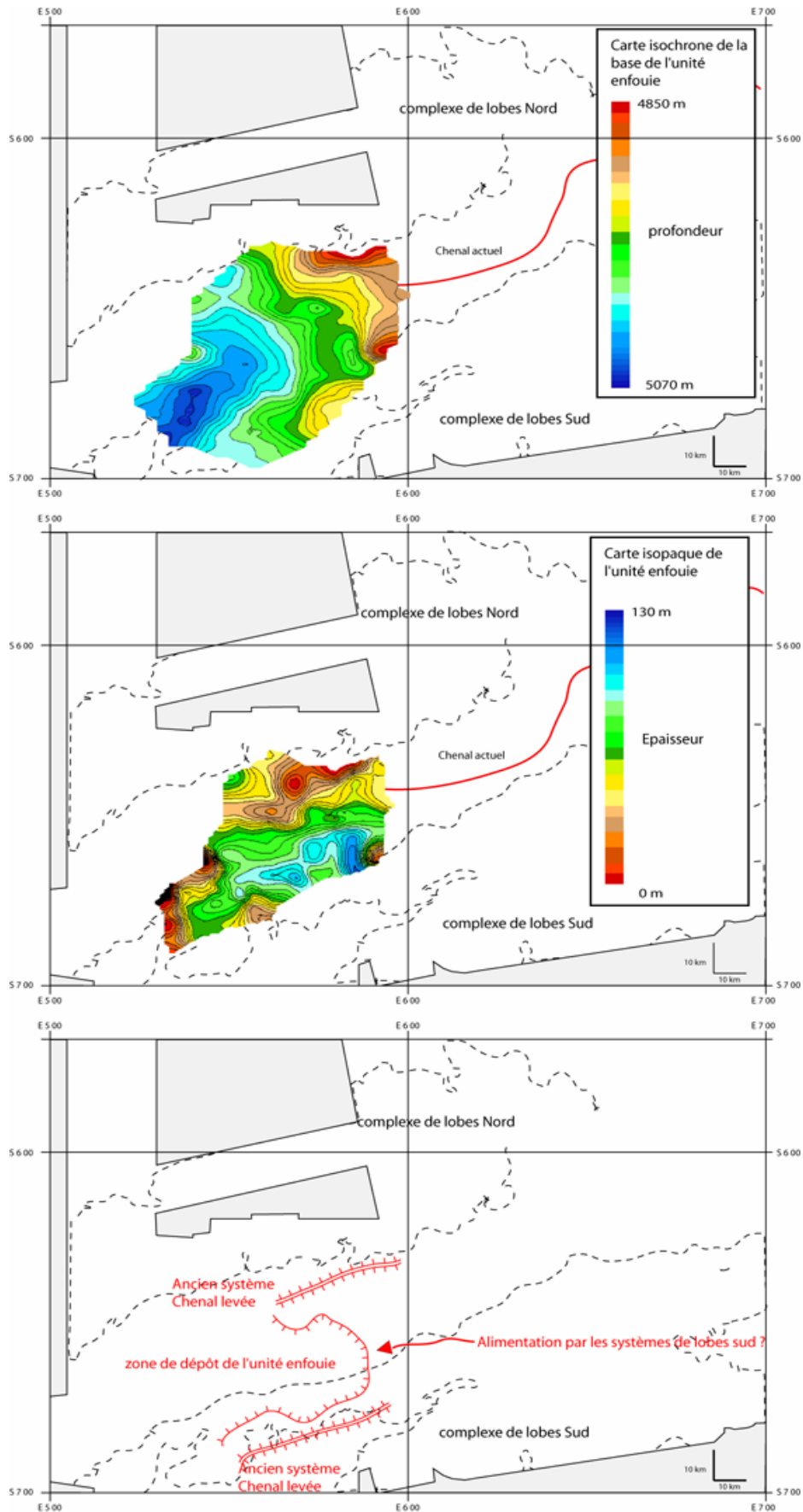


Figure 71 : Unité enfouie. En haut : carte isochrone de la base. Au milieu : Carte isopaque de cette unité. En bas : Carte interprétative de la zone avec la source d'alimentation.

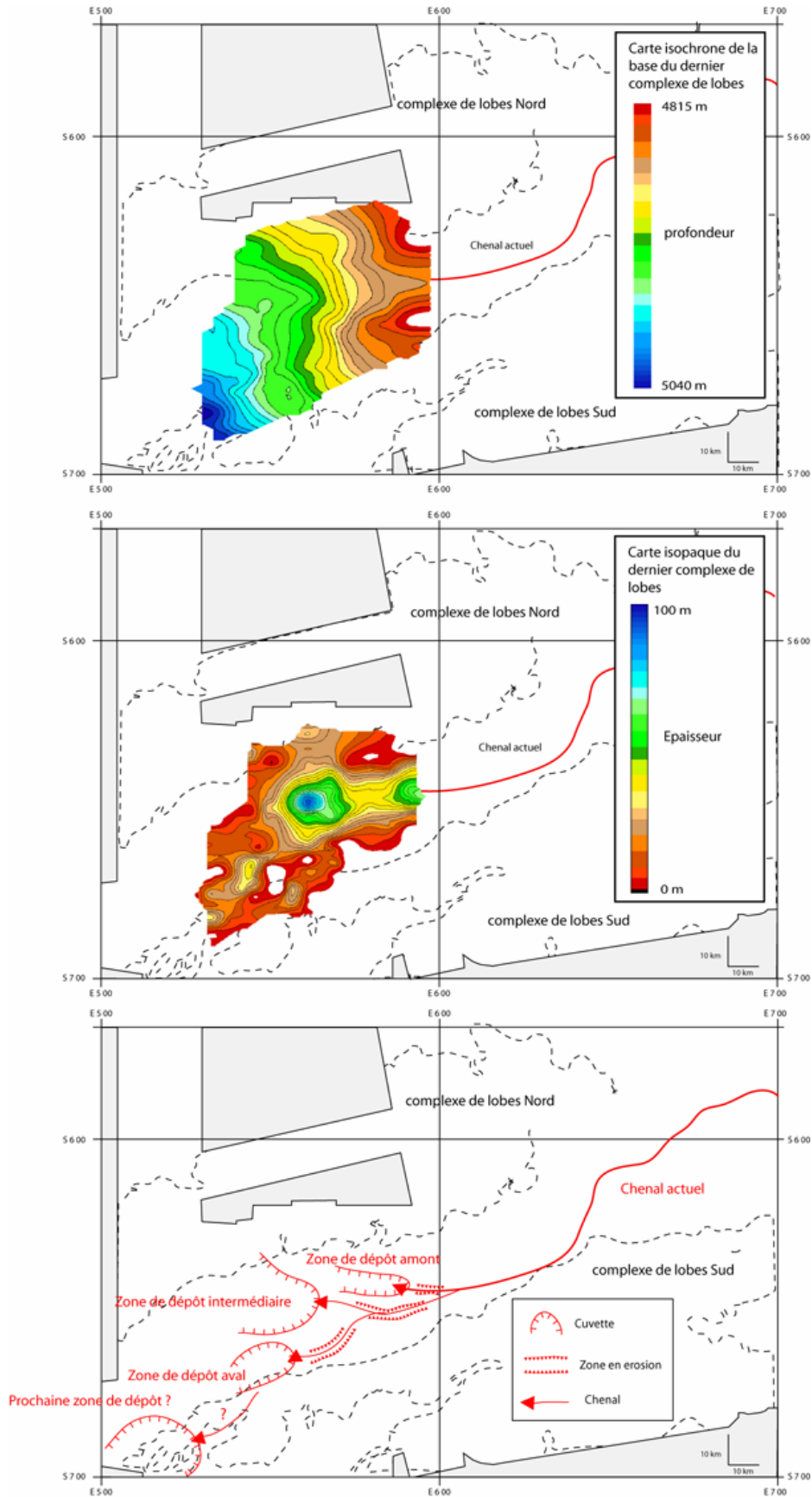


Figure 72 : Dernier complexe de lobes. En haut : carte isochrone de la base. Au milieu : Carte isopaque de cette unité. En bas : Carte interprétative de la zone avec la source d'alimentation.

### III / DISCUSSION

#### **MISE EN PLACE DU DERNIER COMPLEXE DE LOBES**

L'édification du système turbiditique axial du Zaïre a débuté aux alentours de 200 ka, par migrations successives de sa zone de dépôt centre et donc de son chenal vers le large. Ces migrations se font par deux phénomènes principaux, les migrations longitudinales (progradation) et par transferts latéraux (avulsion) (Babonneau, 2002).

L'âge de la dernière avulsion majeure du système, correspondant à l'abandon de la zone des lobes nord, a été estimé à 10 ka (Holocène) (Dennielou and Jouanneau, in prep). Au débouché du chenal issu de cette dernière avulsion, s'est mis en place le dernier complexe de lobes, qui peut être caractérisé à différentes échelles, depuis le dépôt des trois grandes zones de dépôt (les zones de dépôt amont, intermédiaire et aval) jusqu'à l'analyse de la répartition de sédiment et la caractérisation morphologique fine des chenaux au niveaux de ce complexe de lobes.

A l'échelle du système, le complexe de lobes est constitué par trois grandes zones de dépôt qui migrent vers l'aval au cours du temps, chacune de ces grandes zones étant elles-mêmes constituées par une accumulation de plusieurs sous-unités (paragraphe II-C-1.2-b). Les datations au  $C^{14}$ , montrent que ces sous-unités se sont construites au cours de l'Holocène et que la durée moyenne de mise en place d'une zone varie fortement. La première zone s'est mise en place durant environ 6000 ans, même si l'on ne peut pas clairement déterminer l'âge de l'arrêt de son fonctionnement, la seconde sur une durée de plus de 2000 ans, la dernière zone semble être encore active actuellement et sa mise en place a donc duré au minimum 1000 ans.

L'expression en sismique du dernier complexe de lobes permet de dégager une organisation interne commune à chacune des zones de dépôt. Le corps de chaque zone de dépôt est caractérisé par un faciès sismique sourd qui vient se mettre en place en relief sur les dépôts sous jacent. Ce faciès est entrecoupé par une zone de faciès sismique de forte amplitude dont la taille diminue vers l'aval.

La concordance entre les informations obtenues à partir des données superficielles (imagerie et sondeur de sédiment) et celles obtenues à partir des données sismiques, suggère que le dernier complexe de lobes est, contrairement à ce qu'on pensait, un dépôt très superficiel, ne dépassant pas 50 mètres d'épaisseur au maximum. En dessous des dépôts directement liés à l'activité du chenal actuel du Zaïre, on observe une grande unité de dépôt (l'unité enfouie) caractérisée par un faciès sismique chaotique entrecoupé par des zones de forte amplitude. Cette unité qui était, dans les travaux antérieurs, inclus dans les dépôts liés au dernier chenal (Savoye et al., 1999), semble être beaucoup plus ancienne et pourrait correspondre à une zone de dépôt distale liée à l'activité du complexe de lobes sud. Elle est confinée entre deux systèmes chenaux-levées orientés Est-Ouest. Cette nouvelle interprétation de l'origine de l'unité enfouie modifierait l'attribution, du chenal bordant cette unité au Nord au groupe de chenaux A23-A38. Il semblerait que ce chenal soit en réalité relié à l'activité du groupe de chenaux A1-A22. La mise en place de cette unité est donc en relation à la mise en place du complexe de lobes sud. Au sein de cette unité on a pu identifier des zones de forte amplitude qui correspondent probablement aux chenaux d'alimentation de cette unité. Ces chenalisation, en relief par rapport au reste de la zone, créent des dépressions entre les chenaux vers lesquelles vont être guidés les écoulements lors de la construction du dernier complexe de lobes. Ces cuvettes (Figure 72), présentent généralement une forme plus resserrée en amont qu'en aval et des pentes fortes au niveau de la bordure amont et qui diminuent vers l'aval. C'est au niveau de ces cuvettes que l'on va retrouver les zones d'épaisseur maximale du dernier complexe de lobes.

**PROGRADATION DU COMPLEXE DE LOBES ET INCISION DU CHENAL**

La différence de hauteur, observée entre le fond du chenal actuel et celui des chenaux d'alimentation des zones de dépôt (chapitre 2.C.1) au niveau des deux points de bifurcations (Figure 73), est due à la capacité du chenal à tendre vers un profil longitudinal ne présentant pas de ruptures de pentes majeures. Le remplissage des zones en dépression force la migration du chenal d'une zone de dépôt vers une autre qui est située plus en aval (Figure 72). On dénombre deux avulsions de ce type au niveau du dernier complexe de lobes. Le profil du fond du chenal est alors perturbé et présente une forte rupture de pente en amont de la zone de dépôt. Le chenal va se surcreuser pour aplanir son profil longitudinal. Cette incision progressive du chenal visible sur la Figure 73, est marquée par les différences de hauteur entre le fond des chenaux d'alimentation des zones de dépôt amont et intermédiaire par rapport au chenal actuel.

Le profil longitudinal du fond du chenal actuel présente une forte rupture de pente située en amont de la zone de dépôt aval. Cette rupture de pente est la seule présente actuellement au niveau du chenal actuel dans la zone des lobes. Elle indique que le profil d'équilibre n'est pas encore atteint et que probablement la dernière zone de dépôt est encore active.

Il reste en effet encore un important volume de sédiment à éroder pour retrouver ce profil (Figure 73). Une fois que le remplissage de la dépression initiale sera achevé et que le chenal sera comblé, par les sédiments issus de l'érosion du fond du chenal et du fonctionnement général du système, le chenal devrait une nouvelle fois abandonner cette zone de dépôt au profit de la nouvelle zone en dépression située plus en aval (Figure 72) visible sur la carte bathymétrique de la zone (Figure 18).

La coupe du profil longitudinal du chenal actuel, présentée sur la Figure 73, montre également que la terminaison distale de la zone de dépôt aval est en relief sur la plaine abyssale.

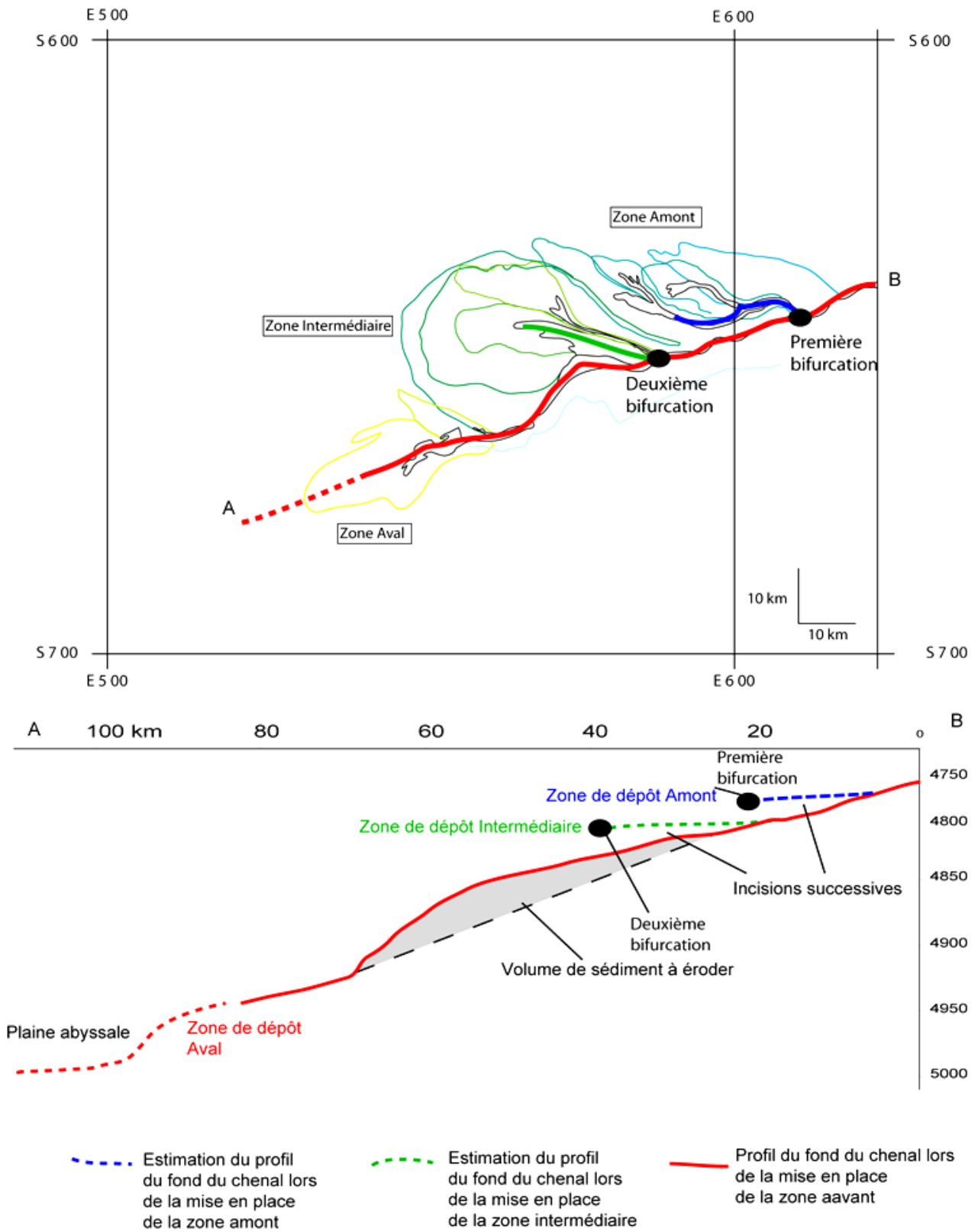


Figure 73 : Coupe longitudinale le long du chenal d'alimentation du complexe de lobes actuel, montrant les incisions successives du chenal au cours du temps.

### MISE EN PLACE DES ZONES DE DEPOT

La présence de ruptures de pente au niveau de l'entrée des zones en dépression va jouer un rôle très important sur la mise en place des zones de dépôt. Ces fortes pentes induisent une forte érosion de la partie amont des cuvettes par les premiers écoulements, le dépôt se faisant préférentiellement au centre de la dépression (Figure 74). L'érosion la partie amont de la cuvette se poursuit en même temps que le remplissage de la dépression. Le chenal d'alimentation avance et incise progressivement les dépôts mis en place au cours de la première phase d'aggradation d'un lobe (cf. coupes transversales Figure 74). Tous ces phénomènes combinés (comblement de la dépression initiale, érosion de la bordure de la cuvette et incision du chenal) aboutissent à la mise en place d'un obstacle frontal au débouché du chenal. Les écoulements sont bloqués par ce haut topographique dans la partie intermédiaire de la cuvette et déposent sur place leur charge sédimentaire aboutissant au remplissage du chenal. Le remplissage du chenal d'alimentation implique l'abandon de la zone de dépôt au profit de la zone située plus en aval.

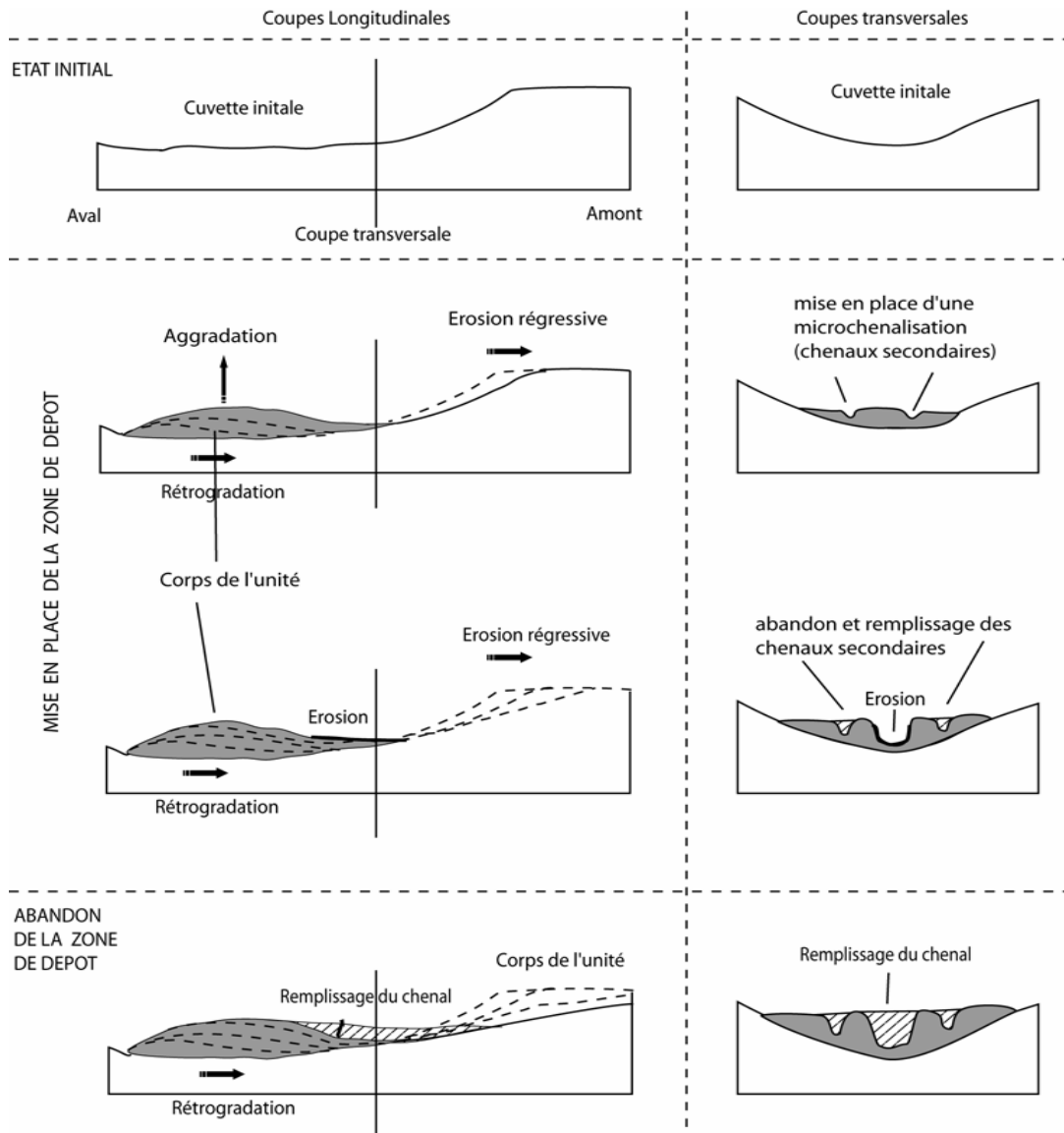


Figure 74 : Schémas de mise en place d'une zone de dépôt. Coupes longitudinales synthétiques passant par l'axe du chenal.



Le changement d'échelle d'investigation que nous permet l'utilisation des profils de sondeur de sédiment, montre que la mise en place des zones de dépôt est beaucoup plus complexe que ce que les données de sismique nous permettent de le penser. Les zones en creux vont se remplir en plusieurs étapes et chacune des zones ne semblent pas suivre le même schéma de mise en place (Figure 75). La zone amont, constituée de quatre sous-unités, se construit par migrations latérales des dépôts centres. La zone intermédiaire, constituée également de quatre sous-unités, se construit par accumulation de sous-unités de taille de plus en plus petite qui rétrogradent. Quant à la zone de dépôt distale, il apparaît que sa construction n'est très certainement pas terminée, donc nous ne pouvons pas dégager de schéma de mise en place pour cette dernière zone.

Ces résultats montrent deux types de mise en place des lobes : soit par migration latérale (zone amont) soit par aggradation verticale et rétrogradation (zone intermédiaire)

Il est probable que le fonctionnement de chacune des sous-unités suit l'un ou l'autre de ces modes de mise en place, la dernière étape correspondant au remplissage du chenal d'alimentation conduisant à l'abandon et à la migration des dépôts.

Les différences observées entre les modes de mise en place des deux premières zones de dépôt, sont probablement liées à la relation existant entre la taille de la cuvette et la taille du premier lobe. Au niveau de la zone amont, la première sous-unité de faible extension, a rempli la partie nord de la dépression et a laissé la place au Sud pour la mise en place de la seconde. Les deux autres sous-unités, lors de leur dépôt, ont comblé les différents creux laissés entre les deux premières sous-unités (Figure 75).

La mise en place de la zone de dépôt intermédiaire, a débuté quant à elle par la mise en place d'une grande sous-unité sur toute la surface de la cuvette, limitant ainsi l'espace disponible pour la mise en place des sous-unités suivantes. Les deux sous-unités suivantes se sont mises en place au dessus de la première en rétrogradant progressivement vers l'entrée de la zone de dépôt.

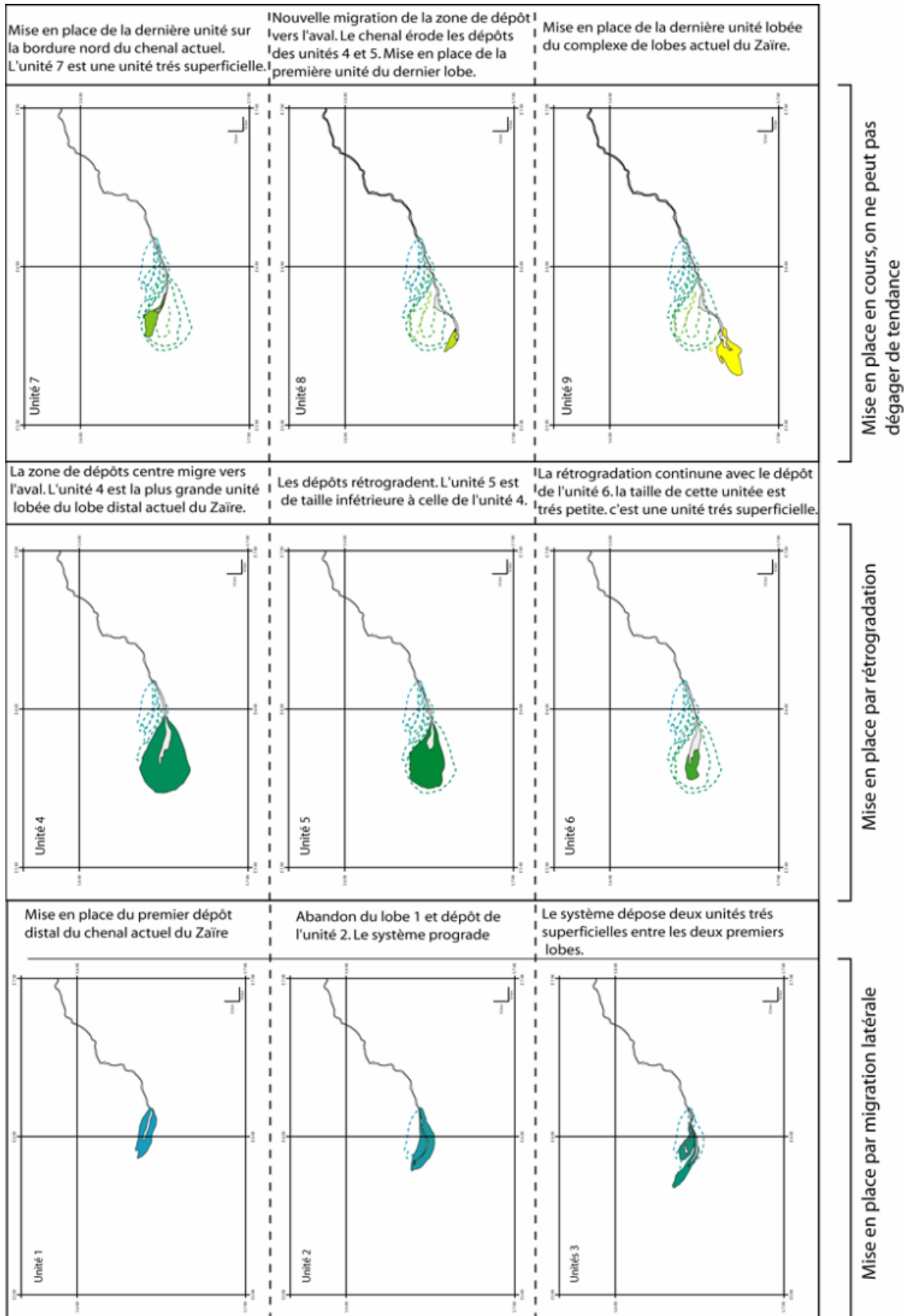


Figure 75 : Evolution de la mise en place du complexe de lobes actuel, à l'échelle des sous-unités.

### LES CHENALISATIONS

L'étude de l'architecture interne des différentes zones de dépôt, a montré l'importance des chenalisations dans le schéma global de construction de ces zones. L'évolution de la chenalisation au niveau des lobes est un point essentiel pour comprendre la répartition des sédiments au niveau des lobes. Les données de sismique indiquent que les zones amont des lobes sont constituées en majorité par un faciès sismique de forte amplitude, qui correspond probablement aux zones chenalisées des lobes. Les images de sonar latéral SAR, nous permettent d'appréhender l'architecture de ces chenaux et de voir une évolution amont aval de cette architecture. A partir de ces images et plus particulièrement celle que nous avons au niveau de la zone de dépôt aval, nous pouvons distinguer quatre zones de morphologies différentes au niveau d'un chenal de lobe (Figure 76).

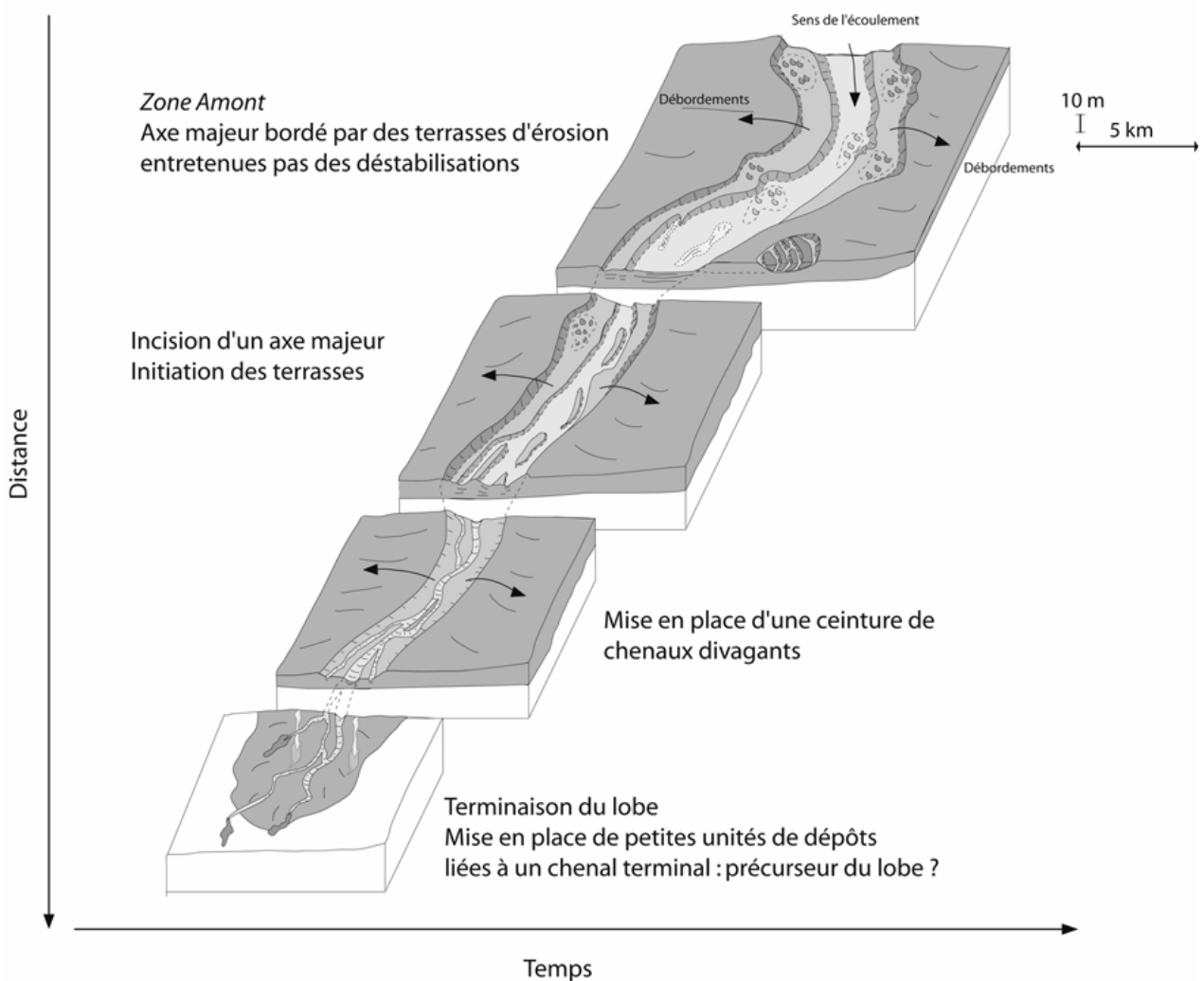


Figure 76 : Schémas des différentes morphologies des chenaux au niveau des lobes du Zaïre.

Ce schéma (Figure 76) peut se lire de deux façons. La première lecture permet de visualiser l'évolution amont – aval de la morphologie du chenal, la seconde illustre l'évolution en un point donné de cette morphologie au cours du temps, la progradation du chenal permettant à ces différentes morphologies de se succéder en un même point. Le chenal incise les dépôts mis en place au cours des premières phases de construction du lobe, impliquant une érosion importante dans l'axe central du lobe et un remaniement

important des dépôts que nous pensons être des dépôts précurseurs des lobes et que l'on retrouve actuellement à la terminaison distale du lobe sous la forme de langues (Figure 39).

L'évolution de la morphologie des chenaux, débute par une phase distale. Elle est caractérisée par la présence de nombreux chenaux de petite taille (quelques dizaines de mètres de large pour une profondeur ne dépassant pas quelques mètres). Au débouché de ces chenaux, on observe des dépôts superficiels en forme de langue (précurseurs de lobe). Ces chenaux peuvent également être comblés par un dépôt superficiel (crème de vase). Ce type de morphologie évolue vers un stade caractérisé par la présence de nombreux chenaux qui s'organisent, créant une ceinture de chenaux divaguant. Ce type de morphologie ressemble aux morphologies observées à terre au niveau des « réseaux en tresses » des rivières.

La ceinture de chenaux, crée une zone en creux qui canalise tous les apports sédimentaires qui arrivent au niveau du lobe. L'étape suivante conduit à l'abandon de certains chenaux du « réseau en tresses » et le remplissage de ceux-ci par des dépôts dits de débordements. Les écoulements gravitaires empruntent alors préférentiellement un axe principal qui incise. Sur les bords de cet axe, les chenaux comblés aboutissent à la formation de « terrasses » d'érosion et de comblement comprises au sein de la grande enveloppe créée lors de la phase précédente. La dernière étape consiste en une incision plus importante de l'axe principal et l'entretien des flancs de cet axe mais aussi de celles de la bordure extérieure des terrasses par des déstabilisations. L'origine des déstabilisations semble être une combinaison de plusieurs facteurs. L'expulsion de fluide lié à la présence de sédiments sableux enfouis au niveau des chenaux abandonnés lors du passage de la phase « réseau en tresses » à celle caractérisée par un axe principal, peut jouer un rôle. Le passage des écoulements gravitaires doit également jouer un rôle important. Certaines des cicatrices observées au niveau des berges de l'axe central du chenal sont orientées dans le sens du courant. Ces cicatrices correspondraient à des marques d'érosion liées aux passages successifs des écoulements gravitaires. L'axe central du chenal présente également beaucoup de figures d'érosion qui s'organisent dans la direction du courant.

### **ORIGINE ET REPARTITION DES BLOCS**

Une des particularités des chenaux d'alimentation des lobes est la présence de nombreux blocs. Comprendre l'origine de ces blocs est une étape majeure qui permettra de définir la dynamique sédimentaire au niveau du complexe de lobes distaux du Zaïre.

Les observations du fond, avec le ROV ainsi que les images SAR, montrent l'existence de populations différentes de blocs en fonction de la taille et de la « fraîcheur » de ces blocs. A partir des images des plongées ROV, on distingue deux grandes catégories de blocs. Des blocs de taille décimétrique, que l'on observe généralement regroupés en petits amas et des blocs pluri-métriques qui sont soit envasés, soit caractérisés par des arêtes fraîches.

Pour aborder la question des processus sédimentaires à l'origine de la présence de ces deux types de blocs au niveau du chenal du lobe, il faut poser la question du transport de ces blocs et donc de la nature et de la capacité de transport des écoulements gravitaires dans notre zone d'étude. La présence de plusieurs populations de blocs ayant des caractéristiques morphologiques différentes implique plusieurs processus.

Les blocs frais présentent encore la stratification originelle des sédiments. On les rencontre au pied des escarpements et dans l'axe du chenal d'alimentation, où ils créent un obstacle au passage des écoulements et provoquent la mise en place de nombreuses structures érosives en queue de comète. Le ROV permet d'étudier en détail les différentes morphologies présentes sur le fond du chenal, mais du fait de la navigation près du fond de cet outil (2-3 m), on ne peut pas distinguer des structures de grande taille. Le SAR, nous donnant une image du fond sur une bande atteignant 1,5 km de large avec une résolution verticale métrique,

nous permet donc de distinguer des structures de grande taille que l'on observe au niveau de tous les escarpements des zones. La présence de nombreux blocs de plusieurs dizaines de mètres de large au pied des escarpements bordant le chenal peut s'expliquer par deux phénomènes distincts. La première hypothèse implique un transport de ces blocs par les écoulements gravitaires jusqu'au lobe, la seconde une production sur place de ces blocs.

Le transport de blocs pluri-métriques au sein d'un écoulement laminaire a été observé en milieu aérien sur une distance de plusieurs centaines de mètres. C'est le cas observé au niveau du grand glissement Royse Debris Flow (Cruikshank, 1997) avec la création de « Boulder Levee » qui sont caractérisées par une distribution des blocs en bordure des chenaux. La répartition des blocs après le dépôt, est semblable à celui observé au niveau du lobe A25 (Figure 13, paragraphe 2.A), avec une répartition des blocs sur les bords du chenal. Ce que l'on observe au niveau des chenaux d'alimentation du dernier complexe de lobes, diffère sensiblement de ces deux exemples. On retrouve bien les blocs pluri-métriques en bordure du chenal d'alimentation du lobe, mais la répartition des blocs est beaucoup plus discontinue. On retrouve généralement les blocs en paquets soit très frais ou envasés au pied des escarpements qui bordent le chenal. Ces blocs proviennent des cicatrices d'arrachement observées en amont des zones à blocs. Les déstabilisations des flancs du chenal sont donc la source principale d'alimentation du dernier complexe de lobes en blocs pluri-métriques.

L'impact du passage des écoulements dans le chenal est probablement le facteur principal à l'origine de ces déstabilisations, comme le suggère l'orientation des cicatrices d'arrachement qui constituent les bordures du chenal. A chaque passage, les écoulements vont venir éroder et déstabiliser les flancs du chenal, qui vont se désolidariser des flancs par plaques entières.

Les sédiments désolidarisés du corps du lobe par les déstabilisations, sont alors exposés aux écoulements gravitaires, qui vont les éroder et incorporer les blocs de plus petite taille pour les transporter plus loin dans le lobe. Ce phénomène d'incorporation de petits blocs à l'intérieur de l'écoulement est probablement à l'origine des nombreux dépôts de type « Debris Flow » observés dans nos carottes. L'initiation des « Debris Flow » peut se faire à l'intérieur du lobe, mais aussi en amont, par l'incorporation de sédiment sous forme de galets d'argile au cours de l'érosion régressive du chenal dont nous avons discuté un peu plus haut dans ce paragraphe.

### **REPARTITION DES SEDIMENTS**

Sur l'ensemble des trois zones de dépôt, on observe quatre grands types de dépôt. Les sédiments superficiels constitués par des dépôts d'argile de teinte orangée très peu indurée, que l'on retrouve en remplissage dans l'axe de certains chenaux. Des séquences turbiditiques argilo – silteuses que l'on retrouve au niveau de la levée bordant le chenal d'alimentation du complexe de lobes actuel et sur l'ensemble du corps du lobe, des dépôts caractérisés par des déformations importantes de leur structure interne répartis dans les zones bordant l'axe central du chenal d'alimentation d'un lobe et des dépôts de sables massifs que l'on retrouve dans l'axe des chenaux d'alimentation. Le cheminement des écoulements tout au long du chenal actuel du Zaïre, implique une évolution de leurs caractéristiques depuis la zone amont du système jusqu'aux lobes. Les écoulements parvenant dans la partie terminale du système ont un volume assez réduit et une densité importante (Babonneau, 2002). Nous venons de voir que le chenal situé en amont d'un lobe était le siège d'une très importante érosion, qui permet la remobilisation et l'incorporation à l'écoulement d'une partie des sédiments érodés. Ceci implique une modification des caractéristiques des écoulements arrivant au lobe, du fait entre autre de l'incorporation de galets d'argiles au sein de la partie sableuse basale de l'écoulement. Les caractéristiques granulométriques des sables échantillonnés au niveau de différents axes de

transit des zones de dépôt, sont constantes à environ 250  $\mu\text{m}$ . Au niveau du corps de chaque zone de dépôts, on retrouve également les mêmes types de séquences turbiditiques argilo-silteuses soit isolées soit s'organisant en paquet de plusieurs séquences rythmées. Les courants gravitaires arrivant au niveau de toutes les zones de dépôt ont tous une composition granulométrique semblable. Ces écoulements sont très certainement composés de deux phases distinctes, l'une basale et sableuse caractérisée par un comportement laminaire et une sommitale caractérisée par un comportement turbulent. La répartition des dépôts liés à ces types de courants est directement contrainte par l'évolution de la morphologie du chenal d'alimentation de chaque lobe. Cette forme du chenal évolue rapidement (Figure 77), passant d'un chenal profond caractérisé par une forme en U évasé, à un chenal très large de forme tabulaire. La perte du confinement entraîne le dépôt en masse d'une partie de la fraction sableuse de l'écoulement dans l'axe du chenal. Une partie du nuage turbulent va se déposer sur les terrasses et le corps du lobe. Cette zone, n'est pas uniquement caractérisée par le dépôt des sédiments sableux, on a vu que le fond du chenal présentait de nombreuses figures d'érosions orientées dans le sens de l'écoulement (Figure 36). Du fait de leur orientation et de leur forme (flanc amont abrupte et pente douce en aval), l'origine de ces structures s'apparentent à des scours (cicatrices d'érosions) (Kenyon et al.; 1995) qui sont classiquement interprétées comme résultant d'un ressaut hydraulique (Komar, 1971 ; Normark and Piper, 1991) lié à une rupture de pente.

L'écoulement désormais déchargé d'une partie de ses sédiments les plus grossiers va progresser vers l'aval. Le chenal principal se sépare en plusieurs chenaux secondaires. La fraction sableuse restante se dépose dans l'axe de ces chenaux secondaires. La partie sommitale de granularité plus fine et turbulente de l'écoulement va continuer son chemin en empruntant les chenaux secondaires vers l'aval. Le courant va se subdiviser en plusieurs branches qui vont emprunter les chenaux secondaires. Au débouché de ces chenaux vont se mettre en place des accumulations en forme de langue (précurseurs de lobe) que nous supposons être constitué de sédiments essentiellement fins car les sables sont déjà déposés en amont.

La queue de l'écoulement, va se déposer en dernier dans l'axe des chenaux d'alimentation du lobe. On observe ce type de dépôt de remplissage au niveau de la dernière zone de dépôt, et plus particulièrement au niveau du profil Sar 03 (Figure 34), sur lequel on voit un remplissage de faciès acoustique transparent dans l'axe du chenal. Ce remplissage échantillonné par la carotte KZR-06, présente une granularité constante depuis la base vers le haut du dépôt, d'une dizaine de  $\mu\text{m}$ . Ce type de faciès sédimentaire se retrouvent avec les mêmes caractéristiques sur plusieurs de nos carottes prélevées dans ou à proximité des chenaux.



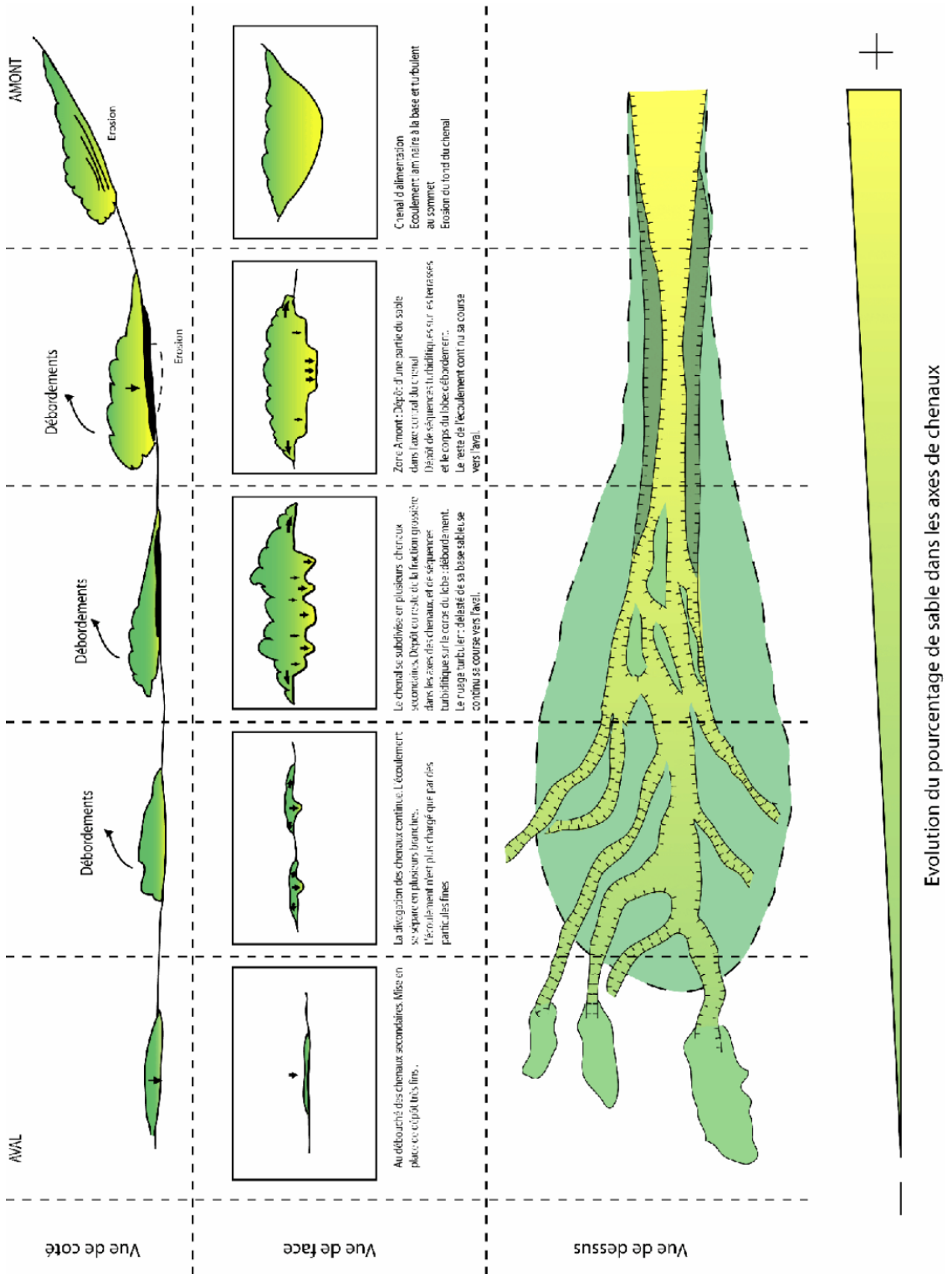


Figure 77 : Schémas montrant l'évolution des écoulements et des dépôts depuis l'amont jusqu'à la terminaison distale d'un lobe.

L'association de tous ces faciès sédimentaires permet de définir une séquence de dépôt type des axes de chenaux du dernier complexe de lobes du Zaïre. Cette séquence est constituée de trois termes distincts de la base vers le sommet (Figure 78):

- Un dépôt de sable massif sans structures internes à la base.
- Une débrite à matrice sableuse.
- Un dépôt d'argile massive fluide.

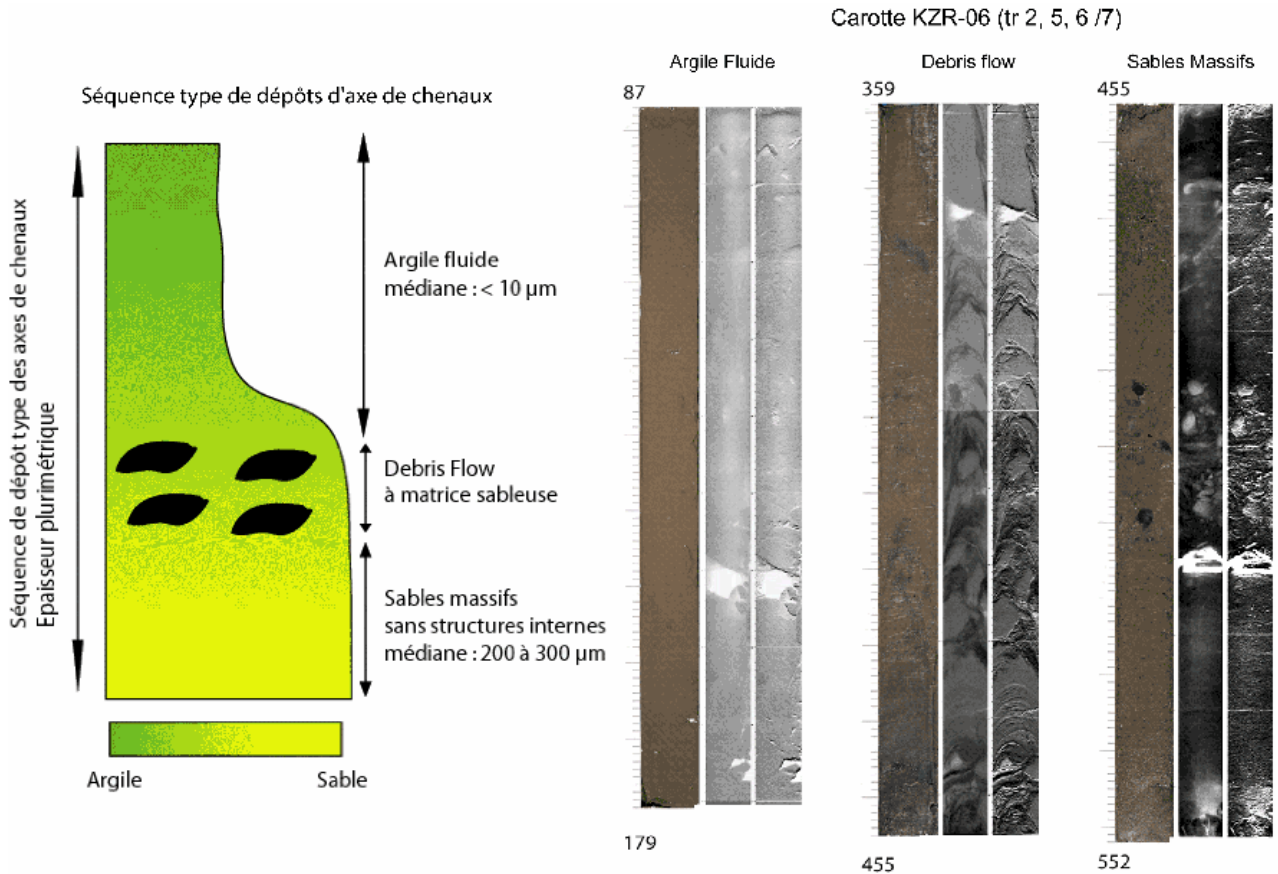


Figure 78 : Séquence de dépôt type des axes de chenaux.

## CONCLUSIONS

Le dernier complexe de lobes du Zaïre se met en place au débouché du dernier chenal actif de système turbiditique du Zaïre. Il est constitué de trois grandes zones d'accumulation qui migrent vers l'aval au cours du temps. La première zone, la zone amont, est constituée de quatre sous-unités qui se mettent en place entre 10 000 ans B.P. et 4 000 ans B.P.. La seconde zone de dépôt, la zone intermédiaire est constituée par l'accumulation de quatre sous-unités qui se mettent en place entre 4 000 ans B.P. et ~ 2 000 ans B.P.. La dernière zone s'est mise en place au débouché du chenal actuel à partir de 2000 ans B.P. et est encore active actuellement. La mise en place de chacune de ces zones suit un schéma commun. Les zones de dépôt se concentrent au niveau de dépressions situées au toit d'une unité plus ancienne qui semble être liée à l'activité du complexe de lobes sud. Le remplissage de ces dépressions débute en même temps qu'une érosion de la zone amont de la cuvette. Ces deux phénomènes combinés impliquent une inversion du profil longitudinal du chenal d'alimentation du lobe et un remplissage du chenal. Le remplissage du chenal induit la migration du chenal vers une autre zone dépressionnaire située plus en aval. Ces migrations successives de la zone de dépôt est à l'origine du surcreusement par érosion rétrogressive du chenal d'alimentation du complexe de lobes et donc de l'abandon des zones de dépôt situées les plus en amont.

L'étude de détail de la surface de ces lobes, a permis de montrer que ces zones distales présentent de nombreux chenaux et de caractériser leur architecture et leur évolution. Dans la partie amont d'une zone de dépôt, le chenal présente une forme tabulaire très large (plusieurs kilomètres) avec un axe central bordée de chaque côté par des terrasses. Au niveau de ces terrasses, on a mis en évidence de très nombreuses déstabilisations qui sont à l'origine de la présence de très nombreux blocs dans la zone. Un peu plus en aval, l'axe central se subdivisent en plusieurs branches, qui encore plus en aval forment un dessin comparable à celui visible à terre au niveau des « rivières en tresse ». Dans la partie la plus distale du lobe, les chenaux sont de très petite taille, ils ne font plus que quelques dizaines de mètres de large et se terminent par un dépôt en forme de langue. L'architecture de ces chenaux joue un rôle très important dans la répartition des sédiments sur la surface du lobe. Les sédiments sableux se concentrent dans l'axe du chenal d'alimentation en amont. Le nuage turbulent associé aux sables va continuer sa progression vers l'aval au travers des chenaux secondaires et mettre en place le corps du lobe. On a également observé la présence de nombreux niveaux déstructurés, que l'on retrouve généralement en bordure des chenaux liés aux déstabilisations des flancs du chenal. A partir de toutes ces informations sur la répartition des sédiments, on peut établir une séquence de dépôt type des axes de chenaux constituée de trois termes : un terme sableux massif à la base, surmonté par une débrite et par un niveau d'argile fluide correspondant à la queue de l'écoulement, alors que sur le corps du lobe la séquence de dépôt type est un dépôt de séquences turbiditiques argilo-silteuses.

## BIBLIOGRAPHIE

- Babonneau, N. (2002). Mode de fonctionnement d'un chenal turbiditique méandriforme : Cas du système Turbiditique Actuel du Zaïre. Thèse. Ecole Doctorale des Sciences du Vivant, Géosciences, Sciences de l'Environnement. Bordeaux, Université Bordeaux I: 308.
- Babonneau, N., B. Savoye, M. Cremer and B. Klein (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.
- Bongo-Passi, G. (1984). Contribution à l'étude lithostratigraphique, minéralogique et géochimique du delta sous-marin profond du fleuve Congo, Univ. Toulouse: 215.
- Brice, S. E., M. D. Cochran, G. Pardo and A. D. Edwards (1982). Tectonics and sedimentation of the South Atlantic rift sequence : Cabinda, Angola. Studies in continental margin geology. J. S. Watkins and C. L. Drake. Tulsa, Ok, American Association of Petroleum Geologists Memoir. **34**: 5-18.
- Cremer, M. (2004). Analyse Radiographique Des Dépôts Récents Du Système Turbiditique Du Zaïre. R. I. Ifremer: 16.
- Cremer, M. and B. Savoye (1999). Analyse morphosédimentaire du système turbiditique récent du Zaïre. Rapport final ZaiAngo 1 & 2. Ifremer. Plouzané: 87-100.
- Cremer, M. and B. Savoye (1999). Faciès acoustiques du système turbiditique récent du Zaïre (Projet ZaiAngo). 7ème Congrès Français de Sédimentologie, Nancy, ASF.
- Cruikshank, K. M. (1997). Dodson Debris Flows, Oregon. Association of Engineering Geologists. Program with Abstracts for 1997 Annual Meeting, Portland.
- Denniellou, B. and J. Jouanneau (in prep). Ages and duration of sedimentary objects and sediment accumulation rates. KEY RESULTS OF THE INTEGRATED STUDY OF THE MODERN ZAIRE/CONGO FAN (ZAIANGO PROJECT). T.-. Ifremer.
- Denniellou, B., J.-L. Volat, J.-M. Jouanneau, T. Danelian, C. Montenat and M. Lopez (2002). Rapport Final ZaiAngo: Ages et taux d'accumulation du deep-sea fan du Zaïre, synthèse des éléments de stratigraphie. Brest, IFREMER.
- Droz, L., T. Marsset, H. Ondréas, M. Lopez, B. Savoye and F.-L. Spy-Anderson (2003). "Architecture of an active mud-rich turbidite system: The Zaire Fan (Congo-Angola margin southeast Atlantic): Results from ZaiAngo 1 and 2 cruises." American Association of Petroleum Geologist Bulletin **87**(7): 1145-1168.
- Droz, L., T. Marsset, B. Savoye and F. L. Spy-Anderson (2002). Channel transfer processes in the Zaire Turbidite System (ZaiAngo project). AAPG Annual Meeting, Houston, AAPG.
- Droz, L., F. Rigaut, P. Cochonat and R. Tofani (1996). "Morphology and recent evolution of the Zaire turbidite system (Gulf of Guinea)." GSA Bulletin **108**(3): 253-269.
- Gervais, A. (1999). Les levées sédimentaires turbiditiques de l'éventail sous-marin profond du Zaïre (Marge Angolaise, Afrique) : faciès, géométrie et processus de mise en place. Département de Géologie et Océanographie, Université de Bordeaux I: 30.
- Gingele, F. X., P. M. Müller and R. R. Schneider (1998). "Orbital forcing of freshwater input in the Zaire fan area - clay mineral evidence from the last 200 kyr." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **138**(1-4): 17-26.
- Heezen, B. C., R. J. Menzies, E. D. Schneider, W. M. Ewing and N. C. L. Granelli (1964). Congo submarine canyon. American Association of Petroleum Geologists Bulletin. **48**: 1126-1149.

- Jansen, J. H. F., T. C. E. Van Weering, R. Gieles and J. Van Ipresen (1985). "Middle and late Quaternary oceanography and climatology of the Zaire-Congo fan and the adjacent eastern Angola Basin." Netherlands Journal of sea Research **17**(2/4): 201-249.
- Khripounoff, A., A. Vangriesheim, N. Babonneau, P. Crassous, B. Dennielou and B. Savoye (2003). "Direct observation of intense turbidity current activity in the Zaire submarine valley at 4000 m water depth." Marine Geology **194**(3-4): 151-158.
- Kinga-Mouzeo (1986). Transport particulaire actuel du fleuve Congo et de quelques affluents ; enregistrement quaternaire dans l'éventail détritique profond (sédimentologie, minéralogie et géochimie), Université de Perpignan: 261.
- Komar, P. D. (1971). "Hydraulic Jumps in Turbidity Currents." GSA Bulletin **82**: 1477-1488.
- Lowe, D. R. (1976). "Grain flow and grain-flow deposits." Journal of sedimentary petrology **46**: 188-199.
- Marsset, T., L. Droz, B. Savoye and F. L. Spy-Anderson (2002). Major erosional surfaces in the Zaire turbidite system (ZaiAngo Project). AAPG Annual Meeting, Houston, AAPG.
- Marton, L. G., G. C. Tari and C. T. Lehmann (2000). Evolution of the Angola passive Margin, West Africa, with Emphasis on Post-Salt Structural Styles. Atlantic Rifts and Continental Margins. W. Moriak and M. Talwani. Washington, DC, American Geophysical Union: 129-149.
- Migeon, S. (2000). Dunes géantes et levées sédimentaires en domaine marin profond : approche morphologique, sismique et sédimentologique. Ecole Doctorale des Sciences du Vivant, Géosciences, Sciences de l'environnement. Talence, France, Université Bordeaux 1: 288.
- Moguedet, G. (1988). Les relations entre le fleuve Congo et le sédimentation récente sur la marge continentale entre l'embouchure et le Sud Gabon : étude hydrologique, sédimentologique et géochimique. Angers, Univ. Angers: 187.
- Mulder, T. and P. Cochonat (1996). "Classification of offshore mass movements." Journal of sedimentary research **66**(1): 43-57.
- Mulder, T. and J. P. M. Syvitski (1995). Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. Journal of Geology. **103**: 285-299.
- Normark, W. R. and D. J. W. Piper (1991). "Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record." SEPM Special Publication **46**: 207-229.
- Savoye, B., C. Bonnel, N. Babonneau, M. Bez, B. Dennielou and M. Cremer (2003). La problématique des lobes distaux. 9ème congrès Français de Sédimentologie, Bordeaux, ASF.
- Savoye, B., P. Cochonat, R. Apprioual, O. Bain, A. Baltzer, V. Bellec, P. Beuzart, J.-F. Bourillet, R. Cagna and M. Cremer (2000). "Structure et evolution recente de l'éventail turbiditique du Zaire : premiers resultats scientifiques des missions d'exploration Zaiango1 & 2 (marge Congo-Angola): 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.
- Savoye, B., M. Cremer, M. Lopez and N. Babonneau (2001). Morphology, Seismic Structure and Deposits of a Distal Lobe Complex : the Zaire Case Study. EUG XI, Strasbourg.
- Savoye, B., B. Loubrieu, P. Cochonat, J. P. Foucher, J. C. Sibuet, R. Apprioual, O. Bain, A. Baltzer, P. Beuzart, J. F. Bourillet, R. Cagna, M. Cremer, A. Crusson, B. Dennielou, L. Droz, G. Floch, F. Harmegnies, R. Kerbrat, E. Le Drezen, J. P. Le Formal, M. Le Moigne, M. Lopez, T. Marsset, J. P. Mazé, S. Migeon, A. Normand, H. Nouze, H. Ondreas, P. Saget, M. Séranne, N. Sultan, M. Voisset and N. Uchard (1999). Rapport Final de ZaiAngo 1 et 2. Brest, IFREMER, ELF.

- Turakiewicz, G. (2004). Mécanismes forçants dans les éventails turbiditiques de marges matures: Exemple de l'éventail quaternaire du Congo. Ecole doctorale des Sciences de la Terre et de l'Eau. Montpellier, Montpellier II: 367.
- Van Weering, T. C. E. and J. Van Iperen (1984). Fine-grained sediments of the Zaire deep-sea fan, southern Atlantic Ocean. Fine-grained sediments: deep-water processes and facies. D. A. V. Stow and D. J. Piper. London, Blackwell Scientific Publications: 95-113.
- Wefer, G., W. H. Berger and C. Richter (1998). Proc. ODP Initial Reports. College Station, TX, Ocean Drilling Program
- Wetzel, A. (1993). The transfer of river load to deep-sea fans: a quantitative approach. American Association of Petroleum Geologists Bulletin. **77**: 1679-1692.



## LISTE DE FIGURES

Figure 1: Carte des chenaux visibles à la surface de l'éventail, regroupé en 3 édifice majeurs (Babonneau, 2002).	106
Figure 2 : Coupe schématique à travers les 3 édifices, figure d'après T.marsset (Babonneau, 2002)	107
Figure 3 : Vue 3D de l'acquisition bathymétrique EM12 de l'éventail turbiditique du Zaïre. (Babonneau, 2002).	108
Figure 4: carte de l'acquisition de données de réflectivité EM 12 sur système actuel du Zaïre.	109
Figure 5 : Carte bathymétrique (compilation données EM12 et autres données régionales) le long du système turbiditique du Zaïre (isobathes tous les 100 m), coupes bathymétriques à travers le système actuel, et caractéristiques morphologiques générales du chenal. (Babonneau, 2002).	110
Figure 6 : Zoom de l'imagerie sonar EM12 sur la zone distale du système actuel du Zaïre (Babonneau, 2002)	111
Figure 7 : Carte du bassin versant du fleuve Zaïre (Babonneau, 2002)	112
Figure 8 : Cartes de la mosaïque Sonar EM12, localisation et âge des édifices et des points d'avulsion sur le chenal actuel. (Babonneau, 2002).	113
Figure 9 : Coupe longitudinale du système chenal-levée actuel du Zaïre, zonation en fonction de la structure des levées, de la morphologie des méandres et du comportement des écoulements.	114
Figure 10 : Le lobe A25. Interprétation de la carte d'imagerie Sonar EM12.	115
Figure 11: Profil 3.5 kHz N°Z1-33, montrant les relations géométriques entre le système de lobe A25 et le système chenal levée postérieur qui se met en place au dessus. Localisation sur la Figure 10.	116
Figure 12 : Zoom d'une image SAR centrée sur le chenal d'alimentation du lobe A25, montrant les différences de morphologie entre le flanc interne (terrasses et accumulations de blocs) et le flanc externe (escarpement) d'un méandre. Localisation sur la Figure 10 – zoom sar1 .	117
Figure 13 : Image Sar centrée sur l'axe du chenal du lobe A25, montrant la répartition des blocs en bordure du chenal Zoom sar2.	118
Figure 14 : Zoom Sar 03 d'une image SAR et profil de sondeur de sédiments 3,5 kHz à la surface du système A25, localisation sur la Figure 9 (Babonneau, 2002).	118
Figure 15 : Carte d'imagerie EM12 interprétée du complexe de lobes nord.	120
Figure 16 : Profil de sondeur de sédiments 3,5 kHz N° Z1-43, montrant deux zooms centrés sur les deux branches les plus récentes de ce complexe de lobes. Localisation sur la figure 13.	121
Figure 17 : Imagerie Sonar EM12 centrée sur le dernier complexe de lobes du Zaïre. Localisation des profils de sondeur de sédiment 3,5 kHz illustrant les figures 20 à 24.	123
Figure 18 : Carte bathymétrique ombrée centrée sur le dernier complexe de lobes du Zaïre.	124
Figure 19 : Carte d'interprétation morfo - acoustique de la zone du dernier complexe de lobes.	125
Figure 20 : Coupes bathymétriques au travers du chenal actuel et du corps du lobe et profil bathymétrique longitudinal au niveau de la connexion entre le chenal actuel et le chenal d'alimentation du lobe amont.	126
Figure 21 : Carte de répartition des faciès acoustiques centrée sur le dernier complexe de lobes (Cremer and Savoye, 1999).	127
Figure 22 : Carte de répartition des différentes sous unités observées à partir des profils de sondeur de sédiments.	129
Figure 23 : Profil de sondeur de sédiments Z1-36, montrant l'organisation des dépôts dans la zone amont du complexe de lobes. Localisation sur la figure 17.	130

Figure 24 : Profil de sondeur de sédiments Transit ZaiRov-Kzr10-pl02, montrant les contacts entre les différentes sous unités de la zone de dépôt amont. Localisation figure 15. _____	131
Figure 25 : Profil de sondeur de sédiments Z1-38, montrant l'architecture interne de la zone de dépôt intermédiaire et l'incision du chenal sur ces dépôts. Localisation sur la figure 15. _____	132
Figure 26 : Interprétation des profils de sondeurs de sédiments Transit-ZaiRov-CDE, montrant le contact entre les dépôts de la zone intermédiaire et ceux de la zone aval. Localisation figure 15. _____	133
Figure 27 : Profil de sondeur de sédiment Transit-ZaiRov-AB, montrant l'architecture interne de la zone de dépôt aval, ainsi que le remplissage du chenal d'alimentation. Localisation figure 15. _____	134
Figure 28 : Mosaïque des images SAR 01, 02 et 03 recollée sur un zoom de la carte d'imagerie EM12 centré sur le dernier lobe. _____	136
Figure 29 : Image SAR 02, recoupant le chenal d'alimentation du dernier lobe, avec deux zooms sur des zones de déstabilisations. _____	137
Figure 30 : Interprétation de l'image SAR 02 _____	138
Figure 31 : Profil de sondeur de sédiment passant par l'axe central de l'image SAR 02, montrant la morphologie précise du chenal d'alimentation d'une zone de dépôt. Correspond à l'axe de l'image de la figure 26. _____	139
Figure 32 : Image SAR 03, recoupant le chenal d'alimentation du dernier lobe. _____	140
Figure 33 : Interprétation de l'image SAR 03. _____	141
Figure 34 : Profil de sondeur de sédiment passant par l'axe central de l'image SAR 03, montrant la morphologie fine du chenal ainsi que le remplissage, par un dépôts de faciès acoustique transparent, de ce chenal. _____	142
Figure 35 : Partie amont de l'image SAR 01, longeant le chenal d'alimentation du dernier lobe, avec un zoom sur les structures érosives du fond du chenal et sur les blocs présents en bordure du chenal. _____	143
Figure 36 : Interprétation de l'image SAR 01. _____	144
Figure 37 : Interprétation Mosaïque des images SAR 01, 02 et 03 recollée sur un zoom de la carte d'imagerie EM12 centré sur le dernier lobe. _____	145
Figure 38 : Zoom de l'image SAR 01 et profil de sondeur de sédiment, dans la partie distale du dernier lobe, montrant un remplissage d'un chenal. _____	146
Figure 39 : Zoom de l'image SAR 01, à l'extérieur du dernier lobe, montrant un dépôt distal en forme de langue (localisation sur la figure 38). _____	147
Figure 40 : Plongée ROV 02 au travers de l'axe du chenal d'alimentation des lobes. Les photos sur le fond sont replacées par rapport à la navigation du ROV. _____	149
Figure 41 : Plongée ROV 01 au travers de l'axe du chenal du lobe (le long du profil Sar 03, localisation figure 37). Les photos sur le fond sont replacées par rapport à la navigation du ROV. _____	150
Figure 42 : Plongée ROV 01 au travers de l'axe du chenal d'alimentation du dernier lobes (le long du profil Sar 01, localisation figure 37). Les photos sur le fond sont replacées par rapport à la navigation du ROV. _____	151
Figure 43 : Imagerie sonar EM12 centrée sur le dernier complexe de lobe. Position des carottages. _____	153
Figure 44 : Tronçons 1, 2 et 3/7 de la carotte KZR-06 montrant les dépôts d'argile de teinte orangée très peu indurée (crème de vase) : Remplissage du chenal actuel. _____	154
Figure 45 : Tronçons 10 à 20 de la carotte KZR-08 montrant les dépôts des argiles carbonatées bioturbées. _____	154
Figure 46 : Photos et RX de la séquence de type A (KZR-05 tr03). _____	155
Figure 47 : Photos et RX de la séquence de type B (KZR-03 tr14). _____	156
Figure 48 : Photos et RX de la séquence de type B (KZR-03 tr14). _____	157
Figure 49 : Photos et RX de la séquence de type C (KZR-12 tr04). _____	157

Figure 50 : Exemples de faciès de slump et de debris flow reconnus dans les carottages des lobes, montrant l'évolution des déformations.	159
Figure 51 : Photos et RX de la séquence de sable massif (KZR-07 tr07).	160
Figure 52 : Photos et RX de la séquence de sable massif (KZAI-11 tr 7, 8 et 9).	161
Figure 53 : Profil de sondeur de sédiment Z2-13 au travers du chenal d'alimentation du complexe de lobe, sur lequel sont replacés les logs des carottes du transect KZR-11-12.	162
Figure 54 : Zoom des profils de sondeur de sédiment Z1-46-37-45, caractéristiques de la zone de dépôt amont, sur lesquels sont replacés les logs des carottes du transect KZAI-12-11-09-10.	164
Figure 55 : Profil de sondeur de sédiment Transit-ZaiRov-D-E, montrant l'évolution amont aval de la zone de dépôt intermédiaire, sur lequel sont replacés les logs des carottes du transect KZR-10-09-08.	166
Figure 56 : Profil de sondeur de sédiment Z1-39, au travers du chenal d'alimentation de la zone de dépôt aval, sur lequel sont replacés les logs des carottes du transect KZAI-07-08.	167
Figure 57 : Profil de sondeur de sédiment Zsar03, traversant le chenal d'alimentation de la zone de dépôt aval, sur lesquels sont replacés les logs des carottes du transect KZR-07-06.	167
Figure 58 : Profil de sondeur de sédiments Zsar01, montrant la terminaison en biseau de la zone de dépôts aval sur lesquels sont replacés les logs des carottes du transect KZR-03-04-05.	168
Figure 59 : La zone amont : logs des carottes (KZAI-10-11-12) et datations.	171
Figure 60 : La zone intermédiaire : logs des carottes (KZAI-10-11-12) et datations.	172
Figure 61 : La zone aval : logs des carottes (KZAI-10-11-12) et datations	173
Figure 62 : Exemple des différents faciès sismiques rencontrés sur nos profils sismiques.	174
Figure 63 : Imagerie Sonar EM12 centrée sur le dernier complexe de lobes du Zaïre. Localisations de profils de sismique exploités Figure 63 à Figure 69.	175
Figure 64 : Profil sismique Z1-36, montrant le chenal actuel et l'architecture de la zone de dépôt amont. Localisation Figure 63.	176
Figure 65 : Profil sismique Z1-46, montrant le chenal actuel et l'architecture de la zone de dépôt intermédiaire. Localisation Figure 63.	177
Figure 66 : Profil sismique Z1-38, montrant le chenal actuel et l'architecture de la zone de dépôt intermédiaire. Localisation Figure 63.	179
Figure 67 : Profil sismique Z1-47, montrant le chenal actuel et l'architecture de la zone de dépôt intermédiaire. Localisation Figure 63.	180
Figure 68 : Profil sismique Z1-39, montrant le chenal actuel et l'architecture de la zone de dépôt intermédiaire. Localisation Figure 63.	181
Figure 69 : Profil sismique Z1-40, montrant le chenal actuel et l'architecture de la zone de dépôt aval. Localisation Figure 63.	181
Figure 70 : Profil sismique Zsar-01, montrant le chenal actuel et l'architecture de la zone de dépôt aval. Localisation Figure 63.	182
Figure 71 : Unité enfouie. En haut : carte isochrone de la base. Au milieu : Carte isopaque de cette unité. En bas : Carte interprétative de la zone avec la source d'alimentation.	184
Figure 72 : Dernier complexe de lobes. En haut : carte isochrone de la base. Au milieu : Carte isopaque de cette unité. En bas : Carte interprétative de la zone avec la source d'alimentation.	185
Figure 73 : Coupe longitudinale le long du chenal d'alimentation du complexe de lobes actuel, montrant les incisions successives du chenal au cours du temps.	188
Figure 74 : Schémas de mise en place d'une zone de dépôt. Coupes longitudinales synthétiques passant par l'axe du chenal.	189
Figure 75 : Evolution de la mise en place du complexe de lobes actuel, à l'échelle des sous-unités.	191

Figure 76 : Schémas des différentes morphologies des chenaux au niveau des lobes du Zaïre. \_\_\_\_\_ 192  
Figure 77 : Schémas montrant l'évolution des écoulements et des dépôts depuis l'amont jusqu'à la terminaison distale d'un lobe. \_\_\_\_\_ 196  
Figure 78 : Séquence de dépôt type des axes de chenaux. \_\_\_\_\_ 197



## PARTIE IV : LE NEOFAN DU RHONE





# SOMMAIRE

<b>1. INTRODUCTION</b>	<b>210</b>
<b>2. ARCHITECTURE AND DEPOSITIONAL PATTERN OF THE RHÔNE NEOFAN AND RECENT GRAVITY ACTIVITY IN THE GULF OF LIONS (WESTERN MEDITERRANEAN)</b>	<b>211</b>
<b>3. CONCLUSIONS</b>	<b>229</b>

Le troisième chantier que j'ai étudié au cours de ma thèse est le système turbiditique du Rhône et plus particulièrement son dernier lobe d'avulsion : Le Néofan du Rhône. Ce travail commencé au cours de mon stage de DEA (sous la direction de B. Dennielou, IFREMER et de T. Mulder, Université Bordeaux 1) a fait l'objet au cours de ma thèse d'une publication pour un numéro spécial de *Marine and Petroleum Geology* portant sur la sédimentation dans le Golfe du Lion (Bonnell et al., 2005). L'essentiel de ce chapitre est constitué de cet article. Il est précédé par une introduction générale qui permettra au lecteur de replacer cet exemple dans la problématique de la mise en place des lobes distaux et sera suivi d'une conclusion reprenant les points essentiels discutés dans l'article.

## I. INTRODUCTION

Le long des systèmes turbiditiques tels que les systèmes Amazone et Zaïre, on dénombre un grand nombre d'avulsions correspondant à l'abandon brutal d'un chenal et à la construction d'un nouveau système chenal-levée. Le complexe basal de forte amplitude ou HARP'S (Manley et al., 1988 ; Flood et al., 1991 ; Pirmez et al., 1995) situé sous le système chenal levée, est interprété comme un lobe d'avulsion correspondant aux premiers dépôts non chenalisés, mise en place après la rupture de la levée et recouvert par la suite par la construction d'une nouvelle levée. Le long du système Zaïre, on retrouve également un complexe basal de manière systématique sous le système chenal levée (Babonneau, 2002). Au niveau du système turbiditique du Rhône, un complexe basal de forte amplitude (le Néofan du Rhône) a été identifié à proximité du dernier point d'avulsion. Du fait de leur position et de leur géométrie, ces dépôts correspondent à la base d'un nouveau système chenal levée (Babonneau, 2002), la transition entre les états « non chenalisés » et « chenalisés » se produisant lorsque la dépression topographique au débouché du chenal est comblé. Avant la mise en place d'un système chenal levée mature, les dépôts, constituant le lobe d'avulsion, peuvent être assimilés à des dépôts de lobes distaux.

Le Néofan du Rhône constitue un très bon chantier d'étude de ce type de processus. La couverture de la zone par des outils de haute et très haute résolution, permet d'étudier avec beaucoup de détails la mise en place de ces dépôts et la transition d'un système non chenalisé à un système chenalisé.

II. ARCHITECTURE AND DEPOSITIONAL PATTERN OF THE RHÔNE NEOFAN AND RECENT GRAVITY ACTIVITY IN THE GULF OF LIONS (WESTERN MEDITERRANEAN)



## Architecture and depositional pattern of the Rhône Neofan and recent gravity activity in the Gulf of Lions (western Mediterranean)

C. Bonnel<sup>a,b,\*</sup>, B. Dennielou<sup>a</sup>, L. Droz<sup>c</sup>, T. Mulder<sup>b</sup>, S. Berné<sup>a</sup>

<sup>a</sup>IFREMER, DRO/GM, BP70, 29280 Plouzané Cedex, France

<sup>b</sup>UMR 5805 'EPOC' Département de Géologie et Océanographie, Université Bordeaux I, Avenue des Facultés, 33405 Talence Cedex, France

<sup>c</sup>CNRS-UMR 6538, Domaines Océaniques, Place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané, France

Received 27 October 2003; accepted 7 March 2005

### Abstract

The Rhône Deep Sea Fan is the largest sedimentary body in the western Mediterranean Sea. We present here the results of a detailed geophysical and sedimentological analysis of the most recent gravity deposits situated on the western flank of this large sedimentary body. These results are based on the interpretation of seismic profiles as well as acoustic and coring data acquired during the MARION cruise conducted in 2000 onboard R/V *Le Suroît* and Images V cruise on board of the R/V *Marion Dufresne* (1999). We found that (1) a new channel-levee unit developed during the last stage of the Rhône Neofan evolution and (2) the last phase of up-building of this channel/levee system dates back to 15.1 ka BP (<sup>14</sup>C). This implies that the last lobe of the Rhône deep-sea fan was built during the last low sea-level and the ensuing sea-level rise. We also identified (3) 10 recent sandy deposits, previously interpreted as related to the Neofan activity. In fact, their origin is probably linked to the Sète canyon that collect sandy shelf-edge deposits remobilised at the head of the Pyreneo-Languedocian canyons. We also characterised (4) the morphology and discuss the origin of the scours previously identified in the study area. These results contrast with previous interpretation which assigned a much younger age to the Neofan (Méar and Gensous, 1993; Torres et al., 1997). © 2005 Elsevier Ltd. All rights reserved.

**Keywords:** Deep-sea fan; Turbidites; Debris flow; Sand; HARP; Sea-level; Erosional scours

### 1. Introduction

The timing of formation of gravity deposits with respect to sea-level changes, their architecture and the processes at their origin remain a matter of discussion. The Rhône deep sea fan is a rewarding area for addressing these questions because a large data set is available, including morpho-bathymetry, geophysics, chronostratigraphy and sedimentology.

In this paper, we present the results of a detailed geophysical and sedimentological investigation covering a surface of approximately 2000 km<sup>2</sup> situated on the western flank of the Rhône Deep Sea Fan and more precisely close to the last avulsion point of the turbidite channel. These new

data allow understanding the timing of deposition and architecture of the Rhône Neofan, which is interpreted as the result of the last avulsion of the Rhône Deep-Sea Fan channel (Droz and Bellaiche, 1985), and the recent most gravity processes that took place during the sea-level rise in this part of the Gulf of Lions.

### 2. General framework and previous work

The study area is located on the Gulf of Lions continental rise at 2000–2500 m water depth. This zone is delimited to the North by the Rhône Deep-Sea Fan (RDSF) and to the West by the Pyreneo-Languedocian Sedimentary Ridge (PLSR) (Fig. 1). The Rhône Deep-Sea Fan is the largest turbidite system in the western Mediterranean and was fed by inputs mainly originating from the Rhône River. Its watershed covers 97,800 km<sup>2</sup> (Pont et al., 2002), corresponding mainly to the main part of the Alps, which were strongly affected by glaciations during the late Pliocene and the Quaternary. The deep-sea fan has an elongate shape with

\* Corresponding author. Address: IFREMER, DRO/GM, BP70, 29280 Plouzané Cedex, France. Tel.: +33 2 98 22 42 44; fax: +33 2 98 22 45 70. E-mail address: cbonnel@ifremer.fr (C. Bonnel).

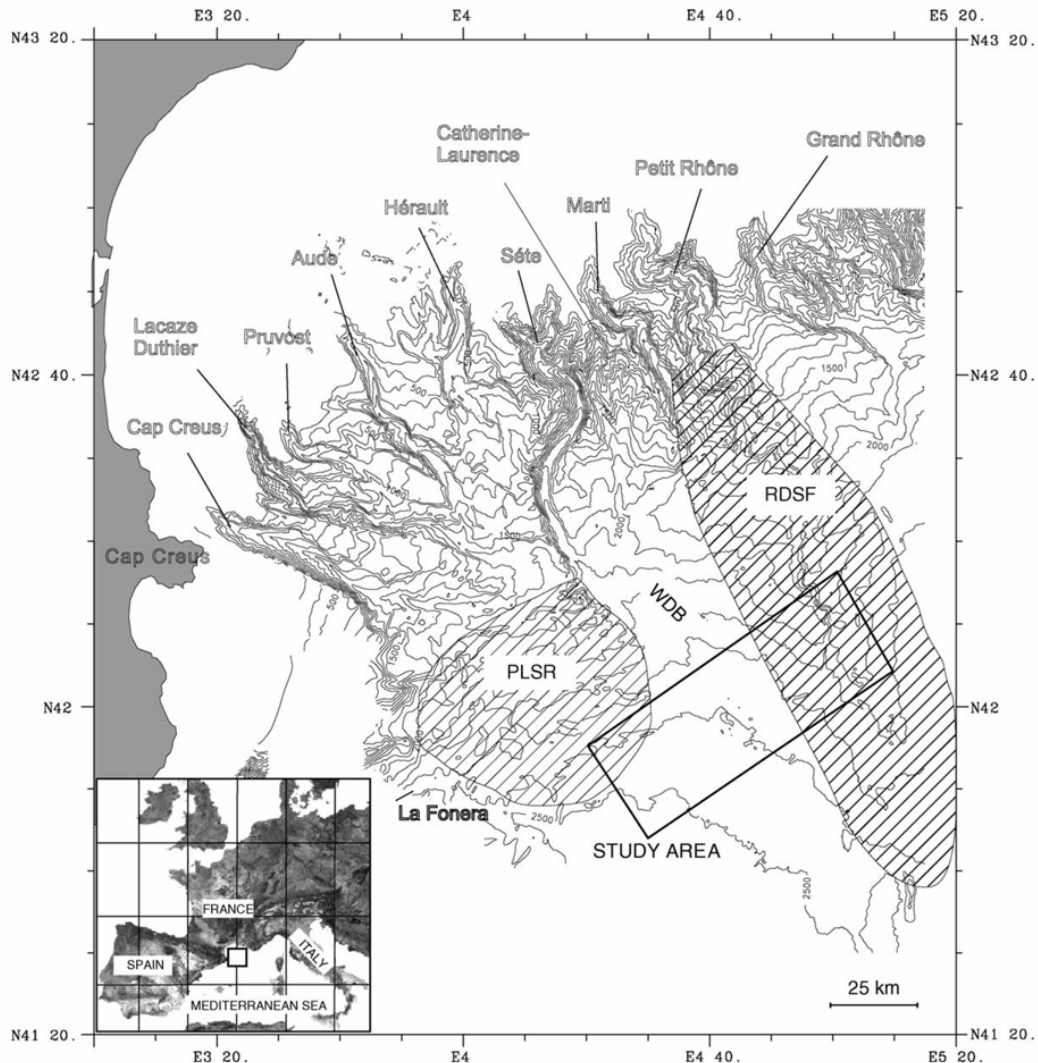


Fig. 1. Bathymetric map of the western Gulf of Lions showing the principal sedimentary features: the Rhône Deep Sea Fan (RDSF), the Pyreneo-Languedocian Ridge (PLSR) and the location of the Western Discordant body (WDB). Location of the study area.

a maximum width of 200 km and a total length of 300 km, and the maximum thickness of the sedimentary series deposited by the fan is about 3600 m (Droz and Bellaiche, 1985). The growth of the fan started during the Pliocene (5 Ma) and was strongly controlled by the Quaternary glacio-eustatic changes. It is connected to the shelf through a deeply incised canyon (the Petit Rhône canyon) with a meandering axial incision (Torres, 1995). Detailed maps of the shelf show that the retrogressive erosion of the Rhône during the deglacial sea-level rise has been preserved as a negative relief, visible from the shelf edge to a water depth of about 65 m (Berné et al., 2001), demonstrating the connection of the Petit Rhône canyon with a stream approximately located at the present position of the Petit Rhône river.

The Pyreneo-Languedocian Sedimentary Ridge (PLSR), initially identified as the 'Catalan Fan' by Got and Stanley (1974), or 'Pyrenean Canyon Deep Sedimentary Body' (PCDSCB) by Canals et al. (1985) and Alonso et al. (1991), is built up at the termination of the Sète canyon. The PLSR is a sediment body about 900 m thick (Berné et al., 1998), which developed since the Middle Pleistocene (~800 ka) (Dos Reis, 2001). The PLSR is a fine-grained turbiditic ridge exhibiting undulating morphologies probably corresponding to sediment waves (Jallet, 2002).

In-between the RDSF and the PLSR, several stacked units constitute the 'Western Discordant Body' (Droz, 1983) also called the 'Interlobe Unit' (Mear, 1984). Three major seismic units have been identified, the Lower Interlobe Unit (LIU) (Mear, 1984; Droz and Bellaiche,



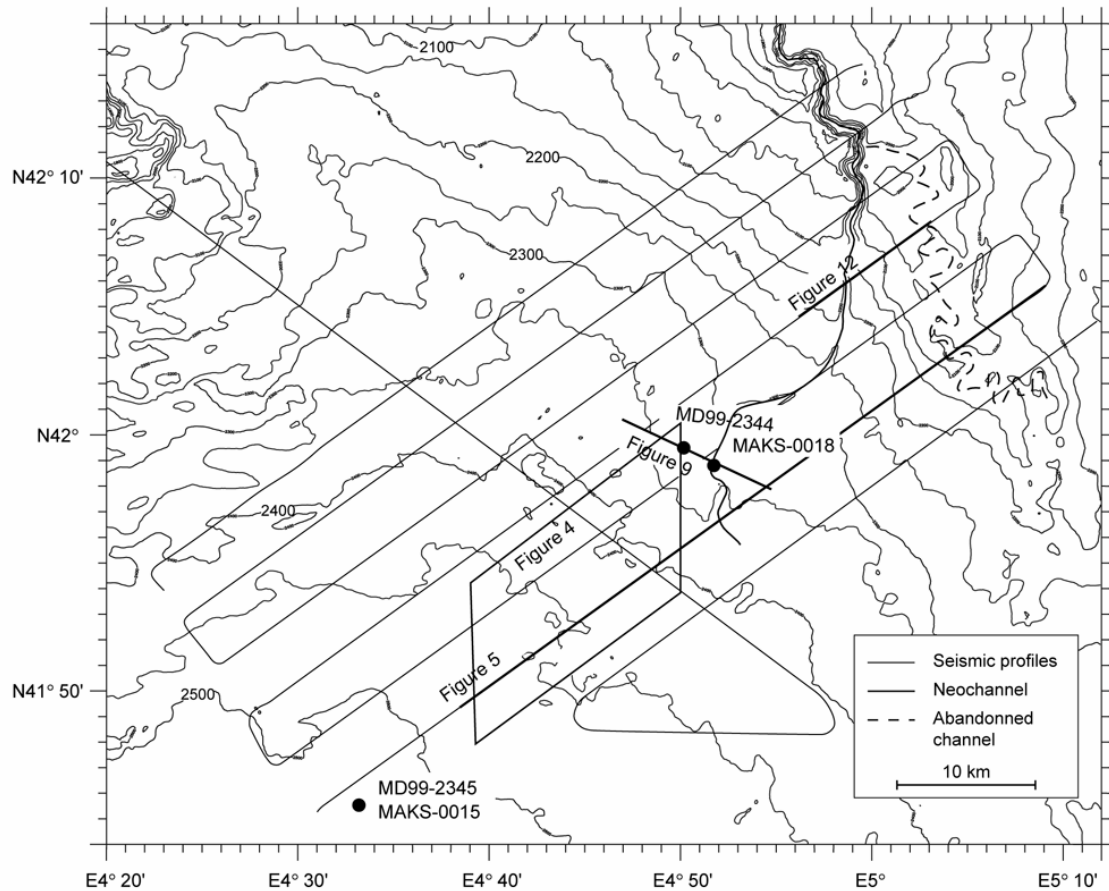


Fig. 2. Low resolution bathymetric map of the study area. Location of ship tracks for EM300 and seismic data and location Figs. 5, 9, 4 and 12. Location of sediment cores MD99-2344, MAKS-0018, MD99-2345 and MAKS-0015. Bathymetric lines are each 50 m water depth.

addition a sinuous shape with a low backscatter that may correspond to a buried channel. Except for the Rhône channel, all the morphological features we describe here were not revealed by the 12 kHz (EM12 D) swath bathymetry data of Droz et al. (2001).

#### 4.3. The Rhône Neofan area

The Rhône neochannel diverges from the perched channel, into the basin, toward the South. The bifurcation point is located at N 42°12' and E 05°00'. The neochannel is straight over 13 km, continues with a large bend to the West and then four smaller bends to reach finally a SE direction. The slope of the neochannel is very steep (0.6°), close to the bifurcation point (Torres et al., 1997) and decreases basin wards. The neochannel is narrow and V-shaped (400 m wide and 250 m high) in its upper course. It becomes broad and U-shaped (2 km wide and 50 m high) with asymmetrical levees in its lower part. In this part, the channel-levee height is less than 50 m.

The right levee is thicker and displays dunes that probably formed by spilling turbidity currents (Migeon et al., 2000, 2001).

In the southern part of the area, we have identified several small secondary channels (Fig. 3c), which may represent the beginning of the distal lobe of the Rhône Neofan.

#### 4.4. The very low backscatter area: the scoured area of the Neofan

This area shows a complex patchy, very low to very high backscatter acoustic facies (Fig. 3b and c). It is bounded to the East by a break in slope corresponding to the western limit of the Neofan (Fig. 3c), and to the West by a change in the acoustic backscatter South of N 42°00' and to the East of E 4°40'. The scoured area is planar and displays numerous semi-circular depressions that are aligned along NW–SE trends. Several sequential cross-sections (Fig. 4) show that the widths of scours range between 1 and 2 km while their lengths range from 1 to 5 km. The longest scours are

### 2.3. The superficial unit

The 30 kHz side scan sonar data (MAK1) (Kenyon et al., 1995) in the Neofan area show erosional scours on the seafloor. These scours are up to 20 m deep, 1 km long, 1 km wide and are asymmetrical in both plan view and profile (Kenyon et al., 1995). They are interpreted as the result of a hydraulic jump due to both the flow expansion at the neochannel mouth and the decrease in the slope gradient (Kenyon et al., 1995) that characterises a channel-lobe transition zone (Wynn et al., 2002; Gervais, 2002). Two superficial erosional/depositional very recent features (Sète lobe and La Fonera lobe) have been identified on EM12 backscatter data, between the RDSF and the PLSR (Droz et al., 2001). These thin lobes are not visible on the 3.5 kHz echo soundings. They cover the PLSR and the Neofan. They are interpreted as Holocene deposits related to erosion in the Sète and La Fonera Canyons (Droz et al., 2001).

### 2.4. Chronology and origin of the sedimentary bodies deposition

Prior to this study, the available ages, for some of the seismic units, were radiocarbon dating provided by Méar (1984) and Méar and Gensous (1993), and calcareous nannoplankton stratigraphy provided by Torres et al. (1997). According to ages found on the levee facies of the Petit-Rhône Fan, the whole Western Discordant Body (WDB) (Droz, 1983) or the Interlobe Unit (Méar, 1984) was postulated to be post 18 ka (Méar, 1984) or post 21 ka (Torres et al., 1997; Droz et al., 2001).

The end of the turbidite overflow from the Rhône Deep-sea fan turbidite channel, upstream of the avulsion point is dated around 11 ka BP ( $^{14}\text{C}$ ) (Méar, 1984), corresponding to the top of the turbiditic facies on the core 82PF04, inside the Rhône valley.

Méar and Gensous (1993) also extrapolated an age of 15 ka BP for the deposition of the Rhône Neofan (RNF) thought to be fed by littoral sand, until the present time and, therefore, an age between 18 ka and 15 ka BP for the WDF that they believed to contain sand layers composed of shallow water benthic foraminifera and glauconite derived from the outer shelf deposits.

## 3. Methods and data

This study is based on data acquired in 1999 during the leg 5 of Images V cruise, onboard the R/V Marion Dufresne and in 2000 during the Marion cruise, onboard R/V Le Suroît (Fig. 2). The data acquired include EM300 D multi-beam bathymetry and acoustic imagery, NE–SW parallel high and very high-resolution seismic profiles (CHIRP) and sediment cores.

Bathymetric (Fig. 3a) and acoustic (Fig. 3b) data were post-processed using Caribes<sup>®</sup>. A Digital Terrain Model

(DTM) was created with a grid spacing of 50 m. From this DTM, shaded bathymetry (Fig. 3a), slope calculation and topographic cross-sections were extracted.

Seismic profiles were acquired using a cluster of mini-GI guns as a source and an SIG high frequency single channel streamer. They were recorded and post-processed with the DELPH system.

Sediment cores were obtained with a Kullenberg piston corer during Marion cruise (labelled MAKs-00xx), and with the 'Calypso' giant piston corer during Images V cruise (labelled MD99-2xxx). Among specific analyses realised on the cores, high-resolution digital photographs, X-rays radiographs using the SCOPIX system (Migeon et al., 1999) were used to reveal internal structures. Grain size analyses were made on a Coulter LS130 microgranulometer. AMS  $^{14}\text{C}$  datings have been made on the planktonic foraminifera *Globigerina bulloides*. Ages are given with a reservoir correction of  $-400$  years. Calibrated ages were converted with Calib4.3 software and the INTCAL 98 marine calibration data set (Stuiver et al., 1998).

## 4. Morphology and acoustic backscatter characteristics of the area

The acoustic backscatter of the sea floor depends mainly on its physical characteristics, sediment roughness, nature and incident angle of acoustic waves. Therefore, backscattering level results both from lithology and morphology of the sea floor. Using these criteria we distinguished five morpho-acoustic domains (Fig. 3c).

### 4.1. The Pyreneo-Languedocian sedimentary ridge (PLSR)

The study area includes the south-eastern termination of the PLSR. It displays undulating E–W morphologies with a wavelength of 2–4 km and amplitude of 100 m. The backscatter shows linear variations in the same direction as the crest of the undulation, probably corresponding to sedimentary facies related to the processes occurring on the ridge.

### 4.2. The Rhône deep-sea fan area

The south-western flank of the RDSF and the main channel-levee complex are visible along the NE border of the mapped area. The channel is perched 400 m above the surrounding sea floor, and is very sinuous. The channel has a NW–SE trend and its depth ranges from 20 to 40 m. Undulations, with a wavelength of 2 km and amplitude of 20 m, are located on the southwest flank of the channel-levee complex. They are almost parallel to the channel. Two NE–SW lineations cross the undulations perpendicularly (Fig. 3a and c). They are interpreted as erosional furrows. The backscatter image reveals similar features but shows in

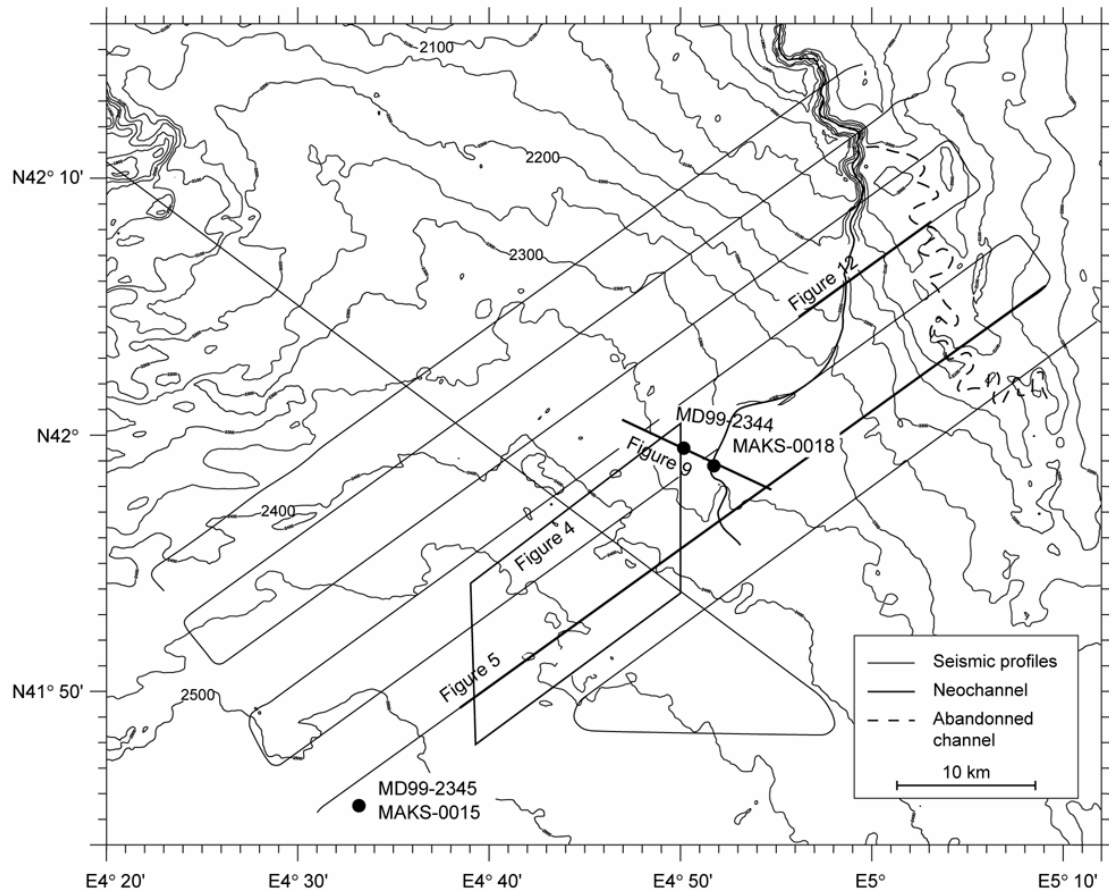


Fig. 2. Low resolution bathymetric map of the study area. Location of ship tracks for EM300 and seismic data and location Figs. 5, 9, 4 and 12. Location of sediment cores MD99-2344, MAKS-0018, MD99-2345 and MAKS-0015. Bathymetric lines are each 50 m water depth.

addition a sinuous shape with a low backscatter that may correspond to a buried channel. Except for the Rhône channel, all the morphological features we describe here were not revealed by the 12 kHz (EM12 D) swath bathymetry data of Droz et al. (2001).

#### 4.3. The Rhône Neofan area

The Rhône neochannel diverges from the perched channel, into the basin, toward the South. The bifurcation point is located at N 42°12' and E 05°00'. The neochannel is straight over 13 km, continues with a large bend to the West and then four smaller bends to reach finally a SE direction. The slope of the neochannel is very steep (0.6°), close to the bifurcation point (Torres et al., 1997) and decreases basin wards. The neochannel is narrow and V-shaped (400 m wide and 250 m high) in its upper course. It becomes broad and U-shaped (2 km wide and 50 m high) with asymmetrical levees in its lower part. In this part, the channel-levee height is less than 50 m.

The right levee is thicker and displays dunes that probably formed by spilling turbidity currents (Migeon et al., 2000, 2001).

In the southern part of the area, we have identified several small secondary channels (Fig. 3c), which may represent the beginning of the distal lobe of the Rhône Neofan.

#### 4.4. The very low backscatter area: the scoured area of the Neofan

This area shows a complex patchy, very low to very high backscatter acoustic facies (Fig. 3b and c). It is bounded to the East by a break in slope corresponding to the western limit of the Neofan (Fig. 3c), and to the West by a change in the acoustic backscatter South of N 42°00' and to the East of E 4°40'. The scoured area is planar and displays numerous semi-circular depressions that are aligned along NW–SE trends. Several sequential cross-sections (Fig. 4) show that the widths of scours range between 1 and 2 km while their lengths range from 1 to 5 km. The longest scours are

coalescent. A characteristic feature is the asymmetry of these scours. Their north-eastern flank is steep and their south-western flank is gentle. The average depth is about 10 m. The overall surface of scours in the mapped area is about 20 km<sup>2</sup> and the volume of eroded sediment about 0.20 km<sup>3</sup>.

#### 4.5. The heterogeneous moderate backscatter area

This area is characterised by an irregular morphology, with slight topographic changes difficult to detect on bathymetric maps, but clearly visible on acoustic images. In the northern part of the area, linear features roughly

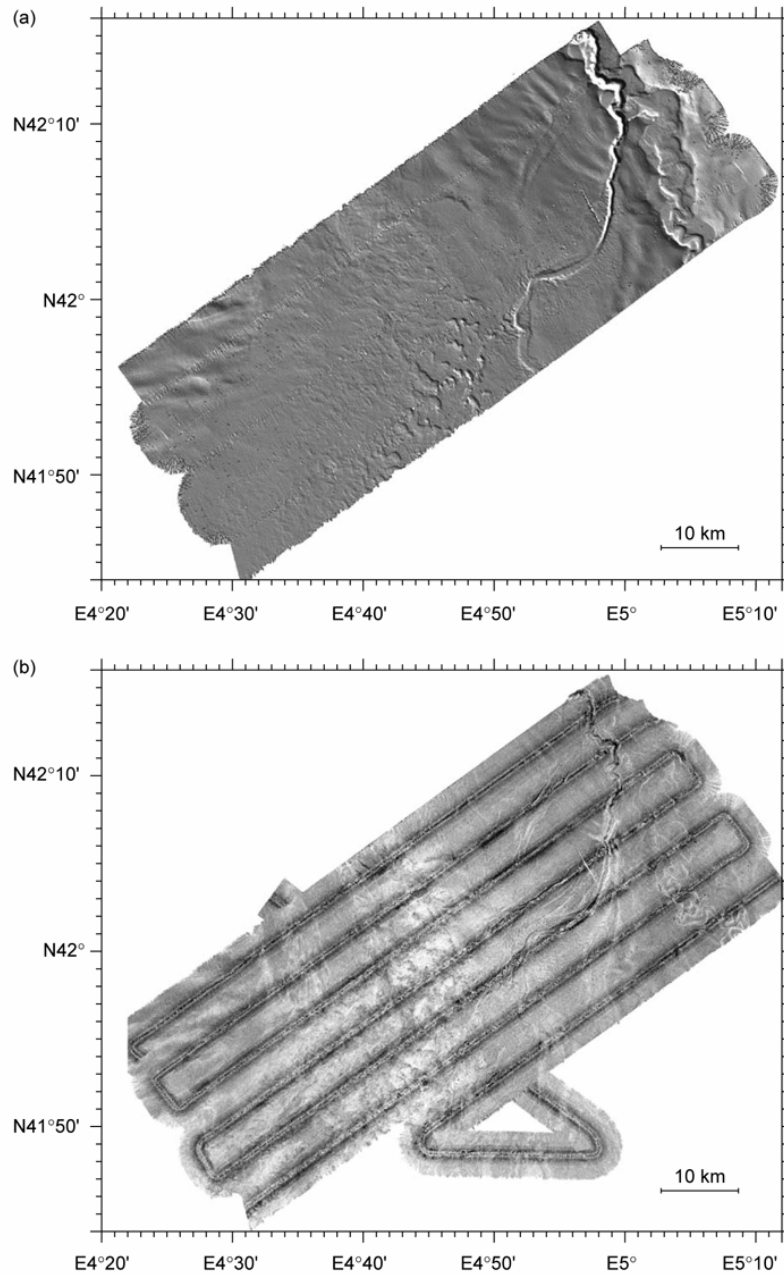


Fig. 3. (a) Shaded swath bathymetry (EM300) (illumination from the north-west). (b) Acoustic backscatter image (EM300). Light tones, low backscatter; dark tones, high backscatter. (c) Morpho-acoustic interpretative map of the study area.

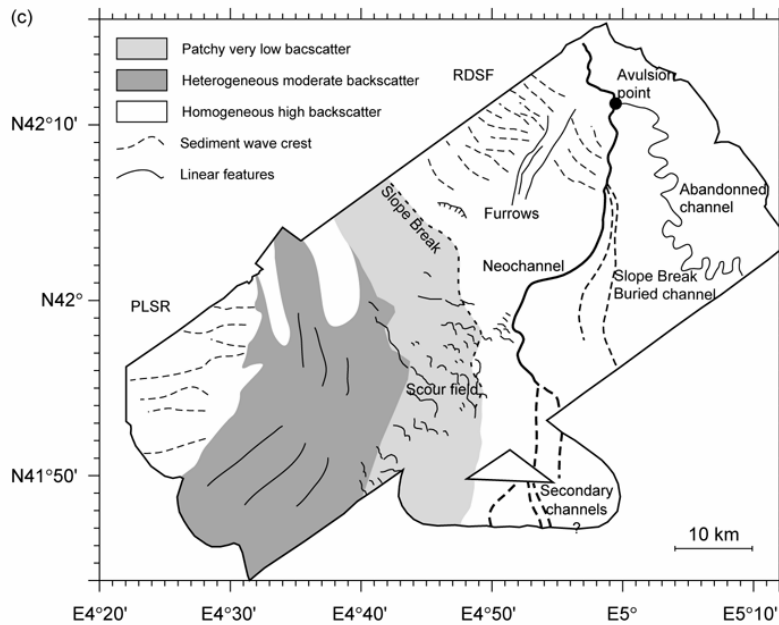


Fig. 3 (continued)

orientated N–S are visible on acoustic images, while they follow a NE–SW trend, probably in relation with the regional slope.

**5. Seismic analysis**

Our seismic data allowed us to identify two superposed seismic units that were already known by previous workers within the Western Discordant Body: The LIU and the WDF (cf Section 2). The higher resolution of our seismic profiles allowed us to identify, lying on the RNF (sensus Torres et al., 1997), a fourth unit, previously unknown, that we called the Neofan Transparent Unit (NTU). So, we here subdivided the PRNF into two distinct units: the Neofan Chaotic unit (NCU) and the Neofan transparent unit (NTU) (Fig. 5).

Because of the limited extent of our study area, the northern and the southern limits of these units were not covered except for the NTU. Nevertheless, they have been drawn by Droz and Bellaiche (1985), Torres et al. (1997) and Gaullier et al. (1998).

**5.1. The Lower Interlobe Unit (LIU)**

The LIU lies uncomfortably on the eroded right levee of the RDSF and is interbedded with the upper part of the PLSR. This unit is characterised by discontinuous high amplitude reflectors with maximum thickness of about 150 ms (tw). The top surface of the unit shows erosional features about 20 m deep that are similar to those affecting

the surface of the Neofan and that we interpreted similarly as erosional scours.

**5.2. The Western Debris Flow (WDF)**

The Western Debris Flow (WDF) lies on the LIU, the PLSR and RDSF (Fig. 5), with a maximum thickness of

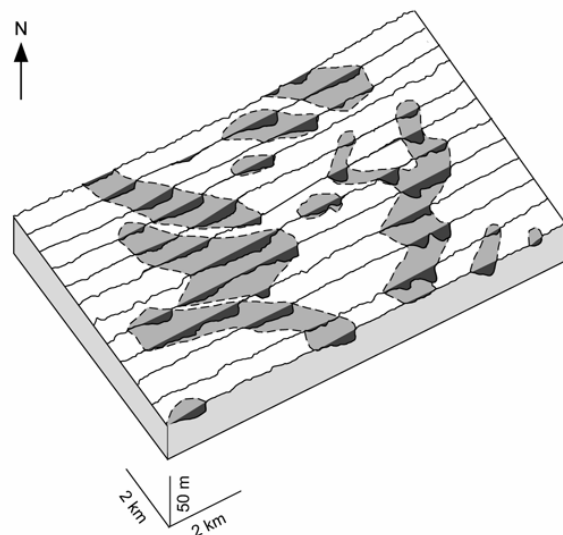


Fig. 4. Perspective view of bathymetric cross sections showing the morphological characteristics of the scours. Location of the cross sections is shown in Fig. 3.

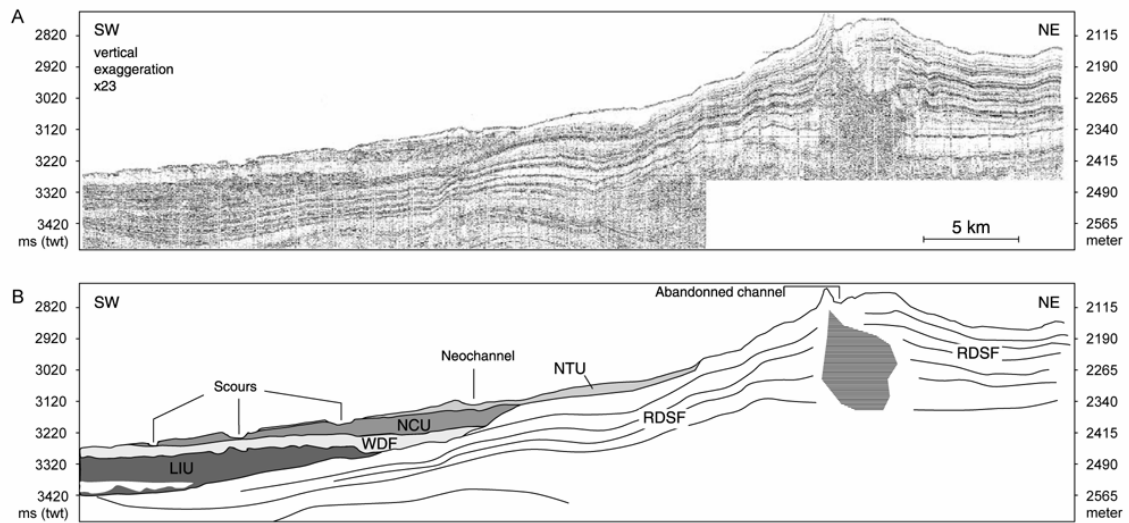


Fig. 5. Seismic line across the Rhône Deep-Sea Fan and the Western Discordant Body. LIU, Lower Chaotic Unit; WDF, Western Debris Flow; NCU, Neofan Chaotic Unit; NTU, Neofan Transparent Unit. Location of the line is shown in Fig. 2.

70 ms (tw). This unit fills the rough paleo-topography of the LIU. Its top surface is remarkably flat. The isopach map (Fig. 6) shows two areas of maximum thickness (60–70 ms tw) oriented NW–SE (i.e. parallel to the axis of the depression between the RDSF and the PLSR) consistent with results of Gaullier et al. (1998) for the whole unit. The south-western part of the unit seems to crop out on our seismic data and corresponds to the heterogeneous moderate backscatter area defined on sonar image.

### 5.3. The Rhône Neofan (RNF)

#### 5.3.1. The Neofan Chaotic Unit (NCU)

The Neofan Chaotic Unit (NCU) rests on the WDF and the RDSF (Fig. 5). This unit was mapped by Torres et al. (1997) and Gaullier et al. (1998). Our data show few discontinuous high amplitude reflectors, similar to those of the LIU. The maximum thickness of this unit is 70 ms (tw) ( $\sim 50$  m) (Fig. 7) and corresponds to the filling of a topographic low

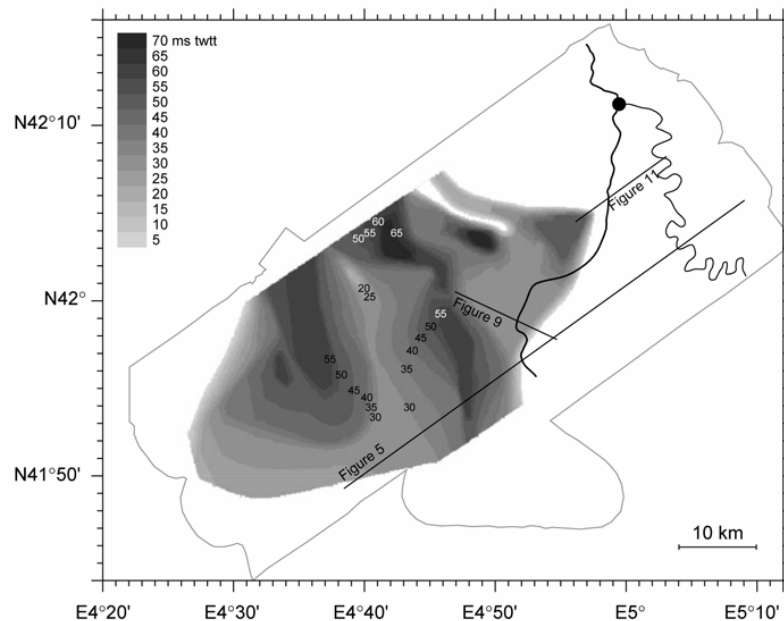


Fig. 6. Isopach map of the Western Debris Flow. Thickness in milliseconds two-way time (tw).



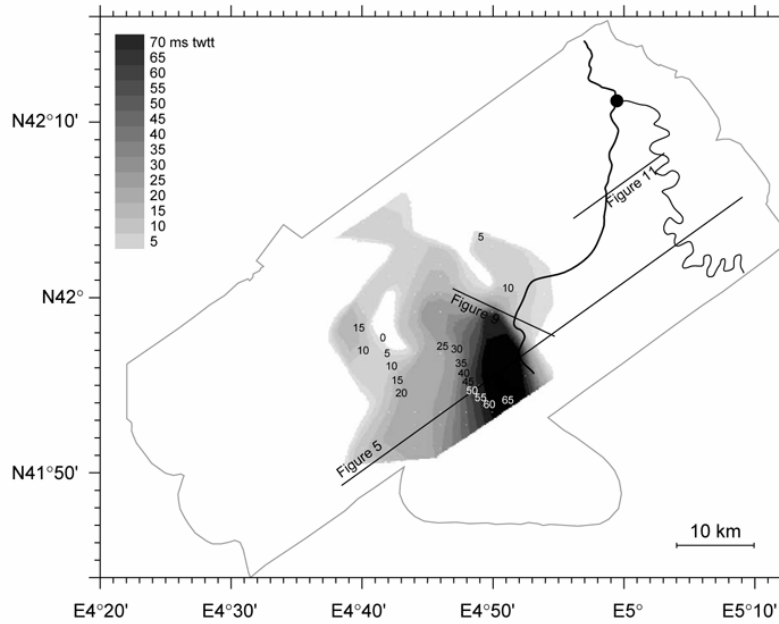


Fig. 7. Isopach map of the Neofan Chaotic Unit (NCU). Thickness in milliseconds two-way time (twtt).

along an N–S axis close to the RDSF and the neochannel. This unit seems to outcrop on our seismic data and corresponds to the very low backscatter area identified on sonar image. The top of this unit shows major erosional structures corresponding to the giant scours identified on the bathymetric map (Fig. 3a and c) and previously studied by Kenyon et al. (1995) and Wynn et al. (2002).

5.3.2. The Neofan Transparent Unit (NTU)

The NTU (not previously documented) lies on the RDSF and the NCU (Fig. 5). The mapped surface seems to correspond almost to the totality of the NTU, as the thickness decreases northwards, westwards and southwards and because the NTU is bounded by the deep-sea fan to the East. The NTU (Fig. 8) is about 26 km long and 19 km wide,

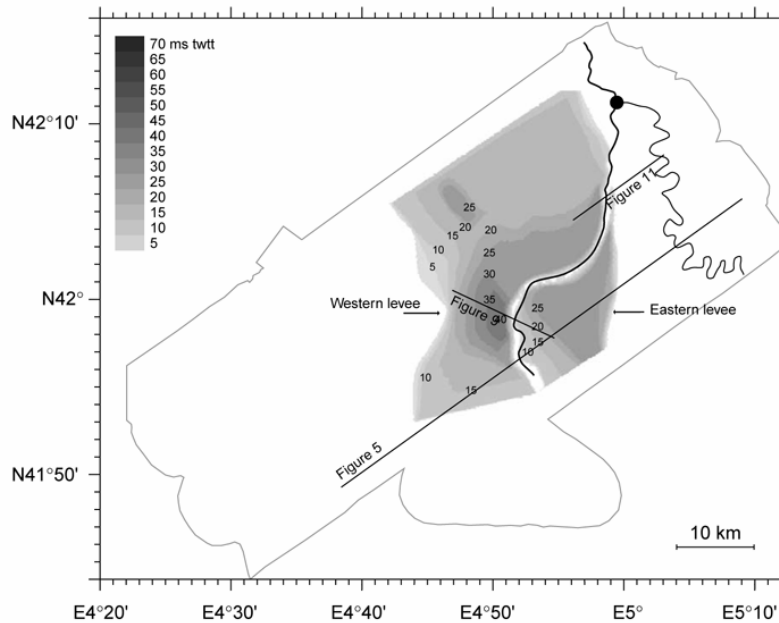


Fig. 8. Isopach map of the Neofan Transparent Unit (NTU). Thickness in milliseconds two-way time (twtt).

covers approximately 494 km<sup>2</sup> and represents a volume of about 9 km<sup>3</sup>. The NTU unit is characterised by a transparent seismic facies with very few reflectors. As shown by the isopach map (Fig. 8) and the bathymetric map (Fig. 3a) the NTU has a 'channel-levee' shape. The maximum thickness of the right levee reaches 40 ms twt (~30 m) (Fig. 8). The unit is connected to the Rhône channel at the channel bifurcation point. This unit seems to outcrop on our seismic data. Erosional scours with a depth of 5 m, shallower than those on the NCU, are observed on the bathymetric map (Fig. 3).

## 6. Nature and age of sediments

Information on the lithology, composition and age of the sediments has been obtained from the study of four cores (Fig. 2). Each core retrieved in the area permits to calibrate the nature of the different seismic units (more precisely the WDF and the two levees of the NTU) and the nature of the heterogeneous moderate backscatter area. Some radiocarbon dates are available on these cores, which permit to better constrain the timing of deposition of the last Neofan unit.

### 6.1. Right (Western) levee of the Neofan

The core MD99-2344 (location: N41°59.44, E04°50.14; depth: 2326 m) was retrieved from the distal part of the right (western) levee of the Neofan (Figs. 2 and 9). According to the CHIRP data it penetrated about 37% of the NTU

(Fig. 9). Two sedimentary units are observed (Fig. 10). The first unit, from the top of the core to 2.30 m, consists of foraminiferal and nannofossil ooze, interbedded with six decimetric layers of coarse silt to fine sand. Unit 2, from 2.30 m to the bottom of the core, consists of a laminated fine-grained turbidite bed featuring more than 100 of centimetric to decimetric turbidite beds. The turbidite beds display individually a fining and thinning upward trend. Individual turbidite layers consist of a coarse base and clayey top couplet. AMS radiocarbon dating indicates an age of 15.1 ka BP at 2.31 m, at the boundary between the two units; the top of the core (10 cm) is dated to 2.3 ka BP (<sup>14</sup>C). Using the calculated accumulation rate (0.15 m ka<sup>-1</sup>), the age of the sand layers in unit 1 can be interpolated at 15.1 ka BP, 13.0 ka, 12.5 ka, 12.0 ka, 10.0 ka and 8 ka BP (<sup>14</sup>C). The pollen association in the turbidite facies of unit 2 allowed to postulate an age of 18.6 ka BP (<sup>14</sup>C time scale) (21.5 ka BP (cal.)) at the depth of 7.03 m (Beaudouin et al., 2004), that yields an accumulation rate of 1.25 m ka<sup>-1</sup> from the top of the turbiditic unit 2 to 7.03 m. Therefore, the extrapolated age at the bottom of the core is 24.7 ka BP (cal.).

### 6.2. Left (eastern) levee of the Neofan

The core MAKS-0018 (location: N42°58.78, E04°51.70; depth: 2328 m) was collected on the inner flank of the left levee of the neochannel (Fig. 2). The sedimentary facies and units are the same as those in the core MD99-2344, except for the fine sand layers that are absent in the top unit (Fig. 10).

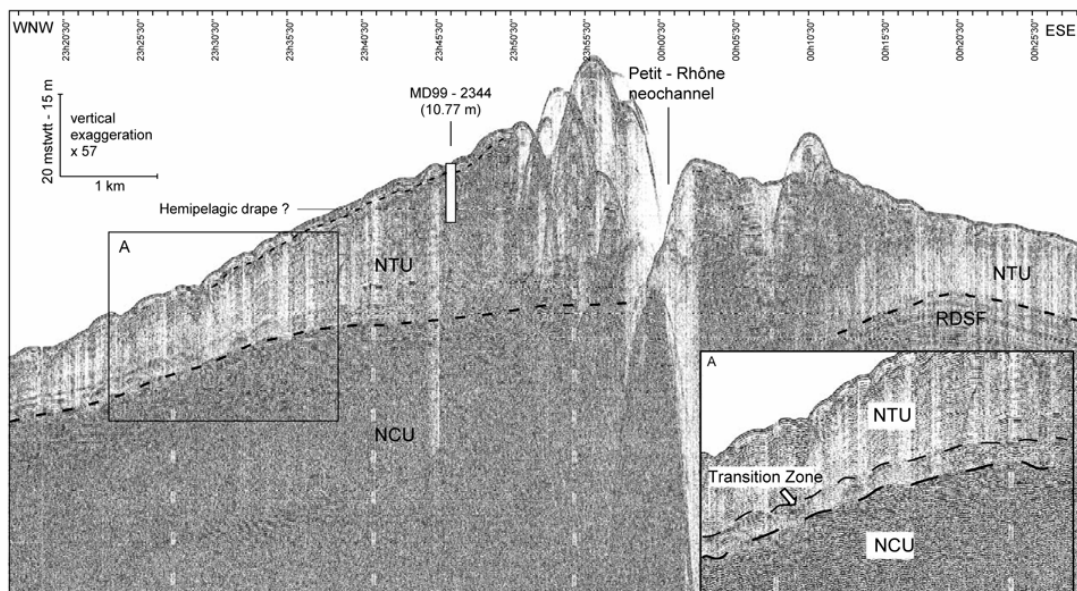


Fig. 9. Chirp line across the Neofan. RDSF, Rhône Deep-Sea Fan; NCU, Neofan Chaotic Unit; NTU, Neofan Transparent Unit.

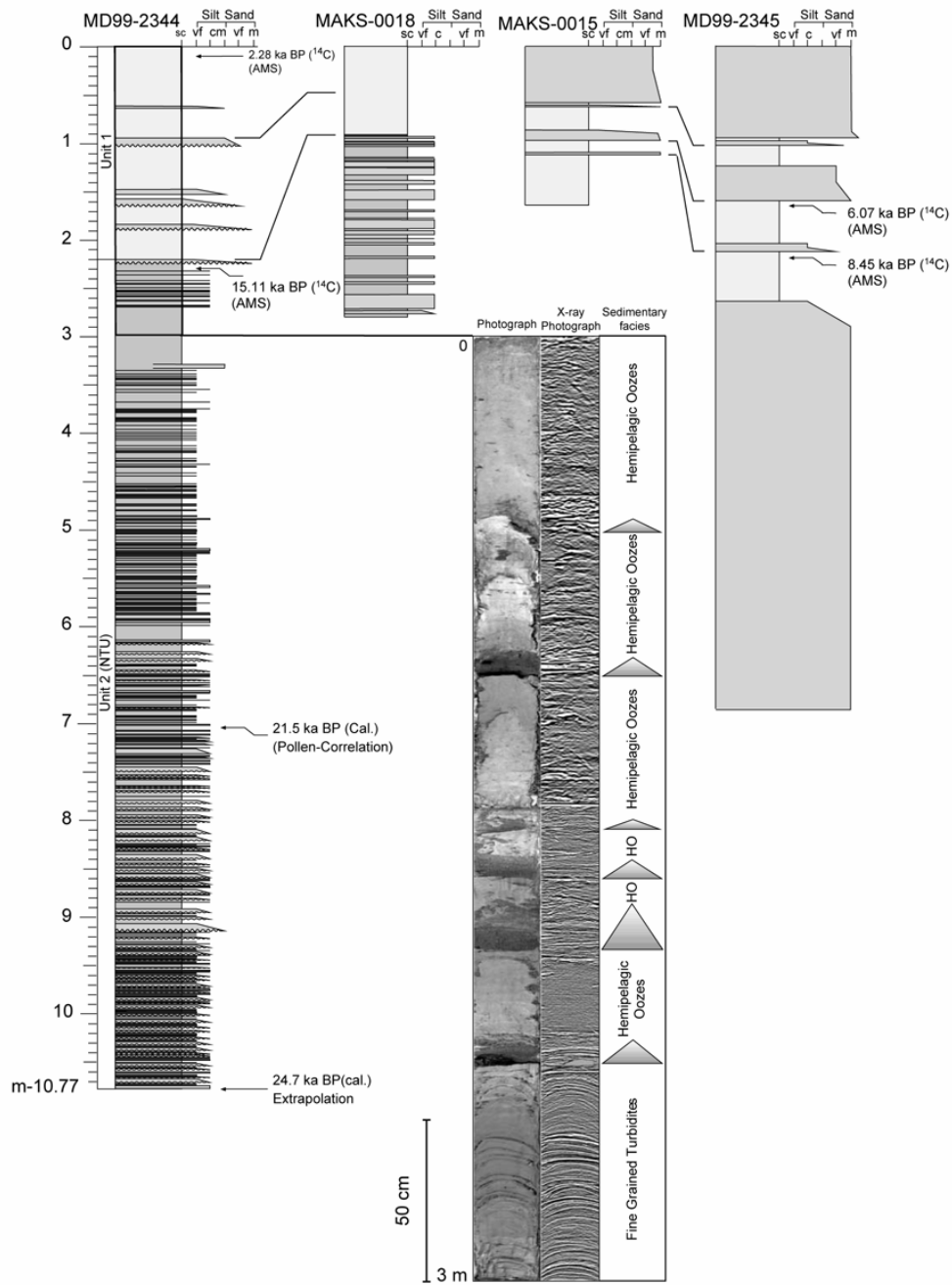


Fig. 10. Lithostratigraphic logs of sediment cores MD99-2344, MAKS-018, MD99-2345 and MAKS-0015. Enlargement shows photograph and processed x-ray photograph of the top (3 m) of core MD99-2344. Location of cores shown in Fig. 2.

6.3. Western Debris Flow

Cores MD99-2345 and MAKS-0015 were both collected at the same location (N41°45.53', E04°33.14'; depth: 2503 m) in the south-western part of the study area, where the WDF crops out at the scale of the seismic

(Fig. 2). They both show the same sedimentary facies and sequences (Fig. 10). Above the 450 cm thick sand layer at the base of core MD99-2345, four fine sand layers are interbedded within the Late glacial and Holocene oozes. These consist of fining-up laminated sequences of fine sand with erosive bases.

The massive sand layer at the top of core MD99-2345 (1 m thick) and of core MAK5-0015 (0.50 m thick) is believed to be due to sand sucking along the liner from the bottom of the core. An interface core at the same location recovered only Holocene oozes, similar to those found below the massive sand layer but no sand on top. Two AMS radiocarbon datings on *Globigerina Bulloides* gave an age of 6.07 ka BP at 1.60 m and 8.45 ka BP at 2.15 m.

## 7. Architecture and sedimentary evolution of the Neofan

The Neofan has been shown to be constituted of two seismic units (NCU and NTU) related to the two stages of building (Fig. 5).

While previous works postulated that the Neofan consists exclusively of a sandy lobe (Gaullier et al., 1998; Méar and Gensous, 1993; Torres et al., 1997), we have shown that the chaotic (and possibly coarse) facies (NCU) is overlain by a channel-levee shaped unit (NTU) composed of fine-grained turbidites (cf Section 6.1). This unit is connected to the bifurcation point. The marked boundary between the NCU and the NTU on the seismic data (Fig. 5) suggesting a rapid transition. Nevertheless, the CHIRP data (Fig. 9) shows a thin, 4 ms twt ( $\sim 3$  m) thick, sequence of slightly higher amplitude and hyperbolic reflections at the base of the NTU suggesting a transitional period between the two stages. The core MD99-2344 also indicates that the upper unit is draped by hemipelagic oozes showing that no turbidite overspill occurred since 15.1 ka BP ( $^{14}\text{C}$ ), and disproves the Holocene turbidite activity on this area of the Neofan, previously postulated by Méar and Gensous (1993).

The architecture and the sedimentary facies of the Neofan are similar to those described on the Amazon fan by Flood et al. (1991) and Lopez (2001) on avulsion sites. The thickness (max 70 ms twt) and size (66 km  $\times$  20 km) (Torres et al., 1997; Gaullier et al., 1998) of the NCU are similar to those of the High Amplitude Reflection Packets (HARP's) of the Amazon Fan, the NTU corresponding to the late channelised stage. We must emphasise that the thickness (maximum 40 ms twt) and the size (about 26 km long and 19 km wide) of the NTU are much lower than for the channel-levee bodies on the Amazon fan and on the lower Rhône fan (Droz and Bellaiche, 1985).

Two points remain unanswered. First, there is no physical connection of the NCU with the avulsion point of the Rhône turbidite channel (Fig. 7). The unit lies in a depression,  $\sim 20$  km south-west and 400 m down the perched avulsion point. This is contradictory with the results from the Amazon fan (Lopez, 2001), from Danube fan (Popescu et al., 2001) and the Zaire fan (Droz et al., 2003), where HARP's units are observed under and close to the avulsion points. This difference may be a consequence of the local topography and the steep average slope ( $1.2^\circ$ ) between the perched channel and the bottom of the basin. Secondly, the present longitudinal profile of the channel (Torres et al., 1997) shows

an abrupt increase of the slope, from  $0.3$  to  $0.6^\circ$ ,  $\sim 17$  km upstream of the avulsion point (Fig. 12), indicating that the equilibrium profile was not reached when the channel-levee stage began. This is also contradictory with the models from Flood et al. (1991) and Lopez (2001) where channel/levee aggradation occurs when the channel equilibrium profile is reached.

### 7.1. Erosional scours

The scours in the distal part of the Neofan were first described by Kenyon et al. (1995) using MAK1 30 kHz side scan sonar data. Using their orientation and relative position to the channel mouth (Fig. 3c), they interpret them as related to flow expansion at the Neofan channel mouth generating increased turbulence or 'hydraulic jump' (Komar, 1971; Normark and Piper, 1991). The occurrence and the characteristics of such scours are believed to reflect a close relationship between the slope break at the mouth of the turbidite channel, the flow volume, composition and velocity, and the nature of the sea floor and the channel slope (Wynn et al., 2002).

Our data show that large amalgamated scours are located in the northern part of the Neofan area, while a small scour field is located 10 km further south (Kenyon et al., 1995). Contrary to the model of Kenyon et al. (1995) and Wynn et al. (2002), the large scour field is not located at the present mouth of the neochannel, which is located further south, but at the southwest of three small meanders that change the neochannel direction from the southwest to the southeast (Fig. 3c). The largest scours are 10 km away from the meanders, the smaller scours are close to one meander. This configuration can be interpreted in two ways: either the large scours represent the relics of the location of the neochannel paleo-mouth, or the scour field is related to flow-stripping combined with a slope break, as for the example of the mega-flutes identified close to the Reynisdjup meander (Lonsdale and Hollister, 1979). The field of 'small' scours described by Kenyon et al. (1995) may be related to the present mouth of the neochannel.

Remaining questions are: are these scours still active or are they fossil? When did they form? A recent origin is suggested by the lack of infill of these scours (Kenyon et al., 1995). No sediment overspill has occurred from the neochannel since 15.1 ka BP ( $^{14}\text{C}$ ), as shown by the presence of a  $\sim 2$  m thick Deglacial and Holocene hemipelagic drape described in cores MD99-2344 and MAK5-0018. We suggest that the scours may have been reactivated during the deglacial and Holocene time by energetic flows, which maintained them in a 'fresh' state, possibly originating from the Sète Valley. The scour field being located within the area of the 'Sète lobe' (cf Section 2.3) surficial event described by Droz et al. (2001).

Our data do not show any evidence for deposits resulting from the erosion. These deposits may correspond to 2–3 m of superficial bedded sediments, described further south by

Kenyon et al. (1995). The eroded volume ( $\sim 20 \text{ km}^3$ ) suggests that the corresponding deposited material could be visualised by our acoustic tools.

### 7.2. Transition between NCU and NTU

The volume of the NTU ( $9 \text{ km}^3$ ) subtracted from the volume of the whole Neofan estimated by Torres et al. (1997) and Gaullier et al. (1998) ( $24\text{--}27 \text{ km}^3$ ) allows an estimation of the volume of the NCU at about  $15\text{--}18 \text{ km}^3$ . This value is close to the  $14 \text{ km}^3$  of erosion inside the Rhône channel upstream the avulsion point, estimated by Du Fou (1993). This concordance argues for the NCU having been fed by inputs eroded from the Rhône channel and strengthens the hypothesis that the NCU is a Harp's unit and that the Neofan as a whole originated from avulsion processes. However, significantly lower volumes, of the erosion inside the Rhône channel, were estimated by other authors, e.g.  $0.3 \text{ km}^3$  (Pirmez et al., 2000) or  $3.6 \text{ km}^3$  (this study) based on longitudinal profiles from Torres et al. (1997). This argues that the Neofan may have been fed by other sources than retrogressive erosion in the channel by sandy gravity flows.

The beginning of aggradation of the NTU while the longitudinal profile in the channel was still not in equilibrium suggests that the transition to the channelised stage is probably related to an external forcing. Torres et al. (1997) emphasised a confined channel-levee system (Upper Bedded

Subunit) within the Petit-Rhône fan valley upstream of the avulsion point that they interpreted as a drastic change in the volume and composition of the turbidite flows (less thick and more sandy). They also postulate the concomitance of the onset of the confined system and the onset of the Neofan. Our work allows proposing correlating the onset of the confined channel-levee system and of the NTU in relation with an external forcing.

Some evidences, such as the scouring and a very thin unit visible on Chirp data (Fig. 9), allow us to propose a scenario for the transition stage.

The scouring area may correspond to a first stage in the transition between the two Neofan units. The NCU deposits have filled the depression located at the base of the Rhône levee. The slope break resulting from this filling is located close to the mouth of the by-pass zone, which also eroded the Rhône levee (Fig. 11). This scours area may, therefore, correspond to an ancient Channel Lobe Transition Zone (CLTZ). This 'paleo'-CLTZ should have evolved in a straight southward channel zone, but our data clearly show that the Neochannel turns to the East. The NTU then started aggrading and prograding. A recent study on the Zaire Fan (Babonneau, 2002) suggests that a channel-levee system progrades on channel mouth deposits. The transition zone between the two Neofan units could, in this scheme, correspond to such channel mouth deposits. In this hypothesis, the occurrence of these channel mouth deposits may have an impact on the growth of the Neofan:

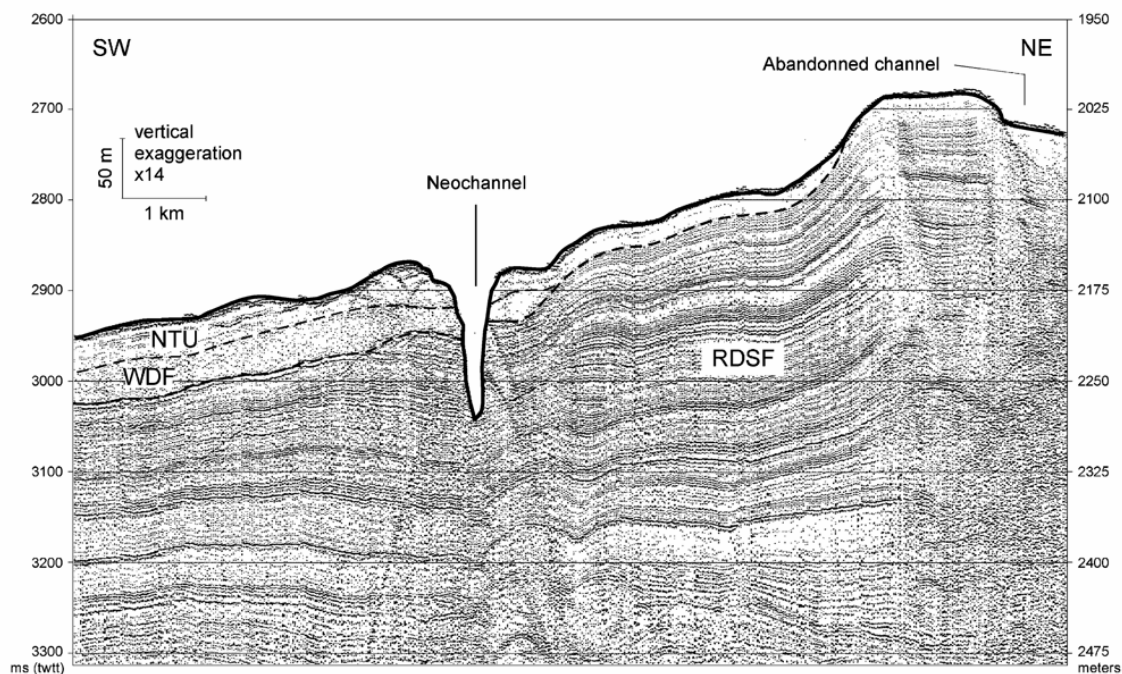


Fig. 11. Seismic line across the neochannel. Note the strong incision in the Rhône Deep-Sea Fan levee deposits. Location of the line shown in Fig. 2.

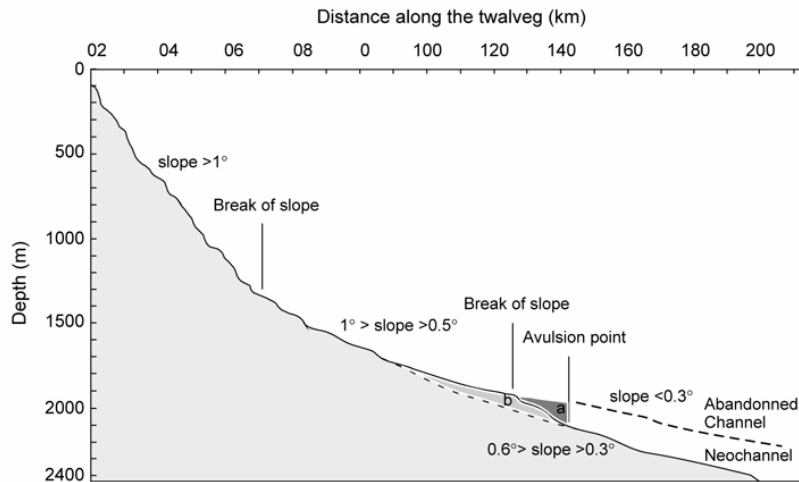


Fig. 12. Longitudinal profile along the axis of the Petit-Rhône Canyon, Fan valley and Neofan channel (modified from Torres et al., 1997). (a) Shows the sediments eroded in the channel, upstream the avulsion and (b) shows the sediments expected to be eroded to reach the channel equilibrium profile.

the accumulation of sediments, between the channel-mouth and the scours area, may force the channel to turn to the East, allowing preservation of the scours area.

### 7.3. Post-Neofan sedimentary evolution

The sedimentary cores show several late glacial to Holocene sand layers not previously documented. These layers are found in cores MD99-2344 and -2345 (and twin core MAKS-0015) (Fig. 10).

In core MD99-2344, the six sand layers, interbedded in the hemipelagic oozes, are much coarser (median between 60 and 120  $\mu\text{m}$ ) than the coarsest turbidite sequences of the unit 2 (median around 40  $\mu\text{m}$ ) and are not overlain by a clay layer. In addition, they are not observed in core MAKS-0018, collected on the inner left levee of the Neofan (Figs. 2 and 10), which displays the same turbidite and hemipelagic facies as in core MD99-2344 (Fig. 10). This shows that the sand layers are not overspill deposits from the neochannel but rather gravity deposits from the North (Sète canyon) or West side (La Fonera canyon) of the study area. These sand layers are estimated to have been deposited between 15.1 and 8 ka BP ( $^{14}\text{C}$  time scale) (see Section 6.1).

Similarly, in core MD99-2345 and MAKS-0015, four sand layers are interbedded in the hemipelagic oozes. They are estimated between 10 and 4 ka BP ( $^{14}\text{C}$  time scale) from  $^{14}\text{C}$  ages at 1.6 and 2.2 m depth.

The small temporal overlap of the sand layers from the two sites supports the possible occurrence of two separate sources. These sand layers could correspond to the Sètes lobe (core MD99-2344) and the La Fonera lobe (core MD99-2345) describe by Droz et al. (2001). The layers also explain the sandy facies incorrectly attributed to the Neofan by Méar and Gensous (1993) and resulting in their

interpretation that the Neofan has developed as a glacial to Holocene sandy lobe. We postulate that the sources of these sands are lowstand shoreface sands deposited at the shelf break, described by Caillère and Monaco (1971) and Berné et al. (1998). This hypothesis is supported by the strong incision of the Catalano-Languedocian canyons in these deposits (Berné et al., 2001). The sand layers represent the most voluminous sand instabilities that were able to reach the deep basin during the deglacial and Holocene time, and could have been driven either by tidal sedimentary dynamics or climatic events like storms.

### 7.4. New insights on the chronology of the sedimentary bodies deposition

Our data show that turbidite overspill from the neochannel stopped 15.1 ka ( $^{14}\text{C}$ ) (18.0 ka BP cal.) ago and occurred prior to 24 ka BP (cal.). These measured and extrapolated ages are contradictory with the data from Méar (1984) and Méar and Gensous (1993) and show that the avulsion of the Neofan channel and the deposition of the WDF probably occurred earlier than previously thought. According to the stratigraphic framework based on core MD99-2344, a linear extrapolation of the sediment rate ( $1.25 \text{ m ka}^{-1}$ ) to the entire NTU would date the transition between the NCU and the NTU around 40 ka BP with a duration of no more than 2 ka. According to this sedimentation rate and to the thickness of the different bodies, the age of the onset of the NCU deposition should be extrapolated at 80 ka BP. However, it is highly probable that the accumulation rate calculated from the  $^{14}\text{C}$  dates in the core MD99-2344 is not representative of the entire NTU and furthermore of the NCU. The accumulation rate for the NCU is probably much higher, and could reach 3 or



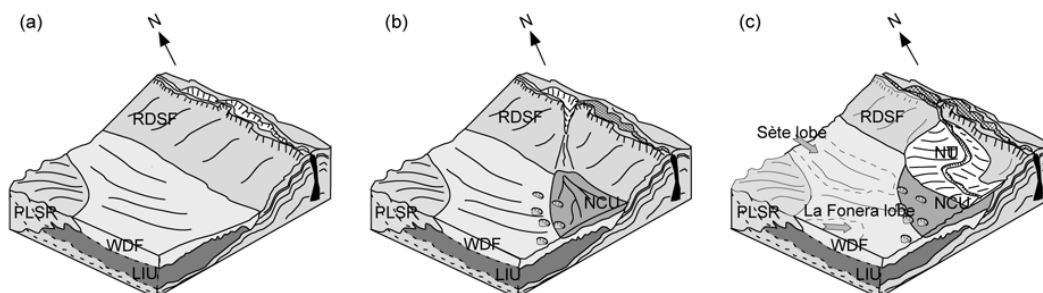


Fig. 13. Schematic interpretative bloc diagram and chronology of the deposits in the study area. (a) Deposition of the Lower Interlobe Unit (LIU), onset between 150 ka and 52 ka BP, end between 80 ka and 37 ka BP (cal.). Deposition of the Western Debris Flow (WDF) between 80 and 37 ka. (b) Avulsion of the turbidite channel and deposition of the Neofan Chaotic Unit (NCU), onset between 80 ka and 37 ka BP (cal.), end between 40 ka and 28 ka BP (cal.). (c) Beginning of the channel-levee stage between 40 ka and 28 ka BP (cal.), starvation of the deep-sea fan at 18.0 ka BP (cal.) = 15.1 ka BP ( $^{14}\text{C}$ ).

$4 \text{ m ka}^{-1}$  as calculated on the Amazon Deep-Sea Fan (Showers et al., 1997) placing the onset of the NCU around 37 ka BP (cal.) and the end around 28 ka BP (cal.).

The deposition of the WDF is believed to be instantaneous at the geological time scale. The starvation of the Neofan (15.1 ka BP ( $^{14}\text{C}$ )) occurred 4 ka before the starvation of Rhône valley, upstream of the avulsion point (11 ka BP ( $^{14}\text{C}$ ); Méar and Gensous, 1993) (Fig. 13).

## 8. Conclusion

A new dataset from the Rhône Neofan in the Gulf of Lions has placed better constraints on the sedimentary processes and the chronology of the successive depositional phases in the area.

1. The Rhône Neofan is formed as a result of the avulsion of the Rhône channel. Two stages are identified in the build-up of this sedimentary body (Table 2). The first stage, the Neofan Chaotic Unit (NCU), corresponding to high amplitude reflectors with no visible organisation, is interpreted as a period of intense retrogressive erosion in the Rhône channel. It is similar to the HARP facies described on the Amazon Fan. The unit does not show any connection with the channel avulsion point. The second stage, the Neofan Transparent Unit (NTU), corresponding to a levee-shaped, transparent semi-bedded facies, is interpreted as a channel-levee stage of sediment overspill, related to the end of the retrogressive erosion in the Rhône channel, upstream

the avulsion point. The proposed interpretation is that the change from one stage to another would be related to an external forcing, such as deglacial sea-level rise, rather than to an equilibrium profile readjustment. Further coring at the NCU/NTU transition would allow to confirm this hypothesis.

2. Sediment cores allow constraining the chronology of the deposits. The onset of the Neofan, corresponding to the NCU, is extrapolated at a maximum of 80 ka BP. The onset of the channel-levee stage (NTU), is extrapolated at a maximum of 40 ka. The end of the turbidite stage of the Neofan, corresponding to end of sediment overspill from the neochannel, is dated at 15.1 ka BP ( $^{14}\text{C}$ ) (i.e. 18.0 ka BP (cal.)). These results contrast with previously published data which assigned a much younger age to the Neofan (Méar and Gensous, 1993; Torres et al., 1997).
3. Four to six post-Neofan sand layers are identified in the area, between 15.1 ka BP ( $^{14}\text{C}$ ) and 4.4 ka BP ( $^{14}\text{C}$ ). This sand is interpreted as the product of instabilities from sand banks at the shelf edge since the last sea-level rise, possibly originating from the Sète and La Fonera canyons.
4. The swath bathymetry and the 30 kHz backscatter images revealed giant scours (up to 4 km long, 1 km wide and 20 m deep), that may be related to a paleo-mouth of the neochannel or to turbidite flow-stripping from the neochannel.
5. The Rhône Neofan represents a good example of an avulsion lobe in a mud rich deep-sea fan. It is easy to

Table 2  
Summary of the new inputs of this study on the architecture of the Neofan

		Length	Width	Thickness	Volume	Surface	Shape	Age	Seismic facies
RNF	NCU	–	–	50 m	–	–	–	–	Discontinuous high amplitude seismic reflection
	NTU	26 km	19 km	30 m	$9 \text{ km}^3$	$494 \text{ km}^2$	Channel-levee	Stop at 15.1 ka BP	Transparent

RNF, Rhône Neofan; NCU, Neofan Chaotic unit; NTU, Neofan Transparent Unit.

survey and to sample and, therefore, allows high-resolution studies for understanding the channel avulsion process and the channel-lobe transition process. In addition, detailed work presently carried out at the shelf edge, where sea-level changes are best recorded, will permit to replace our interpretation into a sequence stratigraphic framework.

### Acknowledgements

Cédric Bonnel acknowledges IFREMER for the financial support (doctoral fellowship PDG/DRH/CB/ADE n°. 01.703). This work is supported by the French programme *GDR Marges* and the European FP5 programme EUROSTRATAFORM (# EVK3-CT-2002-00079). We also thank the Captain and crew members of *Le Suroît* and GENAVIR for the technical support during the MARION cruise and Yvon Balut and the Marion Dufresne crew (French Polar Institute: IPEV). Nabil Sultan is thanked for providing the Chirp profile (Cruise GMO2/CARNAC). X-ray photographs were acquired at Bordeaux 1 University. AMS Radiocarbon dates were carried out at the Livermore National Laboratory (USA).

We acknowledge journal reviewers, Belen Alonso and R.U. Smith for their constructive suggestions.

### References

- Alonso, B., Canals, M., Got, H., Maldonado, A., 1991. Sea valleys and related depositional systems in the Gulf of Lions and Ebro continental margins. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 75 (7), 1195–1214.
- Babonneau, N., 2002. Mode de fonctionnement d'un chenal turbiditique méandrique: Cas du système Turbiditique Actuel du Zaïre. PhD Thesis, Université Bordeaux I, Bordeaux, 308 pp.
- Beaudouin, C., Dennielou, B., Melki, T., Guichard, F., Kallel, N., Berné, S., Huchon, A., 2004. The Late-Quaternary climatic signal recorded in a deep-sea turbiditic levee (Rhône neofan, Gulf of Lions, NW Mediterranean): Palynological Constraints. *Sedimentary Geology* 172 (1–2), 85–97.
- Berné, S., Lericolais, G., Marsset, T., Bourillet Jean, F., De Batist, M., 1998. Erosional shelf sand ridges and lowstand shoreface: examples from tide and wave dominated environments of France. *Journal of Sedimentary Research* 68 (4), 540–555.
- Berné, S., Carré, D., Loubrieu, B., Mazé, J.-P., Normand, A., 2001. Carte morpho-bathymétrique du Golfe du Lion. Ifremer-Région Languedoc-Roussillon, Brest.
- Caillère, S., Monaco, A., 1971. Nature et origine des glauconites dans les dépôts du Quaternaire terminal du plateau continental roussillonnais (Pyrénées Occidentales). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences—Series D—Earth and Planetary Science* 273, 2403–2406.
- Canals, M., Monaco, A., Chassefiere, B., Got, H., 1985. Dynamique sédimentaire et phénomènes d'instabilité sur les marges continentales: approche géotechnique.
- Caraiibes®, Internet link, [http://www.ifremer.fr/fleet/equipements/sc/logiciels\\_embarques/caraiibes/](http://www.ifremer.fr/fleet/equipements/sc/logiciels_embarques/caraiibes/).
- 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—2 Volumes. PhD Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, Paris, 373 pp.
- Droz, L., 1983. L'éventail sous-marin profond du Rhône (Golfe du Lion): grands traits morphologiques et structure semi-profonde. PhD Thesis, Université Paris VI, Paris, 195 pp.
- Droz, L., Bellaïche, G., 1985. Rhône Deep-Sea Fan: morphostructure and growth pattern. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 69, 460–479.
- Droz, L., Kergoat, R., Cochonat, P., Berné, S., 2001. Recent sedimentary events in the western gulf of lions (western Mediterranean). *Marine Geology* 176 (1–4), 23–37.
- 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. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 87 (7), 1145–1168.
- Du Fou, G., 1993. Application des méthodes informatiques à l'étude des bilans érosion-sédimentation: cas du chenal du Petit-Rhône, Intechmer, Cherbourg, France.
- Flood, R.C., Manley, P.L., Kowsmann, K.O., Appi, C.J., Pirmez, C., 1991. Seismic Facies and late Quaternary Growth of Amazon Submarine Fan. In: Weimer, P., Link, M.H. (Eds.), *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. Springer, New York, pp. 415–434.
- Gaullier, V., Antonini, E., Benkhelil, J., 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). PhD Thesis, Université Bordeaux 1, Bordeaux.
- Got, H., Stanley, D.J., 1974. Sedimentation in two catalonian canyons, north-western mediterranean. *Marine Geology* 16, 91–100.
- 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). PhD Thesis, Université de Perpignan, Perpignan, 243 pp.
- Kenyon, N.H., Millington, J., Droz, L., Ivanov, M.K., 1995. Scour holes in a channel-lobe transition zone on the Rhône cone. In: Pickering, K.T., Hiscott, R.N., Kenyon, N.H., Lucchi, F.R., Smith, R.D.A. (Eds.), *Atlas of Deep-water Environments: Architectural Styles in Turbidite Systems*. Chapman & Hall, London, pp. 212–215.
- Komar, P.D., 1971. Hydraulic jumps in turbidity currents. *GSA Bulletin* 82, 1477–1488.
- Lonsdale, P., Hollister, C.D., 1979. Cut-off at an abyssal meander, south of Iceland. *Geology* 7, 597–601.
- Lopez, M., 2001. Architecture and depositional pattern of the Quaternary deep-sea fan of the Amazon. *Marine and Petroleum Geology* 18 (4), 479–486.
- Méar, Y., 1984. Séquences et unités sédimentaires du glaciaire rhodanien (Méditerranée occidentale). Thèse de 3ème Cycle Thesis, Perpignan.
- Méar, Y., 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, Serie II, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre* 317 (12), 1633–1640.
- 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.
- Migeon, S., Savoye, B., 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., 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.
- Normark, W.R., Piper, D.J.W., 1991. Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record. *SEPM Special Publication* 46, 207–229.
- O'Connell, S., Normark, W.R., Ryan, W.B.F., Kenyon, N.H., 1991. An entrenched thalweg channel on the Rhône fan: interpretation from a SEABEAM and SEAMARC I survey. *SEPM Special Publication* 46, 259–270.
- Pirmez, C., Beaubouef, R.T., Friedmann, S.J., Mohrig, D.C., 2000. Equilibrium profile and baselevel in submarine channels: examples from Late Pleistocene systems and implications for the architecture of deepwater reservoirs. *GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference, Deep-Water Reservoirs of the World*, pp. 782–805.
- Pont, D., Simonnet, J.-P., Walter, A.V., 2002. Medium-term changes in suspended sediment delivery to the ocean: consequences of catchment heterogeneity and river management (Rhône River France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 54 (1), 1–18.
- Popescu, I., Lericolais, G., Panin, N., Wong, H.K., Droz, L., 2001. Late Quaternary channel avulsions on the Danube deep-sea fan, Black Sea. *Marine Geology* 179 (1/2), 25–37.
- Showers, J.W., Scheinder, R., Mikkelsen, N., Maslin, M., 1997. Isotopic stratigraphy of Amazon fan sediments. In: Piper, D.J.W., Klaus, A., Peterson, L.C. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Ocean Drilling Program, College Station, TX*, pp. 281–303.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht, J., Spurk, M., 1998. *INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration, 24000-0 cal BP*. *Radiocarbon* 40 (3), 1041–1083.
- Torres, J., 1995. Analyse détaillée du transfert de sédiment du continent vers le bassin: La Quaternaire terminal au large du Delta du Rhône (Méditerranée nord-occidentale). PhD Thesis, Université de Bretagne Occidentale, 353 pp.
- Torres, J., Droz, L., Savoye, B., Terentieva, E., Cochonat, P., Kenyon, N.H., 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.
- 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. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 86 (8), 1441–1462.

### III. CONCLUSIONS GENERALES

Ce dernier chantier, nous permet d'appréhender les phénomènes se déroulant au niveau de la transition entre un état « non-chenalisé » caractérisé par la mise en place de lobes qu'ils soient distaux ou d'avulsion et un état « chenalisé » caractérisé par la mise en place d'un système chenal – levée.

La terminaison actuelle du chenal ne se situe pas dans notre zone d'étude. La campagne PROGRES, effectuée au cours de l'été 2003, a permis de cartographier cette zone située un peu plus au Sud de notre zone d'étude. Les résultats préliminaires (Droz et al., 2003) ont montré que la zone distale du néo-chenal du Rhône est caractérisée par la présence de nombreux chenaux secondaires qui semblent s'initier à partir d'alignements de scours (cicatrices d'érosion).

Notre zone d'étude permet néanmoins de caractériser la dernière avulsion du chenal et de comprendre les phénomènes liés à la mise en place d'un nouveau système chenal – levée.

La dernière avulsion du chenal du Rhône est due au remplissage de ce chenal en aval du point d'avulsion par des sédiments issus d'une déstabilisation de la levée interne du chenal (Droz, 1983). Les études précédentes ont montré que l'avulsion était à l'origine de la mise en place d'une unité de forme lobée allongée dans une direction N – S longue de 60 – 80 km pour 20 à 36 km de large, correspondant au Neofan). L'épaisseur de cette unité pouvant atteindre 70 m d'épaisseur occupe un volume d'environ 30 km<sup>3</sup> pour une surface de 1430 km<sup>2</sup> (Torres et al., 1997 ; Gaullier et al., 1998). Notre étude a montré que l'architecture interne de ce lobe d'avulsion était semblable à celle décrite au niveau des avulsions du système turbiditique de l'Amazone par Flood et al., 1991 et Lopez, 2001. L'unité inférieure (NCU) caractérisée par un faciès sismique chaotique de forte amplitude correspond aux « High Amplitude Reflection Packets » (HARP'S) et la seconde unité au stade chenalisé qui prograde par-dessus.

La mise en place de la première unité (NCU) a rempli une dépression située au pied de la levée de l'ancien chenal du Rhône. Le nouveau profil du fond du chenal présentait alors de fortes ruptures de pentes, entraînant une érosion importante de la levée et des sédiments du fond de l'ancien chenal du Rhône.

Les observations faites au niveau des avulsions du chenal de l'Amazone ont montré que la transition entre les HARP'S et un nouveau système chenal – levée se produisait lorsque le profil du fond du chenal avait retrouvé son équilibre. Au niveau du Néofan du Rhône, le profil du fond du chenal présente toujours des ruptures de pentes importantes. Néanmoins on observe la mise en place du système chenal – levée. La transition entre les deux étapes ne semble donc pas être liée à un phénomène purement physique comme le retour à l'équilibre du chenal d'alimentation mais à un forçage externe, comme un changement important de la nature et du volume des écoulements au sein du système.

La transition entre les deux étapes de mise en place du Néofan, est caractérisée par la mise en place d'un champ de scours qui correspond probablement à une ancienne transition chenal – lobe (Channel Lobe Transition Zone (CLTZ)) (Wynn et al., 2002). Cette zone aurait dû évoluer pour former un chenal orienté NE-SO, mais nos données montrent une bifurcation du chenal vers le Sud. Cette migration pourrait être due à la mise en place de dépôts au débouché du chenal. Ces dépôts visibles sur les profils de sondeur de sédiments très haute résolution (CHIRP) ont créé un obstacle au débouché du chenal, qui a dû migrer vers le Sud.



## PARTIE V : SYNTHÈSE ET DISCUSSION





# SOMMAIRE

<b>I/ COMPARAISON DES LOBES DU VAR ET DU ZAÏRE</b>	<b>234</b>
<b>A/ Le système amont</b>	<b>234</b>
1/ Alimentation des systèmes turbiditiques du Var et du Zaïre	234
2/ Organisation morphologique des éventails turbiditiques du Var et du Zaïre	235
2.1/ Le canyon	237
2.2/ Le complexe chenal-levée	237
3/ Les zones de dépôt distales	238
3.1/ Expression morphologique	238
3.2/ Echofaciès des fonds et lithologie des dépôts	240
3.3/ Chenaux secondaires et axes de transits	243
3.4/ Expression sismique des lobes	243
<b>B/ Mise en place d'un lobe</b>	<b>244</b>
1/ La mise en place d'un lobe : Topographie et compensation	245
1.1/ Connexion entre le système chenal-levée et le lobe	245
1.2/ La morphologie de la zone de dépôt: Le confinement des lobes	245
2/ La chenalisation au niveau des lobes	248
2.1/ Initiation de la chenalisation	248
2.2/ Evolution de la chenalisation	249
3/ Schéma de répartition sédimentaire	250
3.1/ Nature et volume des apports sédimentaires	250
3.2/ Evolution des écoulements et répartition sédimentaire	251
<b>II/ LES LOBES DANS LES SYSTEMES TURBIDITIQUES</b>	<b>255</b>
<b>A / La progradation des systèmes turbiditiques</b>	<b>255</b>
1 / Zone de dépôt en dépression très large : confinement régional	255
2 / Zone de dépôt confinée latéralement : confinement local	256
3 / Zone de dépôt totalement confinée	258
<b>B / Les avulsions</b>	<b>260</b>
<b>C / Influence des variations glacio-eustatiques</b>	<b>261</b>
<b>III/ APPORTS POUR L'EXPLORATION PETROLIERE ET LA CARACTERISATION DES RESERVOIRS TURBIDITIQUES</b>	<b>260</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE</b>	<b>264</b>
<b>LISTE DES FIGURES</b>	<b>267</b>

Dans cette dernière partie, nous rappellerons succinctement les caractéristiques principales des éventails turbiditiques du Var et du Zaïre et les observations faites au niveau des lobes dans ces deux systèmes au travers de chaque outil utilisé. La seconde partie de notre discussion portera sur les différents paramètres qui entrent en jeu dans la construction d'un lobe et dans une dernière partie, nous discuterons de la place des lobes dans les systèmes turbiditiques et préciserons leur rôle dans la construction des systèmes.

## I/ COMPARAISON DES LOBES DU VAR ET DU ZAÏRE

### A/ LE SYSTEME AMONT

Les systèmes turbiditiques du Var et du Zaïre sont deux exemples de systèmes turbiditiques actuels caractérisés par des fonctionnements très différents. Nous allons voir dans cette partie, comment, en fonction des conditions environnementales caractéristiques de ces deux systèmes, se développent et s'organisent ces deux systèmes et plus particulièrement leurs zones de dépôt distales actuelles.

#### 1/ ALIMENTATION DES SYSTEMES TURBIDITIQUES DU VAR ET DU ZAÏRE

Nous allons examiner dans un premier temps le fonctionnement actuel des éventails turbiditiques du Var et du Zaïre et ensuite nous verrons si ce fonctionnement a varié de façon importante au cours du temps en fonction de paramètres forçant extérieurs.

Les caractéristiques des apports sédimentaires aux éventails profonds, sont contrôlées par la taille, le relief et la morphologie générale du bassin versant du fleuve. Elles sont également liées à la nature des terrains traversés qui déterminent la nature et la granularité des sédiments transportés par le fleuve, ainsi qu'aux conditions climatiques qui conditionnent le volume d'eau recueilli par le bassin et la capacité d'érosion (liée à la couverture végétale), et enfin aux contraintes tectoniques régionales et aux variations du niveau marin.

D'un point de vue des fleuves, les éventails du Var et du Zaïre ont un système d'alimentation totalement différent. Il existe un rapport d'environ 1000 entre ces deux fleuves du point de vue des débits liquides, avec un débit liquide moyen annuel pour le fleuve Var d'environ  $50 \text{ m}^3/\text{s}$  (qui peut être multiplié par 10 lors des périodes de crues printanières et automnales) (Mulder et al., 1998) et un débit liquide moyen de  $42\,800 \text{ m}^3/\text{s}$  pour le fleuve Zaïre. On retrouve cette différence importante au niveau des débits solides des fleuves, mais cette fois avec seulement un facteur d'environ 20 entre le fleuve Var, qui a un débit solide de l'ordre  $3,04 \cdot 10^6$  tonnes/an (Mulder et al., 1997) et le fleuve Zaïre, qui a un débit solide de l'ordre de  $55 \cdot 10^6$  tonnes/an (Wetzel, 1993 ; Babonneau, 2002). Même si le fleuve Zaïre est considéré comme l'un des plus grands fleuves mondiaux, deuxième rang mondial derrière l'Amazonie (Babonneau, 2002), son débit solide est comparativement faible. Ceci s'explique par la faible altitude moyenne du bassin versant et surtout par l'*uplift* de la zone côtière ouest africaine qui serait responsable de la perte d'efficacité du transfert de sédiment par le fleuve et du piégeage de la plupart des sédiments alluviaux dans des grands lacs (Bongo-Passi, 1984) et notamment celui de Stanley-Pool situé dans la partie basse du bassin versant. Seules les particules fines, transportées en suspension parviennent à rejoindre l'estuaire. Le matériel sableux, présent dans le système sous marin, provient quasi uniquement des accumulations côtières et estuariennes (Babonneau, 2002).

En ce qui concerne le fleuve Var, les caractéristiques de son bassin versant (altitude assez élevée, fortes pentes) et le climat méditerranéen, confèrent à ce fleuve un régime torrentiel caractérisé par des phénomènes d'érosion importants (Mulder et al., 1997).

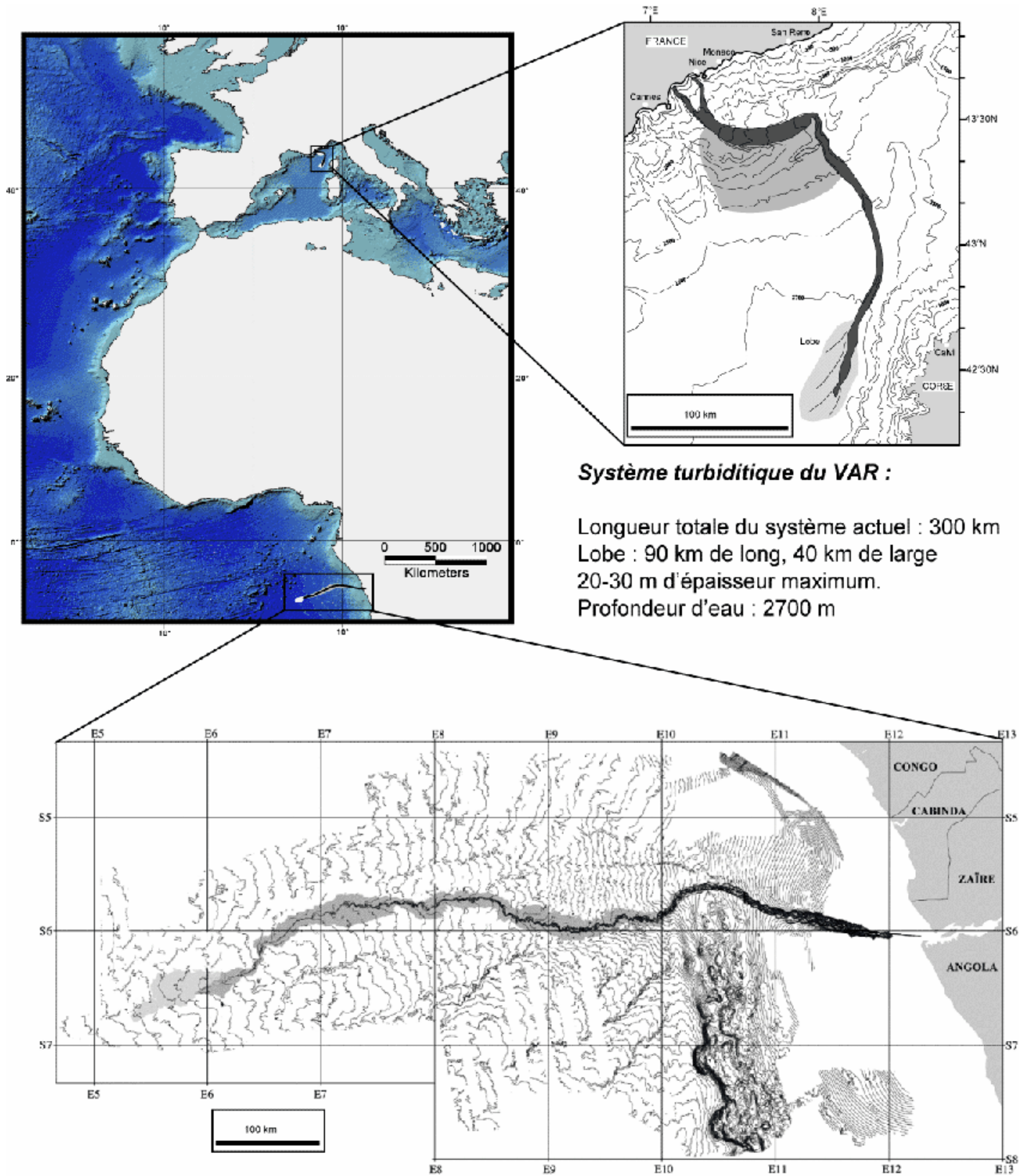
Le fleuve Var est donc relativement beaucoup plus efficace que le fleuve Zaïre en ce qui concerne l'apport de matière en suspension au système gravitaire. Ce qui, comme nous le soulignerons plus loin dans ce chapitre implique des différences essentielles en terme d'initiation et de nature des écoulements transitant dans ces deux systèmes, ces différences conditionnant également les morphologies sous marines induites. Néanmoins, ces deux systèmes ont une caractéristique majeure commune, à savoir la connexion directe du fleuve avec le système gravitaire et cela même en période de haut niveau marin. On observe néanmoins que l'alimentation du système turbiditique du Var a varié au cours du temps (Mulder et al., 1998), à la transition entre le dernier maximum glaciaire et l'Holocène, caractérisée par une forte baisse du régime du fleuve. Dans le cas du système turbiditique du Zaïre, il semblerait que les variations du niveau marin n'ont que peu d'effets sur le volume des apports sédimentaires au canyon, néanmoins, l'étude des terrasses du système amont a mis en évidence une diminution de l'activité dans le système depuis le dernier bas niveau marin (Babonneau et al., 2004).

## 2/ ORGANISATION MORPHOLOGIQUE DES ÉVENTAILS TURBIDITIQUES DU VAR ET DU ZAÏRE

Un premier examen des ces deux éventails, met en évidence de grandes différences dans les morphologies observées, mais aussi des similitudes dans le fonctionnement des deux systèmes.

Le système turbiditique du Var situé dans le bassin Liguro Provençal (Figure 1) s'étend sur une distance de 300 km à partir du delta du Var et couvre une superficie de 16,200 km<sup>2</sup>. Cet éventail est subdivisé en cinq grands domaines physiographiques : la pente continentale incisée par un canyon, la vallée supérieure, la vallée moyenne, la vallée inférieure et la zone d'épandage distale. Le chenal de cet éventail, bordé au Sud par la ride sédimentaire du Var, est caractérisé par une très faible sinuosité. Le chenal présente un seul changement brutal de direction, au passage entre la vallée moyenne et la vallée inférieure. Cette vallée, sans levées incise le fond du bassin et alimente un lobe détaché caractéristique du système turbiditique du Var.

Le système turbiditique du Zaïre se développe sur la marge passive du Congo et de l'Angola, dans la partie méridionale du Golfe de Guinée. Après le canyon et une vallée supérieure incisant le plateau et la pente continentale, le corps de l'éventail est essentiellement composé par la juxtaposition ou l'empilement sur le glacis continental de systèmes chenaux levées et d'unités plus ou moins lobées (Droz et al., 1996 ; Savoye et al., 2000). Plus de 80 chenaux tous attribués au système quaternaire, ont été reconnus et hiérarchisés (Figure 1) (Droz et al., 2003). Le chenal actuel du Zaïre directement connecté à l'estuaire, est long d'environ 1135 km et présente de nombreux méandres (sinuosité de 1,49) (Babonneau, 2002).



**Système turbiditique du VAR :**

Longueur totale du système actuel : 300 km  
 Lobe : 90 km de long, 40 km de large  
 20-30 m d'épaisseur maximum.  
 Profondeur d'eau : 2700 m

**Système Turbiditique du ZAIRE :**

Longueur totale du système actuel : plus de 1000 km  
 Lobes : 100 km de long, 40 km de large  
 50 m d'épaisseur maximum.  
 Profondeur d'eau : + de 5000 m

Figure 1 : Localisation et caractéristiques générales des systèmes du Var et du Zaïre et plus particulièrement de leur zone de dépôt distale actuelle.

## 2.1/ Le canyon

Les canyons des systèmes du Var et du Zaïre, du fait de leur connexion directe avec les fleuves, jouent un rôle très important dans la construction des éventails et donc des zones de dépôt distales. Les canyons des deux systèmes incisent le plateau continental et la pente continentale jusqu'au pied de pente. Les différences majeures observées entre ces deux canyons concernent principalement leurs tailles. Comme pour le système en général, le canyon du Zaïre est beaucoup plus grand que celui du Var. Le canyon du Zaïre (135 km de long pour environ 15 km de large) est plus de 5 fois plus long que celui du Var (25 km), mais les pentes observées dans la partie amont du canyon du Var (11%) sont 10 fois supérieures à celles du Zaïre (1,2 %). Ces deux configurations différentes de canyon reflètent certainement des différences dans le transit des sédiments vers le milieu profond. Le thalweg apparaît étroit et très sinueux dans la partie inférieure du canyon, du fait de la présence à l'intérieur du canyon du Zaïre de petites terrasses construites, alors que dans sa partie haute, il présente de nombreuses marques d'érosion comme de grandes cicatrices de glissements (Babonneau, 2002). La morphologie des flancs du canyon du Var montre également de grandes formes concaves arquées qui suggèrent de grandes cicatrices de glissements ainsi que des sillons d'érosions (*gullies*) (Klaucke et al, 1999). La présence de ces très nombreuses structures érosives à l'intérieur des canyons et la faible proportion de dépôts à l'intérieur du canyon du Var confirment le caractère actif de ce système. Quant au canyon du Zaïre on voit que la construction de corps sédimentaires débute dès la partie amont du système.

## 2.2/ Le complexe chenal-levée

C'est au niveau du complexe chenal-levée, que l'on observe les différences morphologiques majeures entre les deux systèmes.

Dans le système du Var, on ne retrouve pas une configuration classique. Au débouché du canyon, se développe la Vallée Moyenne qui s'étend vers l'Est, sur une distance de 50 km, jusqu'à un obstacle topographique correspondant à une ligne continue de diapirs de sel (évaporites) appelée le « mur de diapirs » (Savoie et al., 1993). Sur sa rive droite, la vallée est bordée par une levée hyper-développée. Cette levée, appelée ride sédimentaire du Var mesure environ 400 m de haut dans sa partie amont, pour ne plus mesurer que 50 m dans sa partie aval. La vallée bifurque brutalement vers le SSE pour former la vallée inférieure. Cette vallée inférieure incise le bassin Liguro-Provençal et forme une entaille de quelques dizaines de mètres de profondeur et de plusieurs km de large sur environ 100 km de long pour disparaître au pied de la pente ouest corse.

Le complexe chenal-levée du système Zaïre est caractérisé par le développement d'un chenal unique, fortement incisé et méandrique, bordé par des dépôts de levées symétriques, qui serpente sur plus de 1000 km. On peut subdiviser ce système en deux grandes sous unités. Le système chenal-levée supérieur est caractérisé par une très forte sinuosité avec des méandres de forme régulière et lisse, et avec des rayons de courbure relativement constants (Babonneau, 2002). A partir d'une profondeur d'eau de 4100 m, la sinuosité du chenal diminue, sa largeur reste constante alors que sa hauteur continue à décroître. Cette zone allant de -4000 m à -4800 m a été appelée système chenal-levée inférieur (Babonneau, 2002).

Les complexes de chenaux-levées sont des zones mixtes où interagissent à la fois des processus de transit et d'érosion (axe du chenal) et des processus de sédimentation (sur les levées). La morphologie des chenaux est fortement influencée par la nature des sédiments transitant par ce chenal. Le système chenal-levée du Var est caractérisé par la présence de deux zones bien distinctes. Dans la première partie du complexe chenal-



levée du système Var la sédimentation est dominée par les processus de débordements. L'étude de la répartition des dépôts sur la ride sédimentaire du Var (Migeon, 2000 ; Jegou, 2002) a montré une évolution amont aval de la granularité des dépôts de débordement sur la ride. Les écoulements transitant par la vallée moyenne du Var se délestent progressivement de la fraction fine contenue dans les écoulements. Dans la seconde partie du système chenal-levée (la vallée inférieure) qui consiste uniquement en un chenal tabulaire assez large qui incise le bassin Liguro-Provençal. Cette évolution vers des écoulements chargés quasi exclusivement en matériel sableux est confirmée par la morphologie observée au niveau de la vallée inférieure où le chenal n'est plus bordé par des dépôts de levées.

Le cas du système chenal-levée du Zaïre, même s'il fonctionne sur le même principe de tri granulométrique des écoulements tout au long du cheminement du chenal, est différent (Babonneau, 2002). Le chenal est bordé sur toute sa longueur par des levées sédimentaires dont l'épaisseur, de l'ordre de 70 m, est constante depuis la partie amont du système jusqu'à environ 850 km puis diminue jusqu'à l'entrée du dernier complexe de lobes. Le chenal actuel du Zaïre se caractérise également par son importante incision depuis le canyon jusqu'à sa partie distale. La connexion du système au fleuve en périodes de haut niveau marin est sans doute une des raisons principales expliquant le maintien cette sur-incision dans le système actuel du Zaïre (Babonneau, 2002). Le déficit en sable au sein des écoulements ne permet pas au canyon de se combler même quand la dynamique est plus faible. La tendance d'évolution du canyon est donc soit de l'incision, soit du transit sédimentaire pur (by-pass). Ce serait cette longue incision qui permettrait de faire remonter la tête de canyon très haut sur le plateau et dans l'estuaire et donc permettrait la connexion entre le système fluvial et le système sous-marin (Babonneau, Comm. Pers.).

L'incision progressive du chenal couplée à la construction de la levée limite les débordements dans la partie amont du chenal. En effet Babonneau (2002), estime que les débordements des écoulements ne se produisent fréquemment qu'à partir d'une hauteur de chenal inférieure à 150 m. Toutes ces caractéristiques impliquent un bon maintien de l'énergie des écoulements, tout au long du système chenal-levée du Zaïre caractérisé par un profil longitudinal régulier jusqu'à l'entrée dans la zone des lobes.

### 3/ LES ZONES DE DEPOT DISTALES

Alimentées par des systèmes chenaux-levées aux caractéristiques différentes, les zones distales de ces deux éventails présentent aussi des caractéristiques bien distinctes. Pour permettre de mieux caractériser ces zones de dépôt distales et d'appréhender les liens entre le contexte géologique, l'architecture et la dynamique des écoulements, nous comparerons successivement les morphologies générales des deux zones de dépôt distales ainsi que leurs caractéristiques acoustiques, leur nature sédimentaire, la chenalisation de ces lobes et leur expression sismique.

#### 3.1/ Expression morphologique

Les zones de dépôt distales des éventails turbiditiques du Var et du Zaïre ont toutes les deux été reconnues à l'aide du sondeur multifaisceaux EM 12 (Figure 2) donnant des informations morphologiques sur ces zones de dépôt.

Le lobe distal du Var se met en place dans la zone la plus profonde du bassin Liguro Provençal (plus de 2500 m de profondeur) située au pied de la marge ouest corse. La vallée inférieure, après un cheminement de 100 km environ sur le fond du bassin, débouche sur une zone dont l'expression morphologique est très faible. Les données du sondeur multifaisceaux montrent l'atténuation progressive de la hauteur du chenal d'alimentation dès l'entrée du lobe. Sa profondeur, de l'ordre de 20 m tout au long de la vallée inférieure

depuis la bifurcation du chenal vers le Sud, passe en quelques kilomètres à des reliefs de moins de 5 m d'amplitude identifiés seulement à partir des données de sondeur de sédiment. Cette atténuation progressive du chenal d'alimentation est due à la perte rapide au niveau du lobe de la capacité de transport des écoulements et au remplissage de ce chenal par le dépôt de ces mêmes écoulements.

Sur le reste de la zone, depuis l'escarpement oriental, situé au pied de la marge ouest corse, jusqu'à la plaine abyssale, les données de sondeur multifaisceaux permettent d'observer seulement la présence de petits renflements qui sont l'expression en surface de l'activité de la tectonique salifère dans la zone (diapirs). Seules les données de sondeur de sédiment, permettent de caractériser des chenaux secondaires de plusieurs centaines de mètres de large pour quelques mètres de profondeur.

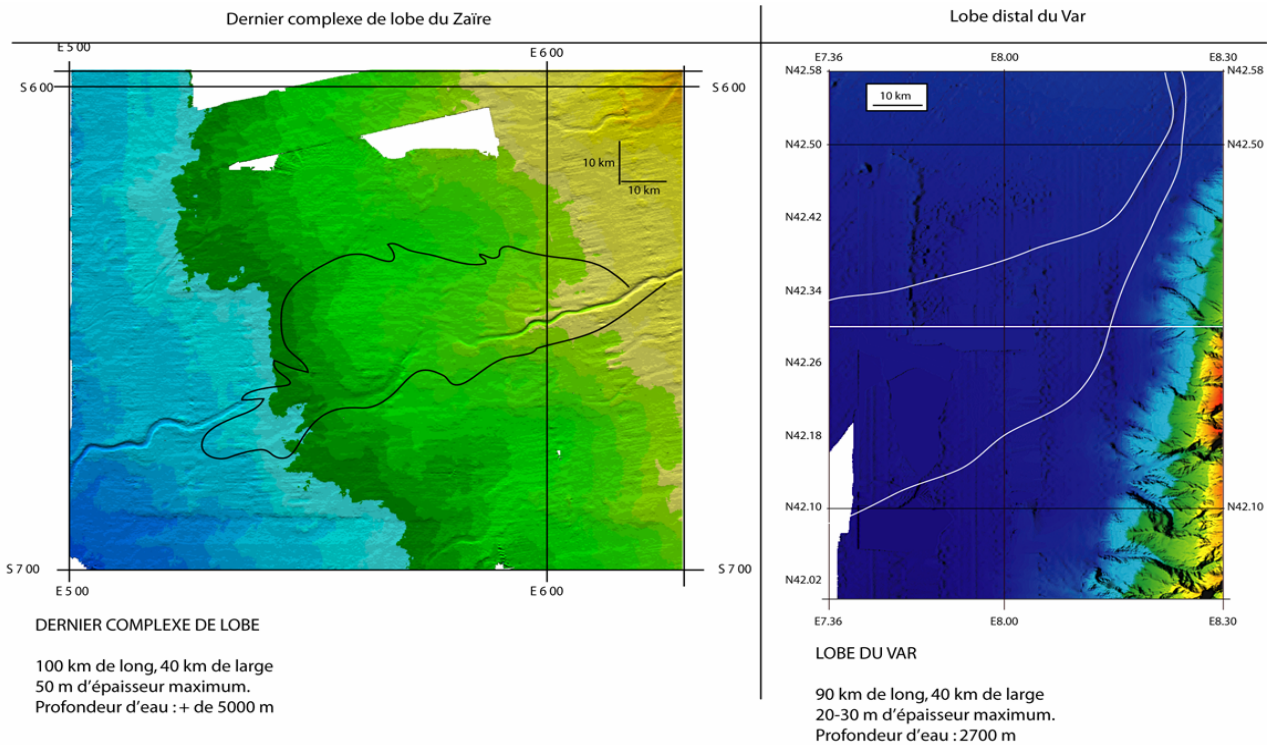


Figure 2 : Cartes bathymétriques des zones de dépôt distales des éventails turbiditiques du Zaïre et du Var.

L'expression morphologique du dernier complexe de lobes du Zaïre, est beaucoup plus forte. Il se met en place dans une zone marquée par d'anciens reliefs sédimentaires, ces derniers dépôts se mettant en place entre des paléo-chenaux encore très bien marqués dans la morphologie (Figure 2). L'organisation générale de la zone montre un chenal principal dont la profondeur diminue vers l'aval et à partir duquel se distribuent des groupes de chenaux secondaires, chaque groupe de chenaux secondaires alimentant une zone de dépôt. En ce qui concerne le corps des lobes, comme le montre la forme des isobathes dans la zone, le dernier complexe de lobes du Zaïre forme un léger bombement topographique. Chaque unité mise en place est caractérisée par une forme assez ramassée qui se termine par un biseau en relief par rapport aux dépôts précédents. Les données de sondeur de sédiment confirment que chaque unité de dépôt constitue un relief sédimentaire dont le toit est généralement tabulaire et dont les bordures présentent des pentes plus accusées. On a vu que les lobes du Zaïre se mettaient en place en progradant par sauts successifs entre plusieurs creux topographiques. A chaque changement de zone de dépôt, le profil longitudinal du fond du chenal est perturbé par l'apparition de nouvelles ruptures de pentes et le système au cours de l'édification du nouveau lobe va éroder progressivement le fond du chenal pour tendre à ramener à un profil lisse le fond du chenal. Ce phénomène

est illustré en amont du dernier lobe du complexe par une zone en érosion due à une érosion rétrogressive du fond du chenal.

Notons que cette expression morphologique ne se retrouve pas au niveau du complexe de lobes nord qui est lui caractérisé par une forme générale très allongée, avec un axe central à partir duquel partent de nombreux chenaux secondaires qui alimentent de petites unités de dépôt. Les lobes nord, contrairement aux lobes actuels, ne forment pas une accumulation sédimentaire en relief par rapport aux dépôts précédents. Même si nous n'avons pas de carottages au niveau du complexe de lobes Nord, l'origine de cette différence peut s'expliquer par un changement des paramètres (fréquence et nature) des écoulements à l'origine de la construction de ces deux zones de dépôt distales. Une diminution de l'activité turbiditique à l'intérieur du système au cours de la dernière remontée du niveau marin (Babonneau et al., 2004), pourrait expliquer les différences entre le lobe Nord et le lobe actuel qui correspondent respectivement aux zones de dépôt distale du dernier bas niveau marin et de la dernière remontée. L'importance du contrôle morphologique sur la mise en place de ce lobe est difficile à définir du fait du manque de profils sismiques dans cette zone.

### 3.2/ Echofaciès des fonds et lithologie des dépôts

Plus que la bathymétrie, l'imagerie acoustique des fonds et les données de sondeur de sédiment, permettent de caractériser l'organisation morphosédimentaire des lobes distaux.

La réponse acoustique des fonds marins à « l'éclaircissement » par un sonar qu'il soit multifaisceaux ou latéral, est très variable, ce qui permet de délimiter des zones de nature sédimentaire différentes et de préciser les phénomènes qui contrôlent la mise en place de ces zones. La répartition générale des faciès de réflectivité des zones de dépôt distales actuelles de ces deux éventails suit un schéma commun, avec des faibles réflectivités (en clair sur les cartes de la Figure 3) se concentrant au niveau des axes centraux des lobes, alors que le corps du lobe se caractérise par des réflectivités plus fortes, qui se détachent des réflectivités plus faibles et homogènes caractérisant l'extérieur des lobes.

Le lobe distal du Var, se distingue par un axe majeur de faible réflectivité situé dans la continuité du chenal d'alimentation du lobe (la vallée inférieure) formant une bande d'environ 75 km de long depuis l'entrée du lobe, pour une largeur qui varie entre 1 et 5 km. Cet axe de faible réflectivité, est souligné de chaque côté par une ligne continue de réflectivité très forte, qui peut être due à un effet de pente lié aux rebords du chenal qui correspond à la zone de faible réflectivité. Sur les bords de la zone de faible réflectivité, se trouvent deux zones de réflectivité plus forte. A l'Est, elle s'organise en plusieurs unités avec un axe central de plus faible réflectivité. A l'Ouest, le schéma de répartition est beaucoup plus diffus avec des axes de faible réflectivité, d'une centaine de mètres de largeur, qui recoupent une zone de réflectivité plus forte. Tous les axes secondaires de petite taille prennent naissance à partir de la zone de faible réflectivité. Sur les profils de sondeur de sédiment, le signal acoustique ne pénètre pas à l'intérieur des sédiments, que l'on se trouve au niveau des axes de transit ou sur le corps du lobe.

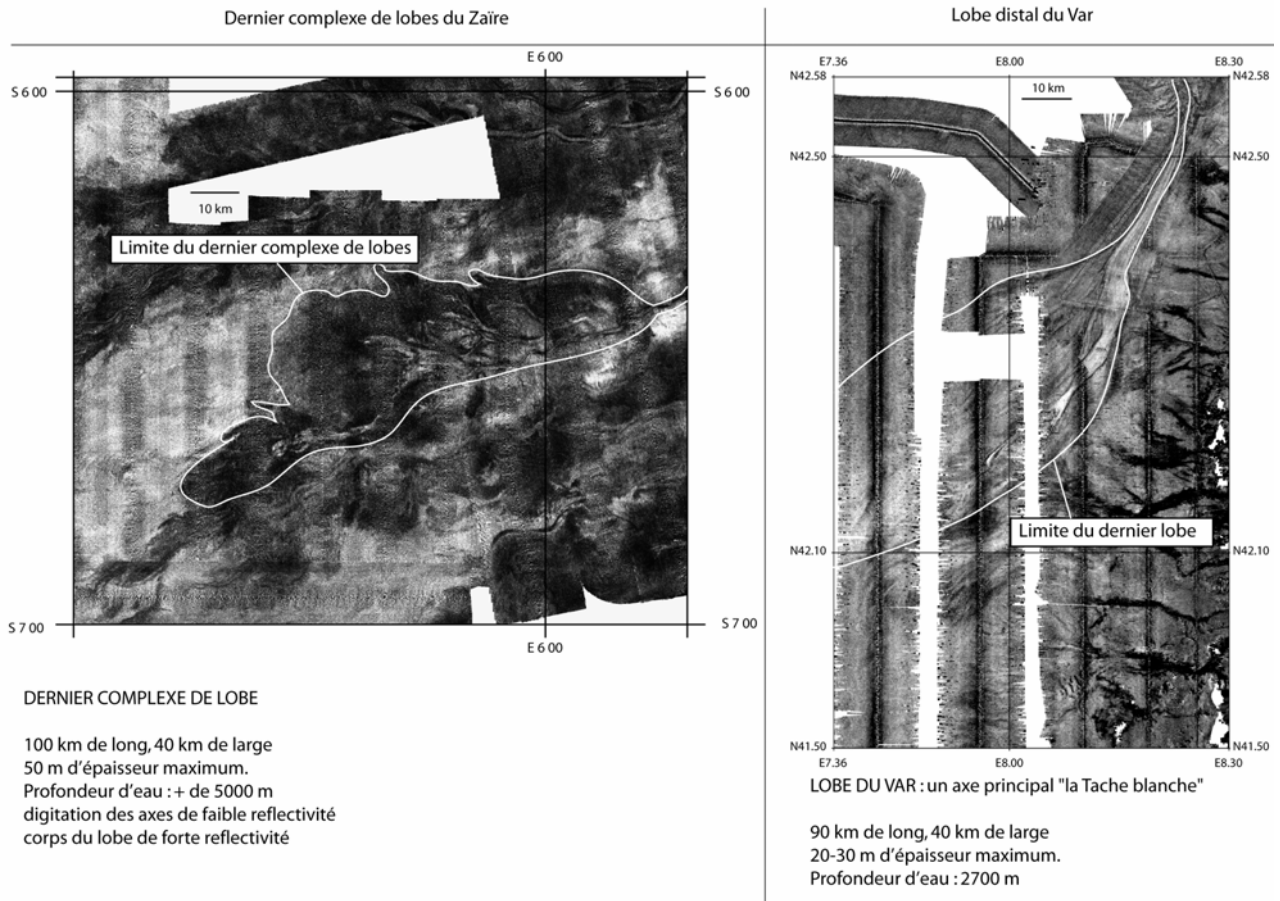


Figure 3 : Cartes de réflectivité EM 12 des zones distales actuelles des systèmes turbiditiques du Var et du Zaïre.

Sur le système du Zaïre, la répartition des réflectivités s'organise d'une manière similaire à celle du lobe du Var, mais de façon un peu plus complexe. On observe plusieurs zones de très faible réflectivité (en blanc sur la Figure 3) qui prennent toutes naissance à partir du chenal actuel. Cette ramification des faciès de faible réflectivité, ne se fait pas de manière anarchique, car elle marque les axes centraux de chaque zone de dépôt. De part et d'autre des axes de faible réflectivité, le corps du lobe est caractérisé par des faciès de réflectivité plus forte dont l'intensité diminue globalement vers la bordure externe des lobes. Néanmoins le corps des lobes peut présenter des variations locales de réflectivité qui, associées aux données de sondeur de sédiment, permettent d'identifier plusieurs sous unités, révélant ainsi leur mise en place en plusieurs étapes. Ce qui est confirmé par l'étude des profils de sondeur de sédiment qui permettent de définir plusieurs sous-unités de dépôts à l'intérieur de chacune des zones de dépôt. La répartition en deux ensembles de réflectivités différentes, ne se retrouve pas sur les profils de sondeur de sédiment. Outre de petites sous-unités de faciès lité à proximité des chenaux correspondant à des dépôts de levée, le reste du lobe est caractérisé par un faciès sourd.

Pour le complexe de lobes du Zaïre, nous disposons également des données de sonar latéral Sar plus détaillées, qui sont cependant uniquement localisées au niveau des axes des chenaux. Les faciès de réflectivité des images Sar correspondent globalement à ceux identifiés sur la carte de réflectivité EM 12. Le détail obtenu grâce aux images Sar en terme de faciès acoustique permet principalement de définir des zones privilégiées de dépôt et de transit au niveau des axes des chenaux. Néanmoins, au niveau du chenal d'alimentation du dernier lobe (Sar 03, Figure 28 du chapitre Zaïre), on peut localement observer un

décalage important entre les faciès acoustiques observés sur l'imagerie EM 12 et ceux observés sur l'image Sar. Les fréquences d'émission de ces deux appareils sont différentes, le Sar émet à une fréquence de 180 kHz et l'EM 12 à une fréquence de 13 kHz, ce qui implique une différence notable de l'amplitude des ondes réfléchies par chaque discontinuité et notamment à l'interface eau sédiment. Les différences observées entre les deux types d'images sont très certainement liées à la différence de pénétration du signal émis par les différents sonars, selon la nature des sédiments en surface. Le Sar révélant une couche très superficielle qui contribue au remplissage plus ou moins total des axes de chenaux.

#### Réalité sédimentologique de ces faciès acoustiques

Au niveau du lobe distal du Var, des campagnes de mesures géotechniques ont été effectuées spécifiquement dans le but de caractériser la nature des dépôts de l'axe de faible réflectivité. Ces données exploitées par Unterseh (1999), soulignent une relation étroite entre les valeurs de réflectivité et la répartition des sédiments, mais la réponse acoustique de la "tache blanche", qui correspond à des sables massifs, vient indiscutablement contredire l'interprétation classique selon laquelle les niveaux de rétrodiffusion les plus bas expriment la présence de sédiments fins et homogènes sur plusieurs mètres (Unterseh, 1999).

Outre la "tache blanche" qui est caractérisée par un faciès homogène de réflectivité faible et par la présence d'un ou plusieurs niveaux sableux massifs, le corps du lobe distal du Var est caractérisé par un faciès de réflectivité acoustique hétérogène, mais qui reste en moyenne assez élevée. Nous avons vu que le corps du lobe pouvait être subdivisé en deux zones de dépôts, l'une orientale et l'autre occidentale, et que la répartition des faciès de réflectivité variait entre la zone orientale et la zone occidentale du lobe. La répartition des sédiments observés à partir des données de carottages, indique que les dépôts superficiels dans ces deux zones sont constitués par la succession de séquences turbiditiques sableuses semblables, entrecoupées par des dépôts plus argileux. La différence de répartition des zones de forte et de plus faible réflectivité proviendrait uniquement du mode de répartition des dépôts dans ces zones. La partie occidentale se met en place dans un espace non confiné, ce qui permet un étalement plus important des sédiments et donc une variabilité latérale de faciès acoustiques et sédimentologiques importante, mais diffère de la partie orientale, qui se met en place plus tardivement, et qui est limitée à l'Ouest par les dépôts de la zone occidentale et à l'Est par le pied de la marge ouest corse. Ce confinement relatif des écoulements a permis une canalisation plus importante et donc une répartition plus axiale des sédiments avec un axe central de faible réflectivité et un corps d'unité de plus forte réflectivité. La granularité plus forte des séquences turbiditiques qui constituent la zone de dépôt orientale, paraît confirmer cette interprétation.

La nature sableuse de l'ensemble du lobe, permet d'expliquer la très faible pénétration du signal sur les profils de sondeur de sédiment.

Sur l'ensemble du dernier complexe de lobes du Zaïre, la répartition des échofaciès et des sédiments superficiels suit un même schéma de distribution concentrique entre les axes de faible réflectivité où se concentrent les sédiments grossiers et le corps des lobes caractérisé par des réflectivités plus faibles et constitué principalement par l'accumulation de séquences turbiditiques argilo-silteuses. La diminution des valeurs de réflectivité vers la bordure externe des lobes, peut s'expliquer par la diminution de la granularité moyenne et de l'épaisseur des dépôts vers la zone aval des lobes. Au niveau des profils de sondeur de sédiment, cette zone est caractérisée par une très faible pénétration et présente localement des hyperboles.

Certains chenaux secondaires des lobes sont partiellement ou totalement comblés par un dépôt très superficiel constitué d'argile très fluide et de faible densité correspondant au dépôt de la queue d'un

écoulement de turbidité, visible sur certains profils de sondeur de sédiment. Comme nous l'avons vu précédemment, le sondeur multifaisceaux ne permet pas d'imager ce type de dépôt très superficiel. La présence de ces dépôts très superficiels fins peut donc provoquer des décalages entre les informations obtenues par ces deux outils différents. La même remarque peut être faite pour le lobe du Var, où les observations vidéo (Scampi) du fond montrent que toute la surface du lobe distal du Var est recouverte par une couche de sédiments argileux très bioturbés non détectés à l'imagerie acoustique EM 12.

### 3.3/ Chenaux secondaires et axes de transits

Une caractéristique commune aux zones de dépôt distales de ces deux éventails turbiditiques, est la présence de très nombreux axes de transit chenalisés à la surface des lobes, dont nous précisons ici la morphologie.

À la surface du lobe distal du Var on observe de très nombreuses dépressions allongées ou sillons d'érosion qui s'organisent en deux ensembles. Le premier est large d'environ 3 km sur une longueur de plusieurs dizaines de kilomètres et sa profondeur de vingt mètres en amont diminue vers l'aval. Il correspond à la zone de faible réflectivité appelée la « tache blanche ». Le second ensemble correspond aux axes secondaires qui prennent naissance à partir de la « tache blanche » et qui sont à l'origine du faciès de réflectivité hétérogène. Ces chenaux secondaires ne dépassent pas une largeur de l'ordre du km, pour une profondeur d'une dizaine de mètres.

Pour le dernier complexe de lobes du Zaïre, on peut caractériser de façon globale la chenalisation, en définissant plusieurs ensembles morphologiques comme dans le cas du lobe distal du Var. Le premier correspond au chenal actuel du Zaïre, qui dans la continuité du complexe chenal levée, contourne les premières zones de dépôts, pour alimenter le lobe situé le plus en aval. Le profil longitudinal du fond de ce chenal, présente une rupture de pente majeure située juste en amont du dernier lobe, montrant que cette zone est en phase d'érosion. Le décalage vertical observé entre le fond des chenaux d'alimentation des premières zones de dépôt et le fond du chenal actuel situé en contre bas, confirme la tendance à la sur-incision du chenal au cours de sa progradation vers les zones de dépôt situées plus en aval.

A la surface de chacune des zones de dépôt, les zones caractérisées par des faibles réflectivités, correspondent aux chenaux secondaires qui alimentent et ont alimenté les différentes unités. L'étude fine de ces morphologies est possible à partir des données de sonar latéral Sar. Les images et les profils de sondeur de sédiment associés, ont permis de montrer, pour une unité de dépôt, une évolution de la morphologie des chenaux d'une zone de dépôt, depuis un chenal unique d'une vingtaine de mètres de profondeur pour plus de 5 km de large, caractérisé par un axe central incisé bordé par deux terrasses d'érosion affectées par la déstabilisation de leur flancs, jusqu'à une succession de chenaux terminaux de quelques mètres de profondeur pour quelque centaines de mètres de large. Cette évolution s'est faite en plusieurs étapes, toutes visibles sur les images Sar, avec deux grands stades successifs intermédiaires, depuis l'amont avec une phase d'incision de l'axe majeur et donc initiation des terrasses et une phase de mise en place d'une ceinture de chenaux divagants.

Les mécanismes de formation et d'évolution des formes de chenalisation en fonction de la nature des écoulements seront discutés en détail dans le paragraphe I/B/2.

### 3.4/ Expression sismique des lobes

La réponse sismique des lobes du Var et du Zaïre est très différente. Deux schémas distincts permettent de les décrire.



Le lobe du Var est globalement caractérisé par un faciès sismique assez homogène, constitué de réflecteurs de forte amplitude continus en configuration parallèle. Une étude plus détaillée des profils permet d'individualiser plusieurs unités limitées par des discontinuités mineures. A l'intérieur de ces unités, on peut distinguer des zones où les réflecteurs sont tronqués et qui correspondraient à des chenaux. L'homogénéité du faciès sismique sur l'ensemble de la zone d'étude confirme l'observation faite à partir des données de carottages montrant que la totalité du corps du lobe, outre l'axe central du lobe, est constituée par une succession de dépôts de séquences turbiditiques sableuses.

Le dernier complexe de lobes du Zaïre est caractérisé, en sismique par une configuration lenticulaire en coupe transversale incluant deux unités de faciès distincts : un faciès de forte amplitude à réflecteurs plus ou moins continus, localisé dans la partie centrale et amont des lobes juxtaposés à un faciès sourd formant le corps du lobe. Cette répartition en deux grandes unités de faciès reflète directement la mise en place des dépôts et à partir des axes chenalisés. En effet les axes des chenaux, caractérisés par des sédiments sableux, correspondent aux zones de forte amplitude, qui s'amincissent puis disparaissent vers l'aval des unités. Le corps du lobe, caractérisé par un faciès sismique sourd, correspond à des dépôts de sédiments argilo-silteux qui s'organisent en séquences granoclassées. La mise en place de sédiments argilo-silteux dans un contexte de débordement de type levée donne généralement un faciès sismique lité que l'on peut retrouver uniquement sur les profils 3,5 kHz sous forme de corps lenticulaires de faible extension en bordure de certains chenaux. On ne retrouve pas ce faciès dans le cas du lobe du Zaïre, même si les profils PasiSar permettent de distinguer quelques rares réflexions internes au faciès sismique sourd. Outre l'absence de niveaux sableux d'épaisseur et de continuité suffisante, ce faciès sourd caractéristique du corps des lobes peut s'expliquer par la faible organisation des dépôts. En effet la surface du lobe est parcourue par de nombreux chenaux secondaires auxquels sont associés des petites zones en érosion ou dépôt, ainsi que des déstabilisations. Plus qu'une déstabilisation en masse postérieure au dépôt, on peut penser que la présence de ces microreliefs serait à l'origine du faciès sourd caractéristique des lobes.

L'expression sismique très différente des lobes distaux pour ces deux systèmes peut être rapprochée de l'environnement de dépôt et des caractéristiques des écoulements atteignant la zone de dépôt distale.

Dans un contexte où la sédimentation est à dominante sableuse (le lobe distal du Var), les dépôts de lobes distaux sont caractérisés par une unité de dépôt sub-horizontale de forte amplitude d'une grande continuité. Bien que l'expression sismique du lobe du Var combinée aux autres informations comme les carottages, évoque un mode de mise en place du lobe du Var de type *Sheet Sand* (Mutti (1985)), l'existence d'une nombreuse chenalisation à la surface du lobe oblige à écarter cette hypothèse, ce concept impliquant une très grande continuité latérale des niveaux sableux et l'absence de chenalisation.

Dans un contexte où la nature des sédiments est plus hétérogène et comporte une fraction argilo-silteuse importante (le dernier complexe de lobes du Zaïre), les dépôts de lobes distaux sont caractérisés par une unité de dépôt plus hétérogène avec une zone de dépôt amont caractérisée par un faciès sismique de très forte amplitude qui correspond aux zones chenalisées et aux dépôts de sables et une zone aval et latérale caractérisée par un faciès sismique sourd formant le corps du lobe et à la mise en place de séquences de dépôts argilo-silteuses.

## **B/ MISE EN PLACE D'UN LOBE**

Dans cette deuxième partie de la discussion, nous dégagerons à partir de l'ensemble des données recueillies sur les trois systèmes (Var, Zaïre et Rhône), les processus sédimentaires et les facteurs qui interviennent dans la mise en place d'un lobe et conditionnent son architecture sédimentaire. Nous avons

souligné dans les différents cas d'étude, l'interdépendance des processus sédimentaires et des facteurs tels que la morphologie du bassin, la nature de l'alimentation, sur la dynamique des écoulements, la répartition des dépôts et l'architecture sédimentaire des lobes distaux. Nous insisterons successivement sur trois points : les processus de compensation topographique, la création et l'évolution des chenaux et la ségrégation des dépôts.

## 1/ LA MISE EN PLACE D'UN LOBE : TOPOGRAPHIE ET COMPENSATION

La construction d'un lobe dépend de plusieurs paramètres morphologiques, comme les caractéristiques du système amont et la forme du réceptacle au sein duquel vont se concentrer les écoulements et donc les dépôts.

### 1.1/ Connexion entre le système chenal-levée et le lobe

Même si les caractéristiques morphologiques et le fonctionnement des chenaux d'alimentation des lobes sont différents, les trois cas d'étude du Var, du Zaïre et du Rhône montrent une continuité directe entre le chenal d'alimentation et les lobes. En effet, cette continuité n'est pas un caractère commun à tous les systèmes turbiditiques. Des exemples de non connexion entre le système amont et le lobe ont été montrés dans des systèmes de petite taille où le système chenal levée est inexistant (Wynn et al., 2002). Ces auteurs délimitent une zone appelée *Channel-Lobe Transition Zone* (CLTZ), qui sépare les dépôts de lobe du système d'alimentation. Cette CLTZ est caractérisée par la présence de très nombreuses structures érosives comme des scours, des sillons d'érosion et des chevrons associées à des accumulations sédimentaires de type *sediment waves*. Il semble que des conditions environnementales spécifiques soient indispensables pour développer une CLTZ, correspondant à la zone de *by-pass* définies par Mutti and Normark (1987). Une relation directe, entre la taille des systèmes turbiditiques et la taille des CLTZ, peut être établie (Wynn et al., 2002). Elle illustre directement les distinctions faites entre les différents grands types d'éventails et de fait les différences en terme de volume, de nature et de vitesse des écoulements, la zone de *By-pass* étant d'autant plus importante que la compétence des écoulements est grande (Mutti, 1985).

L'unique présence de scours dans une zone distale, ne permet pas d'identifier une zone de CLTZ. C'est ce que l'on observe dans le cas du Néofan du Rhône (Voir discussion du chapitre Rhône), où la zone d'apparition des scours ne correspond nullement au débouché actuel du chenal. La campagne PROGRES, a permis de cartographier plus au sud, la terminaison distale du chenal actuel du Néofan. On y retrouve des scours qui s'amalgament pour donner naissance à un chenal alimentant des unités lobées (Droz, L. pers.com.).

La définition même d'un lobe est, comme celle de la continuité entre le chenal et le lobe, sujette à l'interprétation suivant les outils, les échelles et les critères de distinction utilisés.

### 1.2/ La morphologie de la zone de dépôt: le confinement des lobes

Au débouché des systèmes chenaux-levées, la morphologie préexistante de la zone de dépôt peut être très différente en fonction du contexte morfo-structural et de la présence de reliefs sédimentaires antérieurs liés à l'activité du système turbiditique. La morphologie de la surface de dépôt va également évoluer au fur et à mesure des dépôts, ce qui entraîne la modification de la zone de dépôt.

La morphologie préexistante, en concentrant les écoulements dans une zone en dépression ou en permettant la dispersion et l'étalement sur une grande surface, joue un rôle primordial sur la mise en place du lobe distal d'un système turbiditique. Deux cas limites peuvent être envisagés pour caractériser la zone de

dépôt : soit la zone de dépôt est confinée entre plusieurs obstacles morphologiques correspondant à d'anciens complexes de chenaux et lobes (cas du Zaïre) (Figure 4) ou à des obstacles liés à l'activité tectonique de la zone (cas des systèmes est corse (Gervais, 2002), du système du Monterey (Klaucke et al., 2004)) ; soit la zone est plane et ne présente pas de reliefs majeurs (cas du Var), ce type de zone peut être assimilée au fond d'un bassin sédimentaire (Figure 5).

#### *Zone de dépôt confinée (cas du système turbiditique du Zaïre) (Figure 4)*

Dans le cas du Zaïre, le système de lobes se met en place dans des dépressions laissées entre les reliefs créés par les anciens lobes ou chenaux-levées. Dans une zone où se succèdent plusieurs dépressions, ces zones en creux deviennent alors le lieu privilégié de concentration des écoulements. Un déséquilibre du profil longitudinal du chenal se crée quand le chenal atteint la bordure amont d'une cuvette dont la pente est supérieure à la pente générale de la zone. Cette rupture de pente implique une accélération des écoulements gravitaires qui arrivent dans la zone qui se marque alors par une érosion régressive de la pente amont de la dépression. Cette érosion s'exprime par la présence de structures érosives de type scours et autres sillons d'érosion, dans le fond de la cuvette. Ces structures érosives, sont bien visibles dans l'exemple du Néofan du Rhône ou le lobe le plus récent du Zaïre. Elles seraient masquées dans les lobes plus matures du Var et du Zaïre. Cette zone d'érosion correspond probablement à une CLTZ au sens de Wynn et al. (2002). Nous discuterons dans les paragraphes suivants l'importance de cette phase dans l'initiation de la chenalisation au niveau des lobes. Le produit de ces nombreuses érosions (bordure amont de la cuvette et de la CLTZ), associé aux apports par les courants gravitaires, s'accumule au centre de la dépression. A ce stade de la construction d'un lobe, la zone amont se comporte comme une zone d'érosion alors que plus en aval ce sont les phénomènes d'aggradation qui dominent (schémas 2 et 3 de la Figure 4).

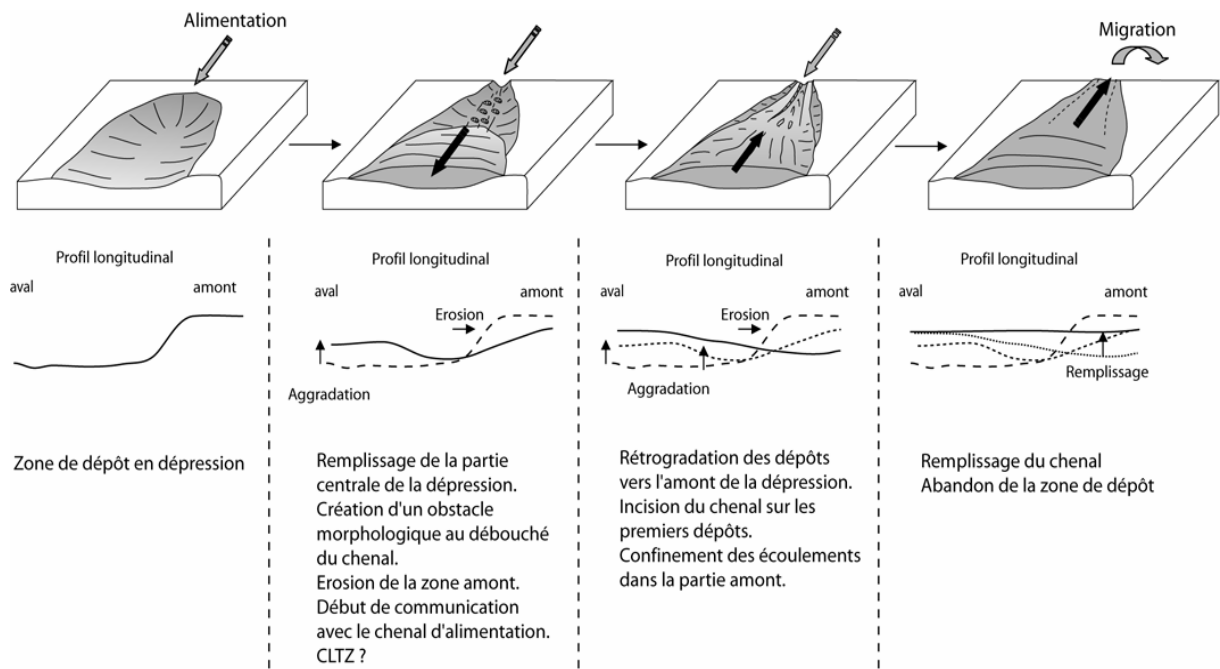


Figure 4 : Mise en place d'un lobe dans une zone en dépression (confinement important des écoulements).

L'érosion régressive en amont et l'aggradation au centre de la dépression tendent à réduire la pente du profil longitudinal de la zone. La mise en place des premiers dépôts dans le centre de la dépression aboutit à la création d'un obstacle morphologique frontal, qui empêche la progradation des dépôts vers le large.

L'étape suivante est donc le remplissage par compensation de toute la zone amont de la cuvette et enfin du chenal d'alimentation. Cette dernière étape conduit à l'abandon de la zone de dépôt au profit d'une nouvelle zone située en contre bas. Nous discuterons plus en détail tous les phénomènes qui se produisent lors de cette migration des dépôts un peu plus loin dans ce chapitre.

### *Zone de dépôt peu confinée (cas du système turbiditique du Var) (Figure 5)*

Ce second cas correspond à la mise en place d'un lobe dans une zone de dépôt non confinée. L'absence d'obstacle morphologique majeur au débouché du chenal, permet l'étalement et la dispersion des écoulements sur une grande surface. Dans ce cas, on ne rencontre pas de ruptures de pentes majeures à l'entrée de la zone de dépôt. Le profil longitudinal est donc lisse, sans la mise en place d'une zone de transition de type CLTZ entre le chenal d'alimentation et les dépôts de lobe. Les premiers écoulements vont donc déposer leur matériel au débouché du chenal, alors qu'à l'intérieur du chenal l'érosion domine, ce qui conduit à la distinction de deux zones, une zone aggradante au débouché du chenal et une zone en érosion ou *by-pass* dans l'axe du chenal. Lors de la mise en place des dépôts au débouché du chenal, la distribution des sédiments est beaucoup plus radiale que dans le cas d'une zone de dépôt confinée où les dépôts se mettent en place de façon beaucoup plus longitudinale. La pérennisation des axes de transit dans la zone amont du lobe conduit à l'individualisation d'un axe principal. Au niveau de ce chenal les phénomènes d'érosion dominent et impliquent une incision progressive sur les premiers dépôts mis en place au débouché du chenal. La combinaison des phénomènes érosifs dans l'axe du chenal et de dépôts au débouché du chenal tend comme dans le cas de la zone de dépôt confinée, à créer un obstacle morphologique qui confine les écoulements dans la partie amont du lobe et aboutit au remplissage du chenal. Cette dernière étape conduit à l'abandon de la zone de dépôt et à la migration latérale par compensation de la zone de dépôt du lobe.

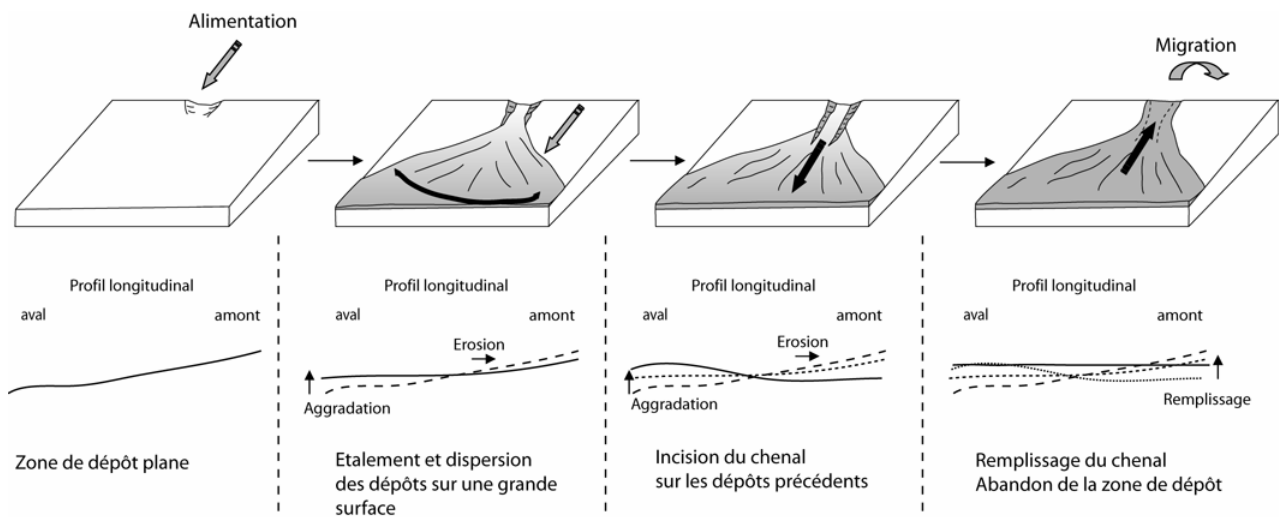


Figure 5 : Mise en place d'un lobe dans une zone sans reliefs majeurs (pas de confinement régional des écoulements).

### *Abandon et migration d'une zone de dépôt*

Quelle que soit la forme de la zone de mise en place des lobes, la dernière phase de construction du lobe est le remplissage du chenal amont du lobe. Ce remplissage de la partie amont des zones de dépôt, illustre directement l'impact d'un facteur autocyclique lié à un relief frontal progressivement créé par les dépôts

successifs. Ce processus a déjà été montré au niveau des lobes des petits systèmes est corse (Gervais, 2002) et est très bien illustré au niveau de la mise en place de la zone de dépôt intermédiaire du dernier complexe de lobes du Zaïre, où l'on observe la mise en place de sous unités rétrogradantes qui aboutissent au comblement du chenal d'alimentation de la zone de dépôt. L'alimentation continue en amont force la migration des écoulements vers une autre zone de dépôt. En fonction de la morphologie du fond, la migration sera essentiellement latérale par pivotement du chenal d'alimentation dans sa partie distale (exemple des migrations des lobes du Var) et soit le déplacement latéral s'accompagnera d'une migration longitudinale (exemple du dernier complexe de lobes du Zaïre), l'emplacement des nouvelles zones de dépôt dépendant de la morphologie générale de la zone de dépôt.

Sur une zone plane, la migration va être contrainte par les reliefs créés par la mise en place des lobes précédents. On assiste à une migration latérale des lobes successifs par compensation. Le lobe suivant sera localisé dans le creux topographique créé latéralement. Ce type de migrations latérales successives se poursuit tant qu'il reste de l'espace disponible. Pour le dernier lobe du Var, on observe ce type de migration latérale pour les trois unités principales qui constituent la zone de dépôt distale du système turbiditique, mais on constate également que la zone de dépôt de la dernière unité entre les dépôts des premiers lobes et le pied de la marge ouest corse, est beaucoup plus confinée que les précédentes. On a donc un passage progressif d'une situation où les écoulements n'étaient pas confinés à la situation inverse où les écoulements sont concentrés vers le centre d'une dépression créée par la mise en place des dépôts précédents.

Dans le cas d'une zone de dépôt plus accidentée, caractérisée par la présence de nombreux haut et bas topographiques, qui correspondent soit à des objets sédimentaires anciens tels que des systèmes chenaux levées ou des lobes (cas du dernier complexe de lobes du Zaïre) mais aussi à des objets géologiques liés à l'activité tectonique de la région tels que des fracturations ou des remontées de matériels profonds (cas du Monterey fan (Klaucke et al., 2004)). La morphologie de la zone de dépôt est beaucoup plus complexe, et les nombreuses dépressions vont tour à tour canaliser les écoulements. Le remplissage de ces dépressions, par les processus décrits dans le paragraphe précédent, aboutit à la progradation du système de lobes vers le large par étapes successives.

## 2/ LA CHENALISATION AU NIVEAU DES LOBES

L'analyse des différents chantiers de cette étude, associée aux observations tirées de la littérature, a montré que la surface des lobes est caractérisée par la présence de très nombreux chenaux dont la taille et l'organisation à la surface du lobe varie suivant la nature des sédiments qui constituent les lobes. Dans ce paragraphe, sont détaillés et discutés les processus à l'origine de la chenalisation, ses caractéristiques morphologiques et son évolution dans le temps.

### 2.1/ Initiation de la chenalisation

Nous venons de voir qu'une des étapes principales de construction d'un lobe est l'apparition d'une chenalisation dans la partie amont de l'unité. Dans les cas étudiés, nous n'avons pas mis en évidence un simple transfert du système chenal-levée vers l'aval en progradant sur ses dépôts distaux. Pour le dernier lobe du Var, le chenal d'alimentation est dépourvu de levées mais est en continuité directe avec les chenaux amont du lobe. Le dernier lobe du complexe du Zaïre est quant à lui séparé du système chenal-levée par une zone en érosion tout comme le lobe distal du Neofan du Rhône qui est séparé du système chenal-levée par une zone caractérisée par la présence de nombreux scours amalgamés qui jouent le rôle d'axes de transit privilégiés pour les écoulements (Droz ; pers.comm.). Ces caractéristiques permettent de penser que l'initiation de la chenalisation au niveau des lobes se fait dans la continuité du chenal d'alimentation par

pérennisation et amalgamation de structures érosives (Figure 6). Ces structures érosives aux débouchés des chenaux ont été observés également dans de nombreux exemples de systèmes de petite taille (CLTZ : Wynn et al., 2002).

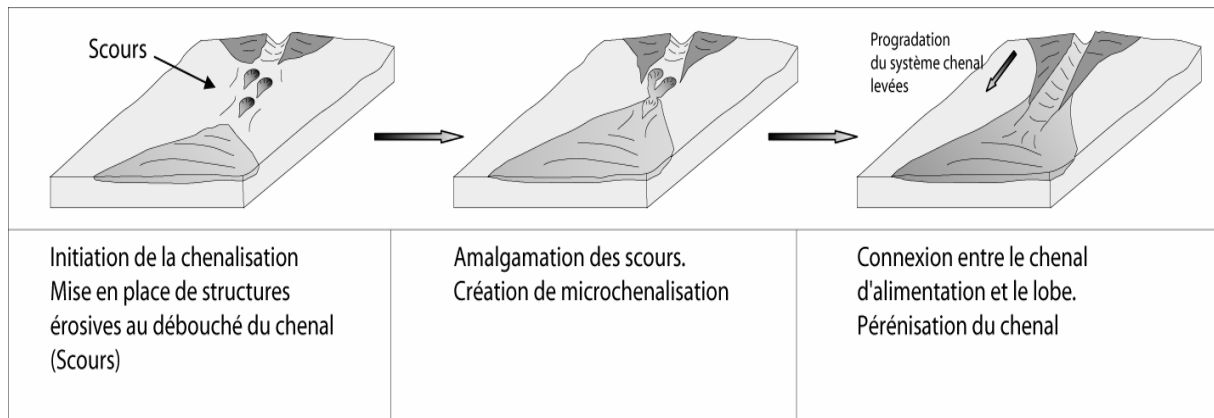


Figure 6 : Schémas illustrant l'initialisation de la chenalisation au niveau des lobes

## 2.2/ Evolution de la chenalisation

La chenalisation est un paramètre très important du contrôle de la sédimentation dans les lobes. A partir des exemples étudiés, nous avons vu que cette chenalisation mature est caractérisée par un axe central bien individualisé duquel partent des chenaux secondaires. Cette configuration semble être une constante aux différents exemples de lobes de cette étude, mais aussi de ceux pris dans la littérature, par exemple la zone de dépôt distale de l'éventail turbiditique du Mississippi (Twichell et al., 1991 ; Twichell et al., 1992).

Ce type d'architecture est dans la réalité beaucoup plus complexe et évolue en fonction de la nature des sédiments qui arrivent au niveau du lobe. Il existe en effet un lien étroit entre la nature des sédiments constituant le lobe et la forme du chenal. Les lobes à dominante sableuse présentent des morphologies radiales assez simples avec des chenaux rectilignes et qui se dispersent à partir d'un axe principal (Figure 7). Les lobes à dominante argileuse, vont présenter des morphologies plus complexes. Les données acoustiques de sonar latéral, que ce soit le TOBI sur le *Monterey fan* (Klaucke et al., 2004) ou le Sar sur le Zaïre, montrent une évolution des morphologies très nette depuis la zone amont des lobes jusqu'à la zone aval. Ces changements décrivent une évolution de la chenalisation entre des formes matures et de longue durée de vie des chenaux (échelle du millier d'années) vers une chenalisation plus éphémère et divagante (échelle de quelques écoulements).

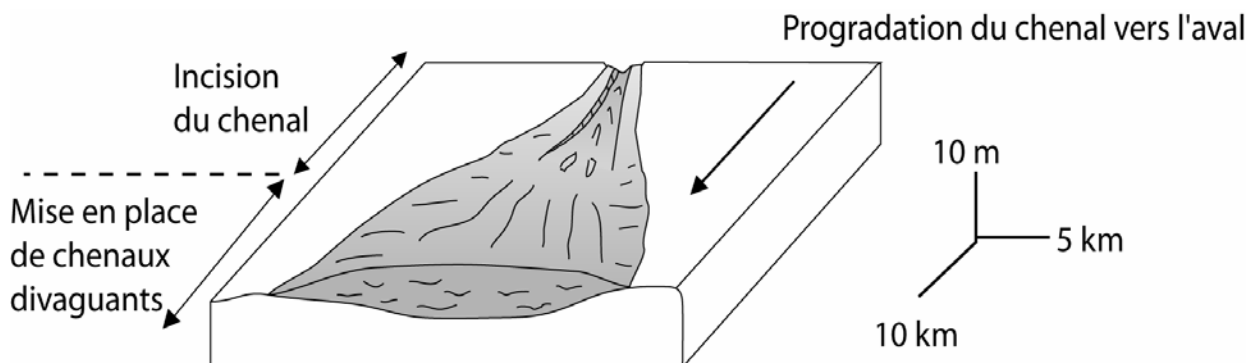


Figure 7 : Schéma illustrant les différents types de chenalisation au niveau d'un lobe



La combinaison des processus de dépôt et d'érosion des écoulements dans les chenaux permet une construction et un entretien continu de la chenalisation dans la zone amont des lobes. La partie la plus distale des lobes est caractérisée par la présence de chenaux de très faible profondeur (quelques mètres) et larges d'une centaine de mètres au maximum. Ce réseau très dense de chenaux, dont beaucoup apparaissent comblés, confirme le caractère éphémère de ces chenaux distaux, mais il est possible qu'ils ne soient pas réempruntés ou que dans très peu de cas, par les écoulements suivants. Comme envisagé pour le Mississippi (Twichell et al., 1992), chaque écoulement pourrait créer son propre chenal dans la phase initiale et le combler partiellement dans sa phase finale. Cette caractéristique est également confirmée par la présence au débouché de ces chenaux de petites zones de dépôt qui sont bien visibles sur les images de sonar latéral, mais dont l'épaisseur est trop faible pour être visibles sur les données de sondeur de sédiments. Chacune de ces zones de dépôt, que nous avons appelé « précurseur de lobe » dans le dernier complexe de lobes du Zaïre correspondent aux dépôts les plus distaux de chaque écoulement.

Un peu plus en amont ce réseau de micro chenaux s'organise selon un axe assez large que l'on peut qualifier de ceinture de chenaux. Le caractère éphémère des chenaux a disparu et les passages successifs des écoulements entraînent l'abandon de certaines portions des chenaux au profit d'autres et entraînent la création de hauts topographiques qui isolent des portions de chenal. L'entretien d'un axe principal et le remplissage des portions abandonnées par les dépôts de débordements liés au passage des écoulements successifs vont progressivement conduire à la morphologie finale que l'on peut qualifier de morphologie mature, caractérisée par la présence de terrasses en bordure d'un chenal unique incisé.

Les bordures de l'axe principal, mais aussi des flancs externes des terrasses, s'entretiennent par érosion et déstabilisation. Les écoulements, lors de leur passage, arrachent aux flancs du chenal des portions de parois, que l'on retrouve en amas de blocs, pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres de long et de large. La présence de blocs en bordure du chenal de la partie amont d'un lobe n'est pas une caractéristique particulière du dernier complexe de lobes du Zaïre, en effet, ils sont également décrits au niveau du lobe distal (Channel Mouth Lobe) de l'éventail du Monterey (Klaucke et al., 2004). Les observations de ces blocs et les hypothèses pour l'origine de ces blocs faites par ces auteurs sont conformes à celles faites sur le dernier complexe de lobes du Zaïre.

### 3/ SCHEMA DE REPARTITION SEDIMENTAIRE

Nous venons de souligner l'importance de la chenalisation à la surface des lobes. En fonction de la nature de l'alimentation, la chenalisation va avoir en retour un impact important sur l'évolution de ces écoulements sur l'ensemble d'un lobe et donc sur la répartition des sédiments dans ce lobe.

#### 3.1/ Nature et volume des apports sédimentaires

Les différentes morphologies de lobes, depuis leurs formes globales jusqu'aux micromorphologies présentes à leur surface, dépendent directement de la nature des apports aux systèmes de lobes. Nous avons vu, plus haut dans ce chapitre, que les systèmes du Var et du Zaïre étaient caractérisés par des architectures globales très différentes, probablement du fait de la nature des apports dans le système. Le transit des sédiments, par l'intermédiaire des courants gravitaires depuis le canyon jusqu'aux lobes, s'accompagne de transformation des écoulements en terme de concentration des différentes fractions granulométriques et des modes de maintien en suspension des particules. Le système chenal-levée situé en amont des lobes joue un rôle de « trieuse à sédiment » et concentre les écoulements en sédiments grossiers. En effet, la fraction grossière dans les dépôts de débordement situés à la terminaison de la ride sédimentaire du Var (Migeon,

2000 ; Jegou, 2002) comme sur la levée distale du chenal actuel du Zaïre (Babonneau, 2002) est beaucoup plus importante qu'au niveau des autres portions du système chenal levée. La concentration en particules grossières des écoulements va conditionner la dynamique des écoulements et les structures de dépôts. Les granoclassements normaux, ainsi que les bases nettes à érosives observées dans les carottes prélevées sur les levées distales et au niveau des corps des lobes montrent que ces dépôts sont issus de courants turbulents (Middleton and Hampton, 1973). Dans les dépôts des axes de chenaux, la présence de blocs anguleux plus ou moins contournés au sein et au sommet des séquences massives de sable, indiquent aussi des dépôts issus d'écoulements de forte densité ayant un comportement laminaire.

On rencontre ces deux types de dépôts (séquences granoclassées et sables massifs) associés au sein d'un lobe. Les mécanismes de transport et de dépôts des écoulements sont différents. On peut penser que les écoulements alimentant les lobes sont d'une part des courants de forte densité caractérisés par une partie basale laminaire qui met en place les dépôts de sables massifs surmontée d'une partie supérieure turbulente qui elle met en place des séquences granoclassées (Mulder et al., 1997 ; Postma et al., 1988), d'autre part des bouffées turbides.

### 3.2/ Evolution des écoulements et répartition sédimentaire

Lors de son arrivée au niveau du lobe de nouvelles transformations de l'écoulement vont se produire, avec le passage d'un état confiné maintenant la compétence de l'écoulement (à l'intérieur du système chenal-levée) et un état non confiné réduisant rapidement, par perte d'une partie de la charge sédimentaire, la compétence de l'écoulement. Les processus d'érosion à l'intérieur du chenal peuvent être très importants. Ils prennent une importance particulière lorsque le chenal présente une forte rupture de pente en amont de la zone de dépôt (cas du Zaïre). Le chenal incise alors pour retrouver un profil longitudinal plus lisse. Le produit de cette érosion régressive du fond et des bordures du chenal est incorporé, généralement sous forme de galets d'argile, à la base sableuse des écoulements.

L'analyse des faciès sédimentaires (classification issue de Mutti, 1992) présents dans les prélèvements, permet d'individualiser deux modèles de distribution des sédiments en fonction de la nature des apports et du type de la chenalisation des écoulements au sein du lobe.

Dans le cas des systèmes à dominante argileuse (cas du système turbiditique du Zaïre) (Figure 8 et Figure 9), on peut distinguer nettement par la quantité de sédiments grossiers dans les dépôts, deux grands ensembles correspondant pour le premier aux axes de chenaux et pour le second au corps du lobe. Dans le chenal amont, on retrouve les sédiments les plus grossiers sous forme de sables massifs mis en place par la décélération rapide de l'écoulement lors de son entrée dans le lobe. Au dessus de ces sables massifs, on peut trouver un faciès sédimentaire caractéristique de *debris flow*. Ce faciès résulte de l'incorporation au sein de l'écoulement de galets d'argile provenant de l'incision du chenal en amont du lobe, mais aussi de l'érosion des bordures du chenal. Parallèlement au délestage d'une partie du matériel sableux des écoulements, on observe des débordements sur les terrasses et sur les bordures du chenal d'une partie du matériel fin du nuage turbulent qui constitue la partie supérieure de l'écoulement.

Dans son cheminement vers l'aval le courant continue à déposer la fraction la plus grossière dans l'axe des chenaux et une partie des sédiments fins se déposent sur les bordures, ce qui contribue à la construction du corps du lobe et au comblement des bras de chenaux abandonnés et donc à l'édification de terrasses, qui sont des éléments architecturaux typiques de la partie amont des lobes à dominante argileuse. Encore plus en aval, les chenaux se ramifient. Dans cette zone, les écoulements se délestent des sédiments grossiers et ne déposent plus que des séquences silto-argileuses, à granoclassement normal, mises en place par le nuage turbulent de l'écoulement.

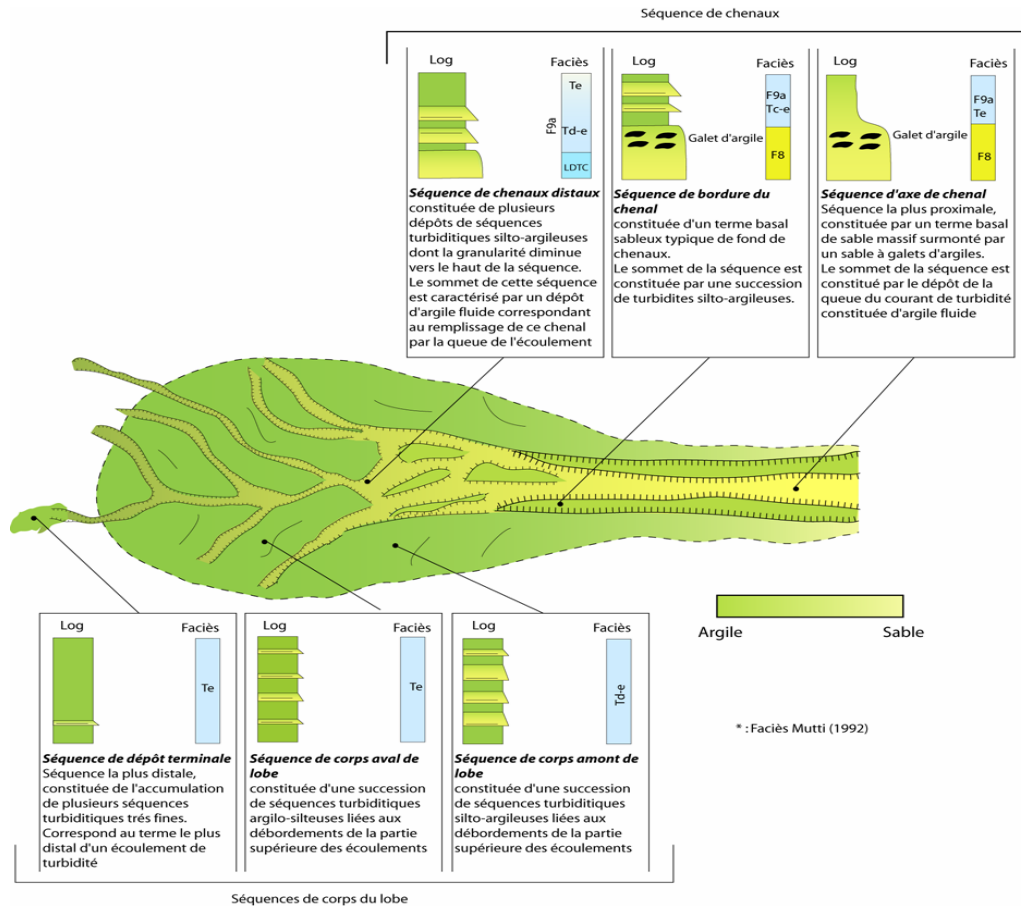


Figure 8 : Répartition amont aval des séquences de dépôts au sein d'un lobe à dominante argileuse. La nomenclature des faciès sédimentaire est basée sur la classification de Mutti (1992).

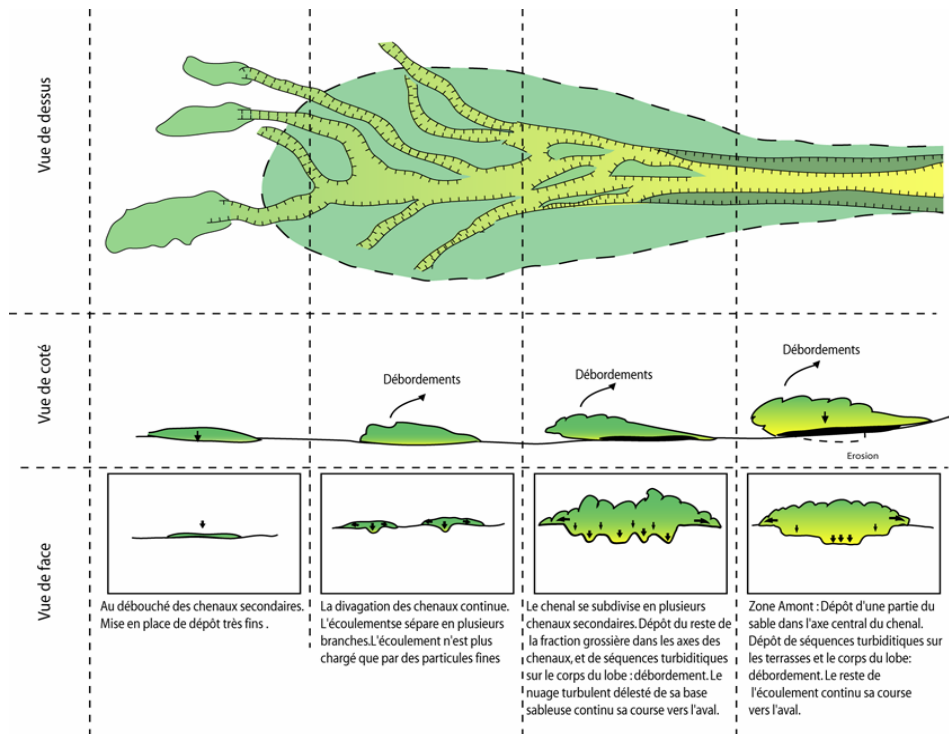


Figure 9 : Evolution amont-aval des écoulements au sein d'un lobe à dominante argileuse.

Dans le cas des systèmes à dominante plus sableuse (cas du Var) (Figure 10 et Figure 11) on retrouve également un découpage entre les dépôts des axes de chenaux et ceux du corps du lobe. Les différences de taille de grains entre ces deux ensembles sont beaucoup moins importantes que dans le cas des systèmes à dominante argileuse. Les écoulements qui arrivent au niveau des lobes sont très concentrés en sédiments grossiers. Le comportement de ces écoulements est alors dominé par des flux laminaires même si probablement un fin nuage turbulent y est associé. Le comportement laminaire des écoulements produit un effet au niveau des séquences de dépôts qui peuvent présenter un granoclassement inverse, lié au tri dynamique et au gradient de vitesse croissant vers le haut (Middleton, 1967). Ce comportement laminaire est également attesté par la rareté des traces d'érosion.

Dans les axes des chenaux on retrouve des niveaux de sable amalgamés qui peuvent contenir des galets d'argiles issus de l'érosion au sein du chenal d'alimentation. Un peu plus en aval, ces paquets de sables massifs peuvent s'intercaler avec des séquences turbiditiques sableuses. En bordure de l'axe central se développe une chenalisation secondaire qu'emprunte une partie des écoulements. Dans cette zone médiane du lobe, les écoulements mettent en place des séquences silto-sableuses granoclassées positivement. En se délestant de la fraction la plus grossière de ses sédiments dans la partie amont du lobe, les écoulements passent progressivement d'un mode de transport des grains laminaire de type grain flow à un mode de transport mixte avec une base laminaire massive surmontée d'une partie turbulente assez fine, que l'on peut retrouver dans les dépôts sous la forme d'un terme basal de sables massifs surmonté par des séquences granoclassées que l'on retrouve au niveau du corps du lobe. Il en découle une gradation des dépôts, entre les sables massifs en amont et les turbidites au niveau du corps du lobe.

Nous venons de voir que les différences observées à l'échelle d'un lobe, des formes de chenalisation et de la distribution des faciès sédimentaires dépendent très directement de la nature de l'alimentation. Les caractéristiques physiques des écoulements, conditionnées par les proportions relatives de sable et d'argile, qui sont soit laminaires, soit turbulents, impliquent des morphologies et un schéma de répartition des sédiments très différents. Les morphologies les plus contrastées s'observent dans les systèmes à dominante argileuse où les écoulements sont caractérisés par un important nuage turbulent dans leur partie supérieure. Les phénomènes d'érosion dominent dans la partie amont des lobes, comme dans le chenal d'alimentation du Zaïre sur incisé. Dans la partie aval des lobes on observe un très grand nombre de chenaux secondaires éphémères, peut être même empruntés que par l'écoulement qui les a créés. Cette caractéristique implique une discontinuité importante des dépôts au niveau du corps du lobe.

Lorsque au contraire, on observe des morphologies beaucoup plus douces et planes, on se trouve généralement dans le cas de systèmes turbiditiques à dominante sableuse. Les écoulements dans ce cas sont caractérisés par un comportement laminaire. On observe généralement une bonne continuité latérale des dépôts sur l'ensemble du lobe qui découle de l'étalement important des écoulements sur l'ensemble du corps du lobe.

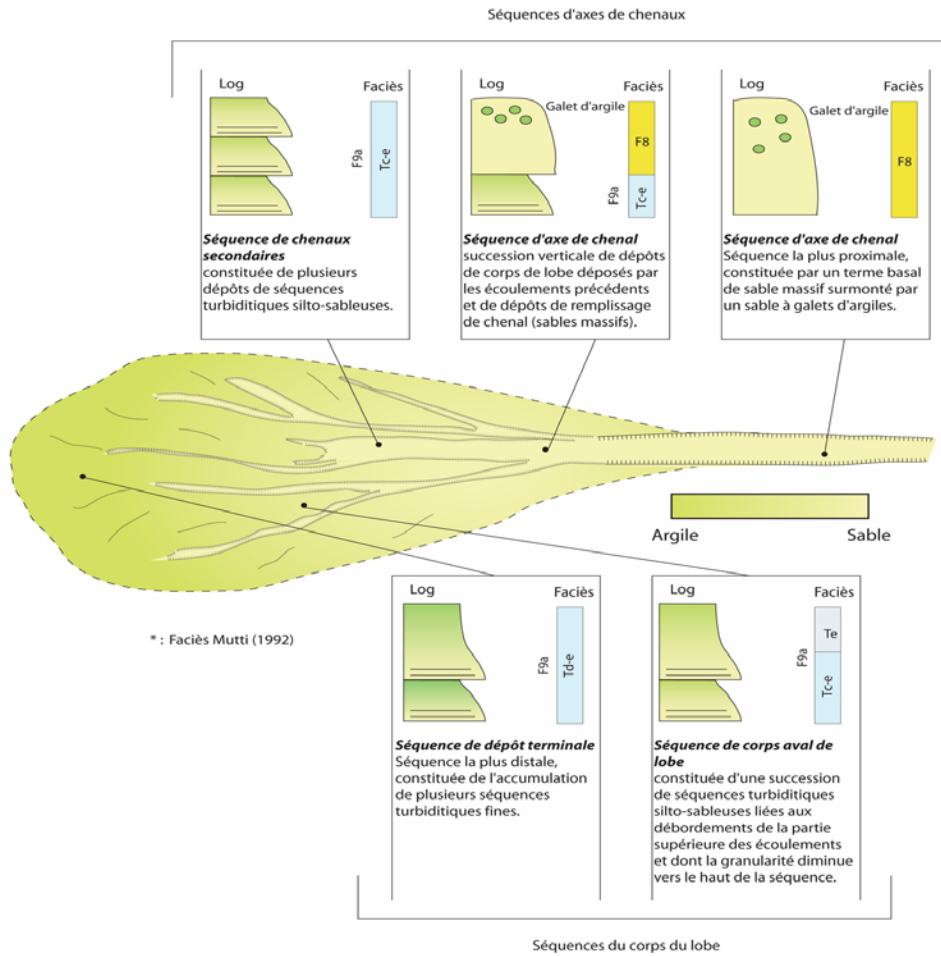


Figure 10 : Répartition amont aval des séquences de dépôts au sein d'un lobe à dominante sableuse. La nomenclature des faciès sédimentaire est basée sur la classification de Mutti (1992).

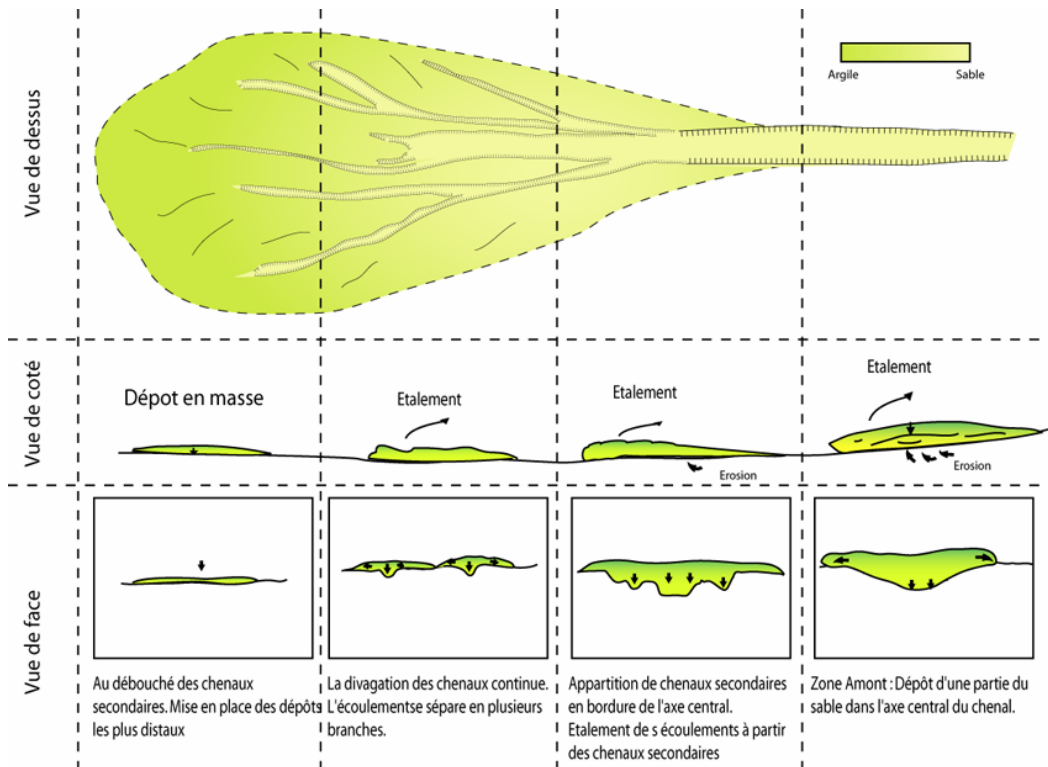


Figure 11 : Evolution amont-aval des écoulements au sein d'un lobe à dominante sableuse.

## II/ LES LOBES DANS LES SYSTEMES TURBIDITIQUES

### A / LA PROGRADATION DES SYSTEMES TURBIDITIQUES

Différents modèles sont proposés pour décrire les modes de progradation vers le large des systèmes turbiditiques et la place des lobes distaux dans cette progradation. Des études récentes sur l'éventail turbiditique du Zaïre (Babonneau, 2002), ont montré la présence systématique d'un complexe basal, assimilable à des lobes distaux, sous le système chenal levée. Turakiewicz (2004) a également montré que le système actuel du Zaïre progressait vers le large par paliers successifs du fait de la présence de grandes zones de dépôt distales. Ce mode de progradation par « évitement de lobes » (Turakiewicz, 2004) est, pour cet auteur, totalement différent de celui de l'Amazone, caractérisé par la progradation du chenal sur les dépôts de lobes terminaux. Cette distinction entre le complexe basal situé en dessous du chenal du Zaïre et les lobes distaux (Turakiewicz, 2004) est discutable. En effet Babonneau (2002), remarque que la taille du complexe basal est directement liée à la configuration du fond sur lequel il se développe. La différence majeure dans le mode de progradation entre les systèmes du Zaïre et de l'Amazone résiderait alors uniquement dans un confinement latéral plus important au débouché du chenal d'alimentation pour l'Amazone.

Dans ce chapitre, nous proposons de caractériser, à partir de plusieurs cas d'études, les différences entre les configurations de lobes, l'agencement avec le système chenal-levée et de distinguer les lobes d'avulsion et les lobes distaux.

#### 1 / ZONE DE DEPOT EN DEPRESSION TRES LARGE : CONFINEMENT REGIONAL

Le rôle de la topographie régionale sur la mise en place des lobes et plus largement des systèmes turbiditiques est clairement illustré par le système turbiditique du Zaïre. L'étude de la carte d'imagerie acoustique EM 12 de l'ensemble de l'éventail actuel du Zaïre, met en évidence plusieurs zones de dépôt distales intermédiaires très étendues. Ces zones de dépôt, dont font partie le dernier complexe de lobes, le complexe de lobes nord et le lobe A25, se mettent en place dans des zones où la contrainte topographique sur les écoulements était faible. En effet, dans ces zones, la taille du bassin dans lequel se mettent en place les lobes permet un étalement important des dépôts (Figure 12). Les premiers apports vont commencer à combler la zone située au débouché du chenal, selon le schéma présenté dans le paragraphe précédent. Même si très peu de lobes intermédiaires ont pu être étudiés dans le détail, les informations obtenues sur la mise en place du lobe A25 du Zaïre (Droz et al., 2002) montrent que ces lobes intermédiaires ne sont pas constituées par une seule unité, mais, comme les lobes terminaux actuels, de plusieurs unités lobées distinctes. Les migrations de ces unités, au sein de la dépression, sont contrôlées par des phénomènes de compensation. Une fois la dépression initiale comblée, le système chenal-levée va alors prograder sur les dépôts de lobes et poursuivre sa progradation vers le large. Comme le montre les données de sondeur multifaisceaux sur l'éventail actuel du Zaïre, le chenal va contourner la zone d'accumulation de lobes. Le chenal du Zaïre a rencontré au cours de sa progradation vers le large des zones de dépôt assez large pour mettre en place une zone importante de lobes. Au cours de ces périodes, la progradation du chenal vers le large a stagné, puis une fois la zone de dépôt comblée, le chenal a progradé sur les premiers dépôts ou contourné la zone de dépôt. Dans cette dernière configuration, le lobe ne marque pas de changements majeurs dans la progradation du système, comme des arrêts et des reprises de la progradation, mais est caractérisé par un processus de progradation continue.

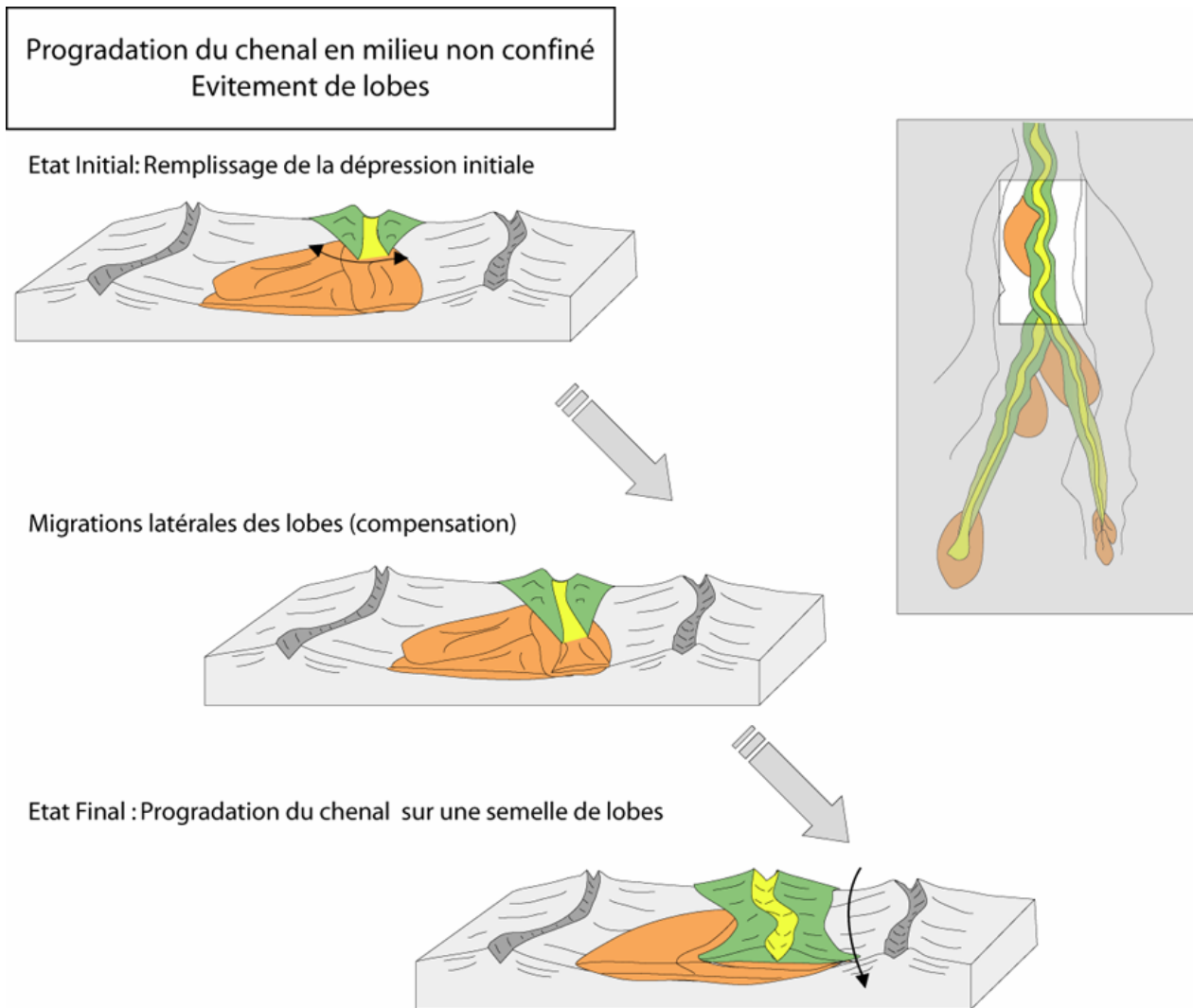


Figure 12 : Mise en place d'un zone de dépôt distale dans un espace faiblement confiné et progradation du système chenal levée.

## 2 / ZONE DE DEPOT CONFINEE LATERALEMENT : CONFINEMENT LOCAL

Le mode de progradation du chenal est toujours contrôlé par la position des lobes. Les données de sismique, actuellement disponibles, sur l'ensemble des grands éventails turbiditiques tels que le Zaïre et l'Amazone, n'ont pas permis d'individualiser clairement, dans le complexe basal, des sous-unités distinctes constituant le complexe basal des chenaux. De même il apparaît aux vues des différents systèmes de lobes étudiés, que l'agencement des unités de dépôt au sein des lobes distaux est très complexe. On peut donc difficilement imaginer le complexe de dépôt basal comme une seule et unique unité qui prograderait progressivement vers le large au cours du temps. Cette « semelle » sur laquelle prograde le système chenal levée, serait composée d'une succession de plusieurs lobes qui migrent par compensation.

Si le chenal débouche dans une zone confinée latéralement par des objets sédimentaires anciens tels que des paléo-chenaux ou des paléo-lobes, les écoulements ne vont pas avoir un espace suffisant pour s'étaler. On va alors avoir la mise en place de lobes qui vont prograder vers le large par compensation. La progradation est beaucoup plus rapide, la phase de réajustement du profil longitudinal du chenal est beaucoup plus courte, il n'y a pas de large dépression à combler. Même si chaque unité élémentaire de lobe



est rétrogradante, caractérisée par le comblement de la zone amont et plus particulièrement du chenal d'alimentation, on n'observe pas de rétrogradation globale des lobes.

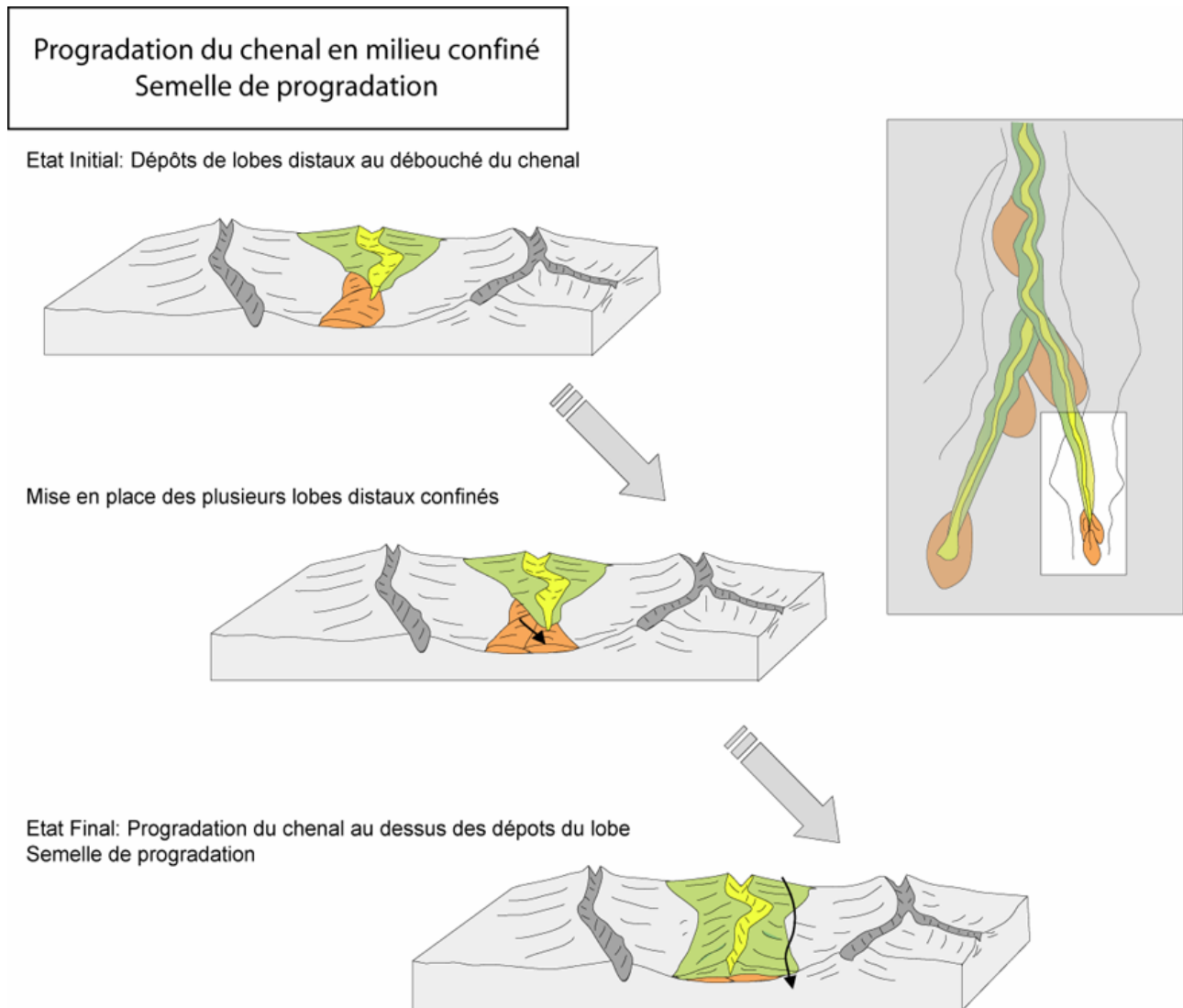


Figure 13 : Schéma illustrant la mise en place des dépôts distaux et la progradation du système dans un milieu confiné latéralement.

La migration des zones de dépôt des lobes, se fait dans une espace beaucoup plus réduit, ce qui conduit à une prédominance des transferts longitudinaux des lobes et donc à une progradation vers le large du système chenal levée. Le système chenal levées qui se met en place au-dessus de ces dépôts de lobes distaux va construire ses levées, dont l'extension latérale augmente au fur et à mesure de la progradation du système vers le large. Les dépôts de lobes distaux sont alors recouverts par les dépôts de levées et ne sont plus visibles à la surface de l'éventail. Seule la sismique, permet de visualiser l'extension de la zone de forte amplitude correspondant à la semelle de lobes distaux sur laquelle prograde le chenal (Figure 14).

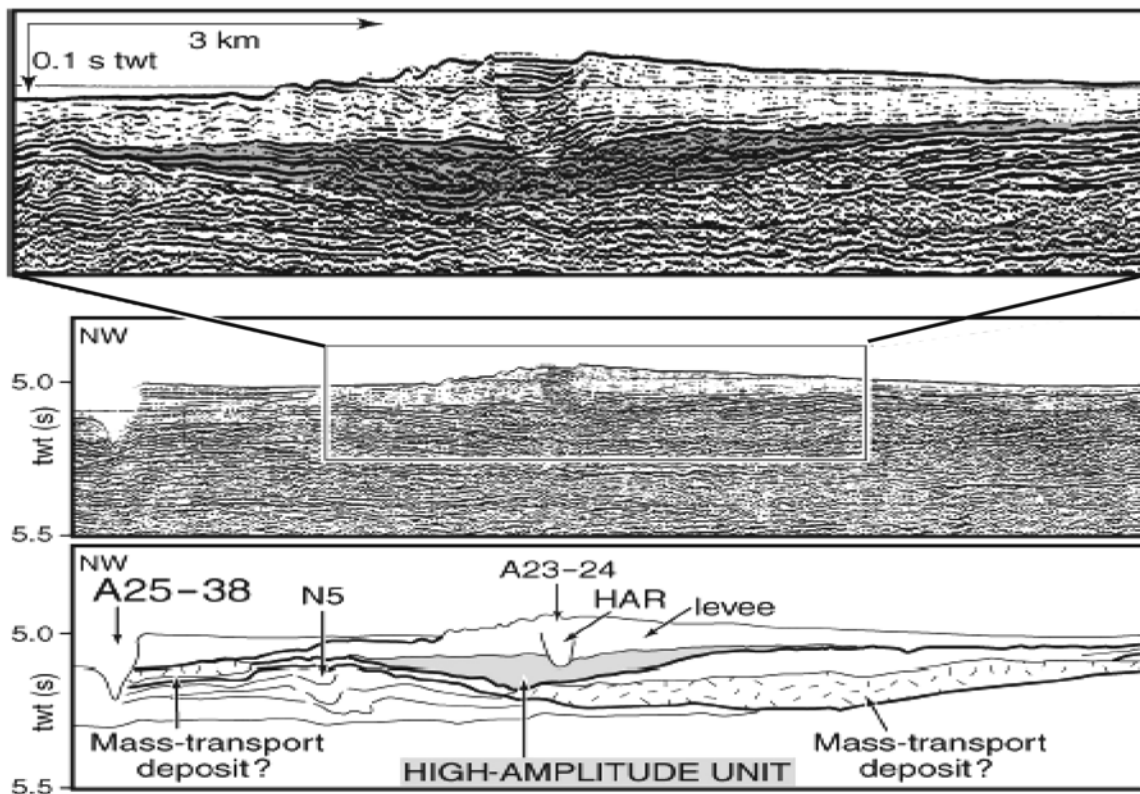
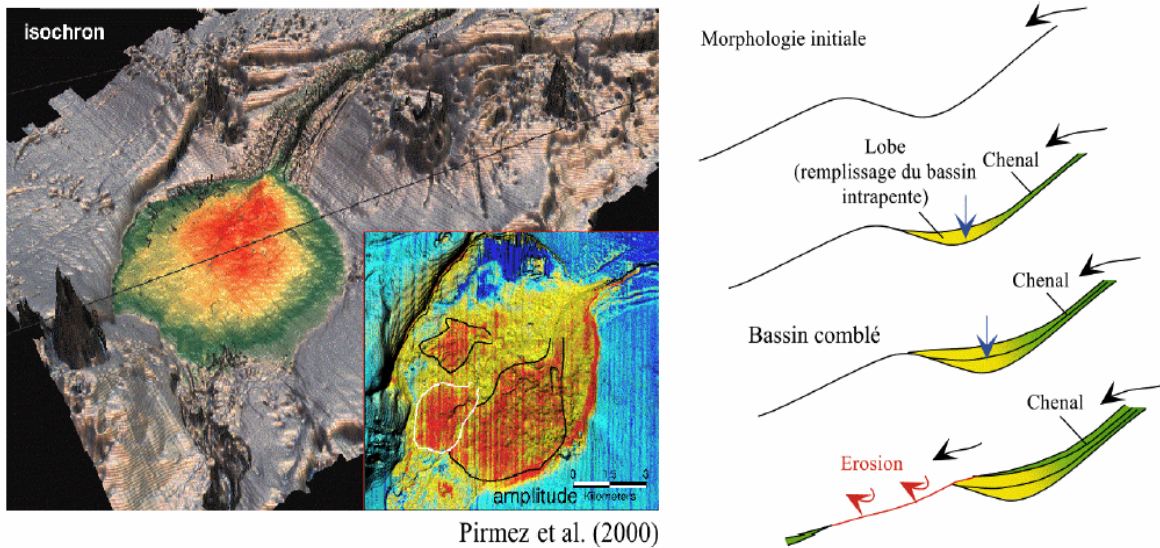


Figure 14 : Zoom sur un profil sismique recoupant un ancien système chenal levée de l'éventail turbiditique du Zaïre, montrant la semelle de progradation de forte amplitude située sous le système chenal levées. (Modifié d'après Droz et al., 2003).

### 3 / ZONE DE DEPOT TOTALEMENT CONFINÉE

Les cas où le confinement des dépôts, dans des dépressions fermées suit de façon exacerbée le même schéma de construction et d'abandon que celui décrit pour les lobes intermédiaires caractéristiques d'une mise en place dans une zone non confinée. La zone de dépôt en dépression va concentrer les écoulements pendant toute la phase de remplissage, l'abandon et l'évitement de cette zone distale intermédiaire ne se produisant que lorsque le rétablissement du profil longitudinal du chenal est achevé. C'est le cas par exemple des bassins intra-pentes formés par la déformation argilo-cinétique ou salifère de la marge. Ces bassins se rencontrent entre autre dans le Golfe du Mexique (Badalini et al., 2000), au large du Nigeria (Pirmez et al., 2000) (Figure 15). La forme des bassins qui concentrent les dépôts est quasi circulaire, les premiers dépôts vont se concentrer au centre de la dépression. La suite du remplissage est directement contrôlée par des phénomènes de compensation topographique (Badalini et al., 2000). L'établissement d'un système chenal levée caractérise la dernière étape du remplissage du bassin et à son abandon au profit du bassin situé en aval (Badalini et al., 2000). Le système turbiditique, en traversant ces bassins intra-pentes, passe successivement d'un comportement aggradant (remplissage de la dépression) à un comportement en incision (établissement du système chenal levées et passage vers un bassin situé en contre bas).



Pirmez et al. (2000)

Figure 15 : Image 3D du relief et de l'amplitude issue de données de sismique 3D sur le bassin intra-pente du Nigeria (Pirmez et al., 2000) et coupes schématiques montrant le remplissage puis l'érosion du bassin. (Babonneau, 2002).

D'autres exemples de mise en place de systèmes turbiditiques en milieu confiné, ont été publiés dans la littérature. Ils soulignent l'importance du contexte morphostructural de la marge sur l'architecture de ces systèmes et le contrôle de l'organisation des zones de dépôt centre. C'est le cas notamment du bassin est corse (Gervais, 2002, Gervais et al., 2004), où se mettent en place de petits systèmes turbiditiques sableux, la présence d'obstacles frontaux empêchant la progradation du système vers le large (Gervais, 2002). Les lobes sont alors beaucoup plus ramassés sur eux même et de plus petite taille, impliquant une rétrogradation des dépôts à l'échelle du système. Ce système du Golo présente de nombreuses similitudes avec d'autres systèmes modernes tels que les systèmes du Navy et du Hueneme sur la marge californienne (Normark et al., 1998 ; Piper et al., 1999).

La complexité de l'architecture des dépôts est directement liée à la présence au sein du lobe de zones de *by-pass* auxquelles sont rattachées des zones de dépôt. Le confinement des écoulements, par des obstacles latéraux, crée ce type de morphologie, comme dans le cas du Monterey (Klaucke et al., 2004) où la présence de monts sous-marins canalisent les écoulements au travers de goulets et étirent ainsi le lobe dans une direction NE-SW. L'espace disponible au débouché du chenal conditionne également fortement la répartition et l'extension des dépôts. Les processus de dépôt associés, induisent des migrations latérales et longitudinales impliquant une mise en place par rétrogradation.

## **B / LES AVULSIONS**

L'alimentation continue au débouché du chenal conduit à la progradation du système qui comme nous l'avons vu, peut connaître des phases de ralentissement ou d'accélération suivant la morphologie du fond présente au débouché du chenal.

L'autre grand mécanisme qui permet aux systèmes de migrer est l'avulsion du chenal d'alimentation. Les études réalisées sur les éventails turbiditiques et plus particulièrement sur celui de l'Amazone (Damuth et al., 1983 ; Damuth et al., 1988 ; Flood et al., 1991 ; Pirmez and Flood, 1995, ; Manley et al., 1997 ; Lopez, 2001) et du Zaïre (Droz et al., 2003) montrent qu'un seul système chenal-levée est actif à un moment donné et que la section inférieure du chenal est brutalement abandonnée lorsque se produit une avulsion, à partir de laquelle se construit un nouveau système chenal-levée. Les avulsions décrites par ces auteurs sont généralement des avulsions majeures qui impliquent l'abandon de chenaux matures avec des levées très bien développées. Dans ces systèmes on peut également définir des avulsions qui n'affectent les chenaux que dans leurs parties inférieures. L'initiation de l'avulsion, correspondant à la rupture d'une levée, peut être due à une érosion des flancs du chenal ou à un effondrement de la levée liée à une intensification du flux turbiditique au sein du système. Les courants empruntent alors la brèche et s'écoulent vers le point le plus bas de la dépression située au bas de la levée. Un lobe d'avulsion au sens strict est alors constitué par l'accumulation de plusieurs corps sédimentaires sableux (Lopez, 2001), résultant de l'érosion rapide du fond du chenal située en amont, surmonté par un nouveau système chenal-levée. La progradation du système chenal levée vers le large, intervient après le remplissage de la dépression situé au pied de la levée et le retour à l'équilibre du profil du fond du chenal (Pirmez and Flood, 1995 ; Lopez, 2001). Le chenal lors de sa progradation emprunte la ligne de plus forte pente, ce qui implique généralement la superposition des dépôts du lobe d'avulsion et ceux du système chenal levée. La mise en place de lobes distaux au débouché du chenal va contrôler la progradation du système.

La dernière avulsion importante du Zaïre (A33) a eu lieu dans la partie inférieure de l'éventail turbiditique du Zaïre et a conduit à l'abandon du complexe de lobes nord et à la mise en place du chenal qui alimente le dernier complexe de lobes. Le lobe d'avulsion situé en contre bas de la levée, est constitué de l'accumulation de plusieurs unités lobées, comme l'ont montré Droz et al., 2002) au niveau du lobe A25. Ce lobe d'avulsion constitué de plusieurs lobes qui migrent par compensation suit un schéma de construction qui semble identique à celui des lobes distaux venant combler une zone d'épandage très large.

Dans le cas de l'étude du Néofan du Rhône, qui correspond au lobe d'avulsion le plus récent de l'éventail turbiditique du Rhône, les unités constituant le lobe n'ont pu être identifiées et cartographiées du fait de la faible résolution et de l'espacement des profils n'a pas permis d'identifier et de cartographier les lobes qui constituent le lobe d'avulsion. Un profil de sondeur de sédiment très haute résolution CHIRP, montre cependant la présence d'un dépôt de transition compris entre le lobe d'avulsion, défini par la présence de HARP's et le système chenal levée qui prograde dessus. Ce dépôt a été interprété comme la manifestation du premier lobe distal du Néochenal après le remplissage du creux situé au pied de la levée du chenal. Cette période de transition entre le lobe d'avulsion et le système chenal levée est, dans la théorie, lié au retour à l'équilibre du profil longitudinal du fond du chenal (Pirmez and Flood, 1995 ; Lopez, 2001), mais dans le cas du système turbiditique du Rhône et plus particulièrement du Néofan, il semble que cette transition et la mise en place d'un système chenal levée sur les dépôts du lobe d'avulsion soient liées à un changement d'activité au sein du système (cf. discussion du chapitre Rhône). Dans le cas du Néofan du

Rhône, on voit que le chenal bifurque vers l'Est pour contourner le lobe d'avulsion. Ce changement de direction est simplement lié à la présence au débouché du chenal d'un obstacle morphologique qui contraint le système à emprunter un autre chemin. Cette bifurcation est donc liée à la présence d'un dépôt de lobe distal. Le système migre par compensation.

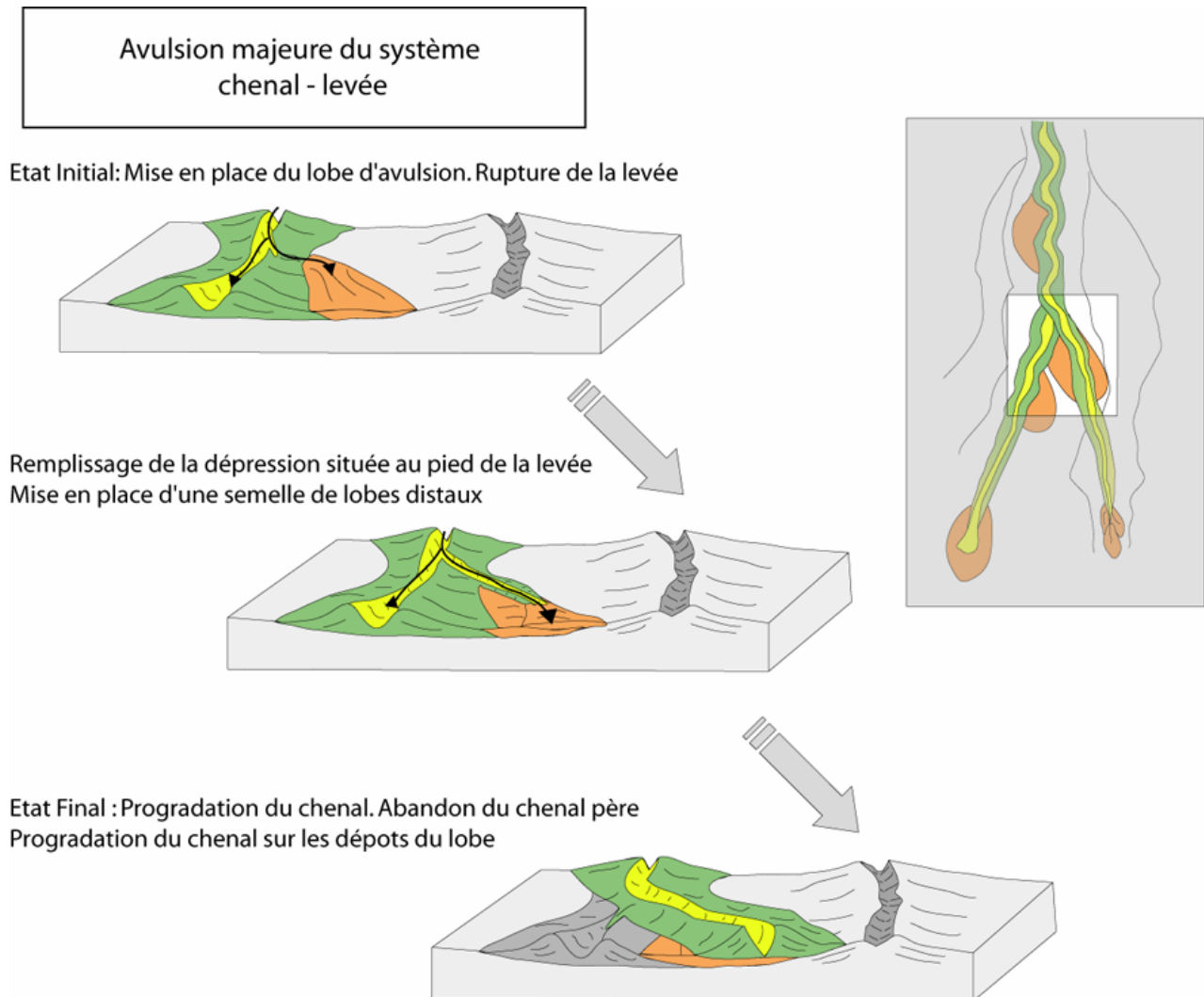


Figure 16 : Mise en place d'un lobe d'avulsion et progradation du système chenal levée.

### **C / INFLUENCE DES VARIATIONS GLACIO-EUSTATIQUES**

Nous venons de souligner l'importance des facteurs autocycliques et en particulier de l'importance de la compensation topographique sur le développement des lobes qu'ils soient distaux ou d'avulsion. Dans ce paragraphe, nous nous interrogerons sur l'influence des facteurs allocycliques et principalement les variations glacio-eustatiques qui en conditionnant la nature de l'alimentation doivent jouer un rôle prépondérant dans l'architecture globale des dépôts de lobes. Il apparaît en première analyse que les systèmes étudiés soient peu propices pour reconnaître l'incidence des variations glacio-eustatiques. En effet les lobes récents du Var et du Zaïre se sont mis en place au cours d'une période de haut niveau marin relatif. Inversement, la plupart des exemples de systèmes turbiditiques se développent en périodes de bas niveau

marin et ne présentent pas à leur surface de structures de dépôts caractéristiques d'une phase de construction active, mais d'une phase d'abandon. Ainsi les dépôts à la terminaison du dernier chenal actif du système comme l'Amazone sont constitués essentiellement d'argiles venant combler le chenal (Jegou, com. pers.). Par contre le système turbiditique du Zaïre est un système fonctionnant en haut et bas niveau marin. Les lobes étudiés dans ces deux systèmes correspondent à des dépôts distaux qui se sont mis en place au cours ou postérieurement de la dernière remontée du niveau marin, mais on peut dans le cas du système turbiditique du Zaïre identifier, sur les données d'imagerie acoustique EM 12D, la zone de dépôt distale datant du dernier maximum glaciaire (le complexe de lobes nord). La comparaison de la morphologie et de la répartition des faciès de réflectivité des deux dernières zones de dépôt de cet éventail, montre de grandes différences. Le complexe de lobes nord, est caractérisé par une forme globale très allongée avec un axe central à partir duquel divergent vers le Nord et le Sud, de nombreux chenaux secondaires. Le dernier complexe de lobes actuel, est quant à lui beaucoup plus ramassé sur lui-même et caractérisé par un chenal qui évite les zones de dépôt précédentes. L'absence de carottages au sein du complexe de lobes nord ne permet pas de comparer la nature des sédiments qui constituent ces deux complexes de lobes, mais il semble que les différences observées entre un complexe de lobes de bas niveau et un de haut niveau soient en relation directe avec la nature et la fréquence des apports. Les exemples de lobes étudiés et publiés dans la littérature, semblent confirmer que dans le cas d'un système turbiditique à dominante argileuse, la forme globale des lobes de bas niveaux soit plus allongées. Les lobes du Mississippi (Twichell et al., 1991 ; Twichell et al., 1995), qui est un des grands éventails à dominante argileuse ne fonctionnant qu'en bas niveau marin, sont caractérisés par une forme très allongée avec un axe central bordé par de nombreux chenaux secondaires qui ont une allure très digitée aux lobes. Il faut également prendre en compte dans cette discussion les variations de la quantité et de la nature des apports au cours de la mise en place d'un lobe. Dans les paragraphes précédents, nous avons insisté sur l'impact de la topographie sur l'abandon des lobes au profit d'un autre, mais une variation de la compétence des écoulements pour expliquer le confinement des écoulements dans la partie amont des lobes peut également être avancée. Les prélèvements et les datations sur nos différents cas d'étude et même sur le système amont ne nous permettent pas de définir des périodes d'activité différentes au sein du système, néanmoins l'hypothèse d'une diminution plus ou moins cyclique des apports peut être envisagée pour expliquer l'abandon des zones de dépôt au profit d'une autre. Une étude tentant d'établir une cyclicité dans la position des zones de dépôt centres et des points de bifurcation des chenaux au sein de l'éventail turbiditique du Zaïre (Marsset et al., 2003) a montré une organisation en cycles successifs qui traduiraient entre autre une variation de la quantité et/ou de la nature des apports sédimentaires liées aux variations climatiques depuis le Quaternaire. L'organisation et la position des zones de dépôt distales devraient alors suivre le schéma de répartition cyclique observé sur l'ensemble du système.

### III/ APPORTS POUR L'EXPLORATION PETROLIERE ET LA CARACTERISATION DES RESERVOIRS TURBIDITIQUES

Sur l'ensemble des lobes étudiés au cours de ce travail, plusieurs dépôts riches en sables pouvant constituer des réservoirs potentiels ont pu être identifiés. Ces corps sableux se concentrent au niveau de la partie amont du lobe et plus particulièrement au niveau de l'axe majeur du chenal. Ces corps sableux sont caractérisés par une forme allongée de plusieurs dizaines de kilomètres de long pour quelques kilomètres de large et sur une épaisseur de quelques mètres (la « tache blanche » du lobe du Var mesure plus de 50 km de long pour une largeur variant entre 1 et 5 km de large). Comme nous l'avons montré à partir des prélèvements par carottages mais surtout à partir du transect de données géotechniques au niveau du chenal

majeur du lobe du Var, ces dépôts de sables sont caractérisés par une assez grande hétérogénéité, illustrant une mise en place à partir de plusieurs écoulements gravitaires. Si chaque banc individuel peut être constitué de sable fin à moyen relativement propre, ces dépôts sont plutôt caractérisés par une hétérogénéité importante issue d'une mise en place par les écoulements successifs sans amalgamation importante des bancs du fait du caractère temporaire de certains chenaux. Ils présentent donc généralement une faible continuité verticale.

Ces dépôts de sables ne présentent pas une très grande extension latérale, ils se biseautent très rapidement en bordure du chenal. Nous avons également noté la présence de très nombreux blocs généralement argileux au niveau des chenaux d'alimentation au sein des systèmes à dominante argileuse. La présence de ces blocs dont le transport peu libérer également une fraction fine au sein des dépôts sableux va ajouter une hétérogénéité supplémentaire aux dépôts, diminuant les continuités entre les niveaux sableux.

Si les axes des chenaux principaux concentrent les sédiments grossiers sous forme de paquets massifs de sables, le corps de ces mêmes lobes est quant à lui très hétérogène. Il est constitué par l'accumulation de nombreux niveaux turbiditiques argilo-silteux à silto-sableux entrecoupés par des intervalles d'argiles hémipélagiques, ce qui implique une continuité verticale très faible des niveaux grossiers. Nous avons également montré qu'au niveau du corps du lobe, on peut identifier de très nombreux chenaux plus ou moins éphémères qui alimentent de petites zones de dépôt. Chacun des niveaux turbiditiques constituant le corps du lobe sont liés à ces chenaux secondaires, impliquant, surtout dans le cas des lobes de systèmes à dominante argileuse une très faible continuité latérale des dépôts. En ce qui concerne les lobes de systèmes à dominante sableuse, on a pu voir cependant que certains niveaux turbiditiques pouvaient se corréliser sur de grandes distances, apportant ainsi une beaucoup plus grande continuité latérale au niveau du corps du lobe, pouvant favoriser le drainage des hydrocarbures vers l'apex du lobe.

Néanmoins cette étude est basée sur l'exploration de lobes actuels. Une des questions majeures est de savoir si l'on peut extrapoler les architectures observées en surface à des corps sédimentaires enfouis sous une importante couche de sédiment. La compaction du corps du lobe, constitué des sédiments les plus fins, sera plus importante que celle du chenal principal. Mais du fait de la faible épaisseur totale des lobes (quelques dizaines de mètres) et contrairement aux systèmes chenaux-levées, où la compaction peut conduire à une inversion du relief, la mise en relief par compaction différentielle de la zone sableuse par rapport au corps du lobe ne sera pas importante. Cependant du fait de leur faible épaisseur, l'expression sismique des lobes sera modifiée par rapport à celle des lobes en surface et probablement ces lobes n'apparaîtront plus, après compaction, que sous la forme de réflecteurs de forte amplitude et seront difficilement discernables sur les profils de sismique conventionnelle, si ce n'est par l'analyse du caractère des réflecteurs.

Il reste également important pour l'exploration pétrolière de comprendre la position de l'objet étudié par rapport aux caractéristiques du système d'alimentation.



## BIBLIOGRAPHIE

- Babonneau, N. (2002). Mode de fonctionnement d'un chenal turbiditique méandrique : Cas du système Turbiditique Actuel du Zaïre. Ecole Doctorale des Sciences du Vivant, Géosciences, Sciences de l'Environnement. Bordeaux, Université Bordeaux I: 308.
- Babonneau, N., B. Savoye, M. Cremer and M. Bez (2004). Multiple terraces within the deep incised Zaire canyon: are they confined levees? Turbidite Sedimentation in Confined Systems, Geological Society of London. **Special Publication**.
- Badalini, G., B. Kneller and C. D. Winker (2000). Architecture and Processes in the Late Pleistocene Brazos-Trinity turbidite System, Gulf of Mexico Continental Slope. 20th Annual GCSSEPM Foundation Bob F. Perkins Research Conference "Deep-Water reservoirs in the world", Houston, GCSEPM Special Volume.
- Bongo-Passi, G. (1984). Contribution à l'étude lithostratigraphique, minéralogique et géochimique du delta sous-marin profond du fleuve Congo, Univ. Toulouse: 215.
- Damuth, J. E., R. D. Flood, R. O. Kowsmann, R. H. Belderson and M. A. Gorini (1988). "Anatomy and growth pattern of Amazon deep-sea fan as revealed by long-range side-scan sonar (GLORIA) and high-resolution seismic studies." American Association of Petroleum Geologists Bulletin **72**(8): 885-911.
- Damuth, J. E., V. Kolla, R. D. Flood, R. O. Kowsmann, M. C. Monteiro, M. A. Gorini, J. J. C. Palma and R. H. Belderson (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.
- Droz, L., T. Marsset, H. Ondréas, M. Lopez, B. Savoye and F.-L. Spy-Anderson (2003). "Architecture of an active mud-rich turbidite system: The Zaire Fan (Congo-Angola margin southeast Atlantic): Results from ZaiAngo 1 and 2 cruises." American Association of Petroleum Geologist Bulletin **87**(7): 1145-1168.
- Droz, L., T. Marsset, B. Savoye and F. L. Spy-Anderson (2002). Channel transfer processes in the Zaire Turbidite System (ZaiAngo project). AAPG Annual Meeting, Houston, AAPG.
- Droz, L., F. Rigaut, P. Cochonat and R. Tofani (1996). "Morphology and recent evolution of the Zaire turbidite system (Gulf of Guinea)." GSA Bulletin **108**(3): 253-269.
- Flood, R. C., P. L. Manley, K. O. Kowsmann, C. J. Appi and C. Pirmez (1991). Seismic facies and late Quaternary growth of Amazon submarine fan. Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems. P. Weimer and M. H. Link. New York, Springer-Verlag: 415-434.
- 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). Bordeaux, Université Bordeaux 1.
- Gervais, A., B. Savoye, D. J. W. Piper, T. Mulder, M. Cremer and L. Pichevin (2004). Present Morphology and Depositional Architecture of a Sandy Submarine System : the Golo Turbidite System, Eastern Margin of Corsica. Confined Turbidite Systems. London, Geological Society. **Special Publication**: 59-89.
- Jegou, I. (2002). Comment l'activité turbiditique est-elle enregistrée dans les dépôts de débordement de la ride sédimentaire du Var?, Université de Bretagne occidentale.
- Klaucke, I., D. G. Masson, N. H. Kenyon and J. V. Gardner (2004). "Sedimentary processes of the lower Monterey Fan channel and channel-mouth lobe." Marine Geology **206**(1-4): 181-198.

- Klaucke, I. and C. P. (1999). "Analysis of past seafloor failures on the continental slope off Nice (SE France)." Geo-marine letters **19**: 245-253.
- Lopez, M. (2001). "Architecture and depositional pattern of the Quaternary deep-sea fan of the Amazon." Marine and Petroleum Geology **18**(4): 479-486.
- Manley, P. L., C. Pirmez, W. Busch and A. Cramp (1997). Grain-Size Characterization of Amazon Fan and Comparison to Seismic Facies Units. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. R. D. Flood, D. J. W. Piper, A. Klaus and L. C. Peterson. **155**.
- Marsset, T., L. Droz, E. Pichon, N. Babonneau and B. Savoye (2003). Cyclicités dans l'architecture interne du système turbiditique du Zaïre. 9<sup>ème</sup> Congrès de sédimentologie, Bordeaux, Publications ASF.
- Middleton, G. V. (1967). Experiments on density and turbidity currents: III Deposition of sediments. Canadian Journal of Earth Sciences. **4**: 475-505.
- Middleton, G. V. and M. A. Hampton (1973). Turbidites and deep water sedimentation. SEPM Pacific Section.
- Migeon, S. (2000). Dunes géantes et levées sédimentaires en domaine marin profond : approche morphologique, sismique et sédimentologique. Ecole Doctorale des Sciences du Vivant, Géosciences, Sciences de l'environnement. Talence, France, Université Bordeaux 1: 288.
- Mulder, T., B. Savoye, D. J. W. Piper and J. P. M. Syvitski (1998). The Var submarine sedimentary system : understanding Holocene sediment delivery processes and their importance to the geological record. Geological processes on Continental Margins : Sedimentation, Mass-Wasting and Stability. M. S. Stocker, D. Evans and A. Cramp, Geological Society, London, Special Publications. **129**: 146-166.
- Mulder, T., B. Savoye and J. P. M. Syvitski (1997). "Numerical modelling of a mid-sized gravity flow: the 1979 Nice turbidity current (dynamics, processes, sediment budget and seafloor impact)." Sedimentology **44**: 305-326.
- Mulder, T., B. Savoye, J. P. M. Syvitski and O. Parize (1997). "Des courants de turbidité hyperpycnaux dans la tête du canyon du Var ? Données hydrologiques et observations de terrain." Oceanologica Acta **20**(4): 607-626.
- Mutti, E. (1985). Turbidite systems and their relations to depositional sequences. Provenance of Arenites. G. G. Zuffa, D. Reidel Publishing Company: 65-93.
- Mutti, E. and W. R. Normark (1987). Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. Marine Clastic Sedimentology. J. K. Leggett and G. G. Zuffa. London, Graham and Trotman: 1-38.
- Normark, W. R., D. J. W. Piper and R. N. Hiscott (1998). "Sea level controls on the textural characteristics and depositional architecture of the Hueneme and associated fan systems, Santa Monica Basin, California." Sedimentology **45**: 53-70.
- Piper, D. J. W., R. N. Hiscott and W. R. Normark (1999). "Outcrop-scale acoustic facies analysis and latest Quaternary development of Huenene and Dume submarine fans, offshore California." Sedimentology **46**: 47-78.
- Pirmez, C., R. T. Beaubouef, S. J. Friedmann and D. C. Mohrig (2000). Equilibrium Profile and Baselevel in Submarine Channels: Examples from Late Pleistocene Systems and Implications for the Architecture of Deepwater Reservoirs. GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference, Deep-Water Reservoirs of the World.
- Pirmez, C. and R. D. Flood (1995). Morphology and structure of Amazon Channel. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. R. D. Flood, D. J. W. Piper, A. Klaus and e. al. College Station, TX, Ocean Drilling Program. **155**: 23-45.

- Postma, G., W. Nemeč and K. L. Kleinspehn (1988). Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. Sedimentary Geology. **58**: 47-61.
- Savoie, B., P. Cochonat, R. Apprioual, O. Bain, A. Baltzer, V. Bellec, P. Beuzart, J.-F. Bourillet, R. Cagna and M. Cremer (2000). "Structure et evolution recente de l'éventail turbiditique du Zaïre : premiers resultats scientifiques des missions d'exploration Zaiango1 & 2 (marge Congo-Angola): Structure and recent evolution of the Zaïre 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.
- Turakiewicz, G. (2004). Mécanismes forçants dans les éventails turbiditiques de marges matures: Exemple de l'éventail quaternaire du Congo. Ecole doctorale des Sciences de la Terre et de l'Eau. Montpellier, Montpellier II: 367.
- Twichell, D. C., N. H. Kenyon, L. M. Parson and B. A. Mc Gregor (1991). Depositional Patterns of the Mississippi Fan Surface: Evidence from GLORIA II and High-Resolution Seismic Profiles. Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems. P. Weimer and M. L. Link. New York, Springer-Verlag: 349-363.
- Twichell, D. C., W. C. Schwab and N. H. Kenyon (1995). Geometry of sandy deposits at the distal edge of the Mississippi Fan, Gulf of Mexico. Atlas of Deep-water Environments: Architectural Styles in Turbidite Systems. K. T. Pickering, R. N. Hiscott, N. H. Kenyon, F. R. Lucchi and R. D. A. Smith. London, Chapman and Hall: 282-286.
- Twichell, D. C., W. C. Schwab, H. C. Nelson, N. H. Kenyon and H. J. Lee (1992). Characteristics of a sandy depositional lobe on the outer Mississippi fan from SeaMARC IA sidescan sonar images. Geology. **20**: 689-692.
- Unterseh, S. (1999). Cartographie et Caractérisation du Fond Marin par Sondeur Multifaisceaux. Laboratoire Environnement, Géomécanique et Ouvrages. Nancy, Institut National Polytechnique de Lorraine: 234.
- Wetzel, A. (1993). The transfer of river load to deep-sea fans: a quantitative approach. American Association of Petroleum Geologists Bulletin. **77**: 1679-1692.
- Wynn, R. B., N. H. Kenyon, D. G. Masson, D. A. V. Stow and P. P. E. Weaver (2002). "Characterization and recognition of deep-water channel-lobe transition zones." American Association of Petroleum Geologist Bulletin **86**(8): 1441-1446.

## LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Localisation et caractéristiques générales des systèmes du Var et du Zaïre et plus particulièrement de leur zone de dépôt distale actuelle. ....	236
Figure 2 : Cartes bathymétriques des zones de dépôt distales des éventails turbiditiques du Zaïre et du Var.....	239
Figure 3 : Cartes de réflectivité EM 12 des zones distales actuelles des systèmes turbiditiques du Var et du Zaïre. ....	241
Figure 4 : Mise en place d'un lobe dans une zone en dépression (confinement important des écoulements). ....	246
Figure 5 : Mise en place d'un lobe dans une zone sans reliefs majeurs (pas de confinement régional des écoulements). ....	247
Figure 6 : Schémas illustrant l'initialisation de la chenalisation au niveau des lobes .....	249
Figure 7 : Schéma illustrant les différents types de chenalisation au niveau d'un lobe .....	249
Figure 8 : Répartition amont aval des séquences de dépôts au sein d'un lobe à dominante argileuse. La nomenclature des faciès sédimentaire est basée sur la classification de Mutti (1992). ....	252
Figure 9 : Evolution amont-aval des écoulements au sein d'un lobe à dominante argileuse. ....	252
Figure 10 : Répartition amont aval des séquences de dépôts au sein d'un lobe à dominante sableuse. La nomenclature des faciès sédimentaire est basée sur la classification de Mutti (1992). ....	254
Figure 11 : Evolution amont-aval des écoulements au sein d'un lobe à dominante sableuse. ....	254
Figure 12 : Mise en place d'un zone de dépôt distale dans un espace faiblement confiné et progradation du système chenal levée. ....	256
Figure 13 : Schéma illustrant la mise en place des dépôts distaux et la progradation du système dans un milieu confiné latéralement.....	257
Figure 14 : Zoom sur un profil sismique recoupant un ancien système chenal levée de l'éventail turbiditique du Zaïre, montrant la semelle de progradation de forte amplitude située sous le système chenal levées. (Modifié d'après Droz et al., 2003). ....	258
Figure 15 : Image 3D du relief et de l'amplitude issue de données de sismique 3D sur le bassin intra-pente du Nigeria (Pirmez et al., 2000) et coupes schématiques montrant le remplissage puis l'érosion du bassin. (Babonneau, 2002). ....	259
Figure 16 : Mise en place d'un lobe d'avulsion et progradation du système chenal levée.....	261



## CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES





## RAPPELS DES OBJECTIFS

Ce travail de thèse, sur les lobes distaux des systèmes turbiditiques, se place dans le cadre général de l'étude de la sédimentation gravitaire des marges passives et plus particulièrement des recherches menées par la communauté française et internationale sur les systèmes turbiditiques actuels.

L'objectif de ce travail de thèse était d'étudier la mise en place des lobes distaux des systèmes turbiditiques profonds, dans le cadre plus général de la sédimentation gravitaire des marges passives. La démarche scientifique actuelle est de travailler sur les objets sédimentaires élémentaires qui composent les systèmes pour ensuite intégrer les observations et les résultats obtenus sur ces éléments dans l'étude globale de l'éventail.

Cette étude, concerne la mise en place des derniers lobes distaux de plusieurs systèmes turbiditiques actuels. Cette approche comparative de systèmes ayant des caractéristiques bien distinctes, a été choisie afin de définir les caractères communs ainsi que les particularités de la zone de dépôt distale de chaque système en fonction des paramètres externes et internes aux systèmes. Au travers de l'étude des lobes distaux du Var (système à dominante sableuse) et du Zaïre (système à dominante argileuse), il s'agissait d'élaborer un modèle de mise en place de chacun des lobes récents de ces deux systèmes à partir de la description détaillée d'un large panel de données (données bathymétriques, imagerie acoustique, profils de sondeur de sédiment, sismique haute résolution, données de carottages et observations in-situ (ROV)). La multiplicité des échelles d'investigation, nous a permis de mener une reconnaissance des lobes depuis l'architecture globale d'un lobe jusqu'à l'analyse faciologique et la répartition de ces faciès sédimentaires. Dans le dernier chantier, le Neofan du Rhône a été étudié le dernier lobe d'avulsion de l'éventail turbiditique du Rhône. Ceci a permis, de distinguer la construction d'un lobe d'avulsion et celle de lobes distaux et de préciser la transition entre un lobe et la mise en place d'un système chenal levée mature.

## LES PRINCIPAUX RESULTATS

Tout au long de ce travail, une des questions fondamentales a été d'établir une définition propre à décrire un « lobe ». Comme plusieurs travaux antérieurs, cette étude a montré la grande variabilité des architectures de dépôt rencontrées. La notion de lobe ne peut donc se résumer à des concepts de type *depositional lobe sensu stricto*, correspondant à des corps sableux assez homogènes non chenalisés et d'une très grande extension latérale. Nous avons répondu à de nombreuses interrogations et clarifié un certain nombre de points concernant les modes de construction, l'apparition d'une chenalisation pérenne à la surface des lobes, l'évolution des écoulements et donc la répartition des sédiments dans ces zones de dépôt distales.

A l'issue de cette étude, basée sur trois chantiers dont les caractéristiques générales sont différentes, nous pouvons proposer un schéma plus général d'un lobe. Un lobe est un objet sédimentaire de forme plus ou moins lobée ou en forme d'éventail, de plusieurs dizaines de kilomètres de long et de large. Il est situé au débouché d'un chenal mature qui peut ou non être bordé par des dépôts de levée. En fonction de la nature de l'alimentation et de la morphologie de la zone de dépôt, l'expression morphologique des lobes est caractérisée soit par un léger bombement dont le toit est tabulaire et dont les bordures accusent une plus forte pente, soit par un remplissage d'une dépression conduisant à l'aplanissement de la zone de dépôt. L'épaisseur moyenne de ces corps sédimentaires est de l'ordre d'une vingtaine de mètres au maximum

A la surface des lobes, on peut distinguer deux grands ensembles avec le corps du lobe caractérisé par le dépôt de séquences turbiditiques argilo-silteuses à silto-sableuses et la présence d'une très importante chenalisation caractérisée par un axe majeur, pouvant atteindre plusieurs kilomètres de large pour une

profondeur d'une dizaine à une vingtaine de mètres, dans la partie amont du lobe. A partir de ce chenal majeur se développe une chenalisation secondaire beaucoup plus diffuse et éphémère. Ces chenaux ne dépassent pas quelques mètres de profondeur pour des largeurs allant d'une centaine de mètres à plusieurs centaines de mètres. C'est au niveau de ces chenaux que se concentrent les dépôts les plus grossiers.

### **MISE EN PLACE ET ARCHITECTURE DES LOBES**

#### *IMPORTANCE DE LA MORPHOLOGIE INITIALE : LE CONFINEMENT*

Au débouché des systèmes chenaux–levées, la morphologie préexistante de la zone de dépôt peut être très différente en fonction du contexte morfo-structural et de la présence de reliefs sédimentaires antérieurs liés à l'activité du système turbiditique. Deux cas limites ont pu être envisagés à partir des exemples étudiés au cours de ce travail, soit la zone de dépôt est confinée entre plusieurs obstacles morphologiques correspondant à d'anciens complexe de chenaux et lobes (cas du Zaïre) ou à des obstacles liés à l'activité tectonique de la zone, soit la zone est plane et ne présente pas de reliefs majeurs (cas du Var), ce type de zone peut être assimilée au fond d'un bassin sédimentaire.

Ce facteur morphologique est un des principaux paramètres contrôlant la mise en place des lobes distaux et de fait la progradation des systèmes turbiditiques. Quel que soit le cas étudié, la mise en place des premiers dépôts distaux s'accompagne de réajustements du profil longitudinal de la zone et du chenal d'alimentation. Ces réajustements sont caractérisés par une érosion importante de la zone amont (*zone de bypass*) et par un dépôt et donc des phénomènes d'aggradation dans la zone aval située au débouché du chenal d'alimentation. La combinaison de ces deux phénomènes va conduire à l'incision du chenal d'alimentation et au comblement de l'espace disponible au débouché du chenal. Le profil longitudinal du chenal après une phase d'aplanissement va tendre à s'inverser du fait de l'incision du chenal sur les dépôts précédents et des phénomènes d'aggradation au débouché du chenal. La combinaison de ces phénomènes, conduit finalement au remplissage, par compensation et/ou rétrogradation, de la zone amont et du chenal du lobe par les écoulements issus de l'alimentation continue du système par l'arrière. Cette dernière phase, conduit à l'abandon de la zone de dépôt active au profit d'une nouvelle par migration latérale ou longitudinale en fonction de la morphologie générale de la zone de dépôt.

#### *LA NATURE DE L'ALIMENTATION : LOBES SABLEUX OU ARGILEUX*

Le deuxième grand facteur contrôlant la mise en place des lobes dans les systèmes turbiditiques, est la nature de l'alimentation. Les différentes morphologies de lobes depuis leurs formes globales jusqu'aux micromorphologies présentes à leur surface dépendent directement de la nature des apports aux systèmes de lobes. Les morphologies des lobes du Var et du Zaïre sont très différentes, du fait d'une alimentation beaucoup plus sableuse dans le cas du système turbiditique du Var. Mais quelle que soit la nature de l'alimentation deux grands types de dépôts (séquences granoclassées et sables massifs) se retrouvent au niveau des lobes.

Dans le chenal amont on retrouve les sédiments les plus grossiers sous forme de sables massifs mis en place par la décélération rapide de l'écoulement lors de son entrée dans le lobe. Associés à ces sables massifs, on peut trouver un faciès sédimentaire caractéristique de *debris flow*. Dans son cheminement vers l'aval le courant continue à déposer la fraction la plus grossière dans l'axe des chenaux et une partie des sédiments plus fins se déposent sur les bordures. Encore plus en aval, les écoulements délestés des sédiments

grossiers ne déposent plus des séquences silto-argileuses, à granoclassement normal, mise en place par le nuage turbulent de l'écoulement.

Les caractéristiques physiques des écoulements, conditionnées par les proportions relatives de sable et d'argile, qui sont soit laminaires, soit turbulents, impliquent des morphologies et un schéma de répartition des sédiments très différents. Les morphologies les plus contrastées s'observent dans les systèmes à dominante argileuse où les écoulements sont caractérisés par un important nuage turbulent dans leur partie supérieure. Les phénomènes d'érosion dominent dans la partie amont des lobes, comme dans le chenal d'alimentation du Zaïre sur incisé. Dans la partie aval des lobes on observe un très grand nombre de chenaux secondaires éphémères, qui ne sont généralement emprunté que par l'écoulement qui les a créé. Cette caractéristique implique une discontinuité importante des dépôts au niveau du corps du lobe.

#### *INITIATION ET EVOLUTION DE LA CHENALISATION*

La caractérisation précise de la nature et de l'évolution de la chenalisation au sein des lobes, est un des apports fondamentaux de cette étude, nous avons pu montrer que la surface des lobes est caractérisée par la présence de très nombreux chenaux dont la taille et l'organisation à la surface du lobe varie suivant la nature des sédiments qui constituent les lobes.

Lors des premières étapes de construction d'un lobe, la partie amont de ces zones de dépôt est soumise à une très forte érosion. L'initiation de la chenalisation au niveau des lobes se fait dans la continuité du chenal d'alimentation par pérennisation et amalgamation des structures érosives présentent dans cette zone.

La combinaison des processus de dépôt et d'érosion des écoulements dans les chenaux permet une construction et un entretien continu de la chenalisation dans la zone amont des lobes. La partie la plus distale des lobes est caractérisée par un réseau très dense de chenaux, dont beaucoup apparaissent comblés, ce qui confirme le caractère éphémère de ces chenaux distaux, chaque écoulement pourrait créer son propre chenal distal dans sa phase initiale et le combler partiellement dans sa phase finale.

#### **PLACE DES LOBES DANS L'EVOLUTION DES SYSTEMES TURBIDITIQUES**

A partir de l'analyse de nos cas d'études et plus particulièrement des différences entre les configurations de lobes et de l'agencement de ces dépôts avec le système chenal-levée, différentes configurations de progradation peuvent être identifiées en fonction de l'espace disponible au débouché du chenal. En effet, l'alimentation continue au débouché du chenal conduit à la progradation du système qui comme nous l'avons vu, peut connaître des phases de ralentissement ou d'accélération suivant la morphologie du fond présente au débouché du chenal.

L'éventail du Zaïre est un très bon cas d'étude, car il présente plusieurs modes de progradation différents. A partir de la carte de réflectivité EM 12 du système général, on peut mettre en évidence plusieurs zones de dépôts distaux intermédiaires. Dans ces zones, la taille du bassin dans lequel se mettent en place les lobes permet un étalement important des dépôts. Une fois la dépression initiale comblée, le système chenal-levée va alors prograder au dessus ou en contournant la zone de dépôt de lobes et poursuivre sa progradation vers le large. La progradation du chenal vers le large a stagné, puis une fois la zone comblée, le chenal a progradé.

Si au contraire, le chenal débouche dans une zone confinée latéralement par des objets sédimentaires anciens tels que des paléo-chenaux ou des paléo-lobes, les écoulements ne vont pas avoir un espace suffisant pour s'étaler. On va alors avoir la mise en place de lobes qui vont prograder vers le large par compensation. La progradation est beaucoup plus rapide et la phase de réajustement du profil longitudinal du chenal est

beaucoup plus courte car il n'y a pas de large dépression à combler. La migration des zones de dépôt des lobes, se fait dans un espace beaucoup plus réduit, ce qui conduit à une prédominance des transferts longitudinaux des lobes et donc à une progradation vers le large du système chenal-levée.

Ceci souligne l'importance du contexte morphologique sur lequel s'effectue la construction du système. Mais il faut aussi considérer les changements dans l'alimentation. Le lobe nord du système actuel du Zaïre, suggère une progradation plus active des lobes lors des périodes de bas niveau marin.

L'autre grand mécanisme qui permet aux systèmes de migrer est l'avulsion du chenal d'alimentation, aboutissant à la mise en place d'un lobe d'avulsion. L'étude du Néofan du Rhône, qui correspond au lobe d'avulsion le plus récent de l'éventail turbiditique du Rhône, a permis de caractériser le passage entre le lobe d'avulsion correspondant au remplissage d'un creux topographique par des dépôts provenant de l'érosion du fond du chenal et de la levée, et l'initiation d'un nouveau système chenal-levée. Ce dépôt a été interprété comme la manifestation du premier lobe distal du Néochenal après le remplissage du creux situé au pied de la levée du chenal, sur lequel se met en place le nouveau chenal.

## PERSPECTIVES

À la vue de l'ensemble des résultats obtenus par l'étude des lobes de trois systèmes turbiditiques, certains points mériteraient d'être approfondis et développés dans l'avenir.

Nous avons vu que la morphologie de la zone de dépôt et la nature des apports au système constituaient deux des principaux facteurs de contrôle de la mise en place des lobes dans les systèmes turbiditiques. Pour confirmer et généraliser les résultats, préciser l'importance relative de ces deux facteurs et appréhender les particularités propres à chaque système, des études similaires, sur d'autres systèmes de lobes sont à mener. Des systèmes majeurs comme celui de l'Amazone, à partir duquel ont été développés de nombreux concepts, constituerait un très bon chantier d'étude, du fait de la bonne connaissance des processus sédimentaires au niveau du système amont, mais des systèmes de plus petite taille et de marges actives, comme les petits éventails sableux de la marge californienne (Navy Fan, Hueneme....) permettraient également d'apporter des précisions sur la mise en place des lobes et plus particulièrement sur l'impact de la forme du bassin sur l'architecture et la répartition des sédiments, comme sur les différences en fonction de la longueur du système amont.

Le contrôle climatique sur la mise en place des systèmes et plus particulièrement des lobes distaux semble être très important. Nos observations suggèrent que l'architecture générale des lobes soit différente suivant si le lobe se met en place en bas niveau soit de haut niveau marin. Des projets scientifiques, allant dans cette voie, sont en cours d'élaboration dont le projet de campagne REPREZAI (T. Marsset et L. Droz) qui a pour objectif de vérifier l'origine des cyclicités climato-eustatiques mises en évidence dans les mécanismes d'édification de l'Éventail du Zaïre. Dans le cadre de ce projet une étude complète du complexe de lobe Nord du système actuel du Zaïre est programmée. La comparaison des résultats obtenus sur ces deux dernières zones de dépôt distaux de l'éventail turbiditique du Zaïre permettrait de mettre clairement en évidence l'importance du contrôle climatique sur la mise en place des lobes.

Une des autres voies de recherche à privilégier est l'étude comparée de systèmes actuels et de systèmes fossiles. À l'heure actuelle, il semble encore difficile de comparer directement les observations faites à l'affleurement et celles faites sur les systèmes actuels. Les différences d'échelles d'observations entre ces deux approches posent le problème de l'identification de l'unité élémentaire de dépôt de lobe. Nous avons

montré avec ce travail que les lobes étaient constitués de deux ensembles que sont les chenaux et le corps du lobe. A l’affleurement, les lobes sont généralement définis par un seul ensemble homogène de bancs de sables massifs très continus et qui ne pourraient correspondre qu’aux dépôts des axes des chenaux identifiés sur les lobes actuels. Ce qui amène la question de savoir si à l’affleurement, on observe un lobe en entier ou bien juste l’axe chenalisé principal du lobe. Des études comparées de systèmes actuels et anciens, notamment sur l’architecture fine des dépôts, la continuité latérale des faciès, la chenalisation pérenne ou éphémère et la relation avec l’encaissant, sont à mener pour clarifier ce problème.



ANNEXES





## I / LES DIFFERENTS CHANTIERS ETUDIES

L'ensemble de ce travail est basé sur plusieurs jeux de données issus de programmes scientifiques différents. Ces programmes sont à l'origine de plusieurs campagnes océanographiques menées sur trois zones d'études différentes : le système turbiditique du Var au début des années 90, le système turbiditique du Zaïre à la fin des années 90 et début 2000 et le système turbiditique du Rhône en 2000. Dans ces annexes, je vais décrire succinctement les différents programmes et missions qui sont à l'origine de ce travail et ensuite je ferais un récapitulatif des différents outils utilisés pendant ces campagnes et des différentes méthodes utilisées pour traiter les données obtenues.

### A / LE SYSTEME TURBIDITIQUES DU VAR

La première mosaïque EM 12 du système sédimentaire a été acquise en 1991, lors de la campagne MESIM sur le N/O L'Atalante, dans le cadre de la cartographie des Zones Economiques Exclusives (ZEE) de la métropole. Cette reconnaissance a été complétée, en 1994, par la mission NICASAR qui a permis de récolter des données de sismique (Sparker), des données d'imagerie sonar latéral (SAR), de sondeur de sédiments, ainsi que des carottages Kullenberg. En 1994 avec la mission ESSAM sur le N/O Jean Charcot, des données d'imagerie supplémentaires ont été acquises, permettant la mise en œuvre des traitements de l'image et du processus de segmentation (Thèse de (Unterseh, 1999)). Mais c'est en 1995, avec la mission ESSAM 2, que le sur le N/O Le Noroît, qu'une campagne de prélèvements et de mesures in situ s'attacha à identifier la lithologie de chacun des faciès d'imagerie acoustique.

14 carottages Kullenberg ont été prélevés au cours des missions NICASAR (carottes libellées KNI-XX) et ESSAM 2 (carottes libellées KSE-XX). Les carottages de la mission ESSAM 2 ont été étudiés préalablement par Unterseh (1999), mais des analyses supplémentaires ont été effectués au cours de cette étude. J'ai aussi repris et complété l'étude des carottages NICASAR préalablement étudiés par Savoye et Piper (non publié). Je disposais donc de descriptions précises des carottes, de datations et de mesures de granulométrie. J'ai également utilisé des carottes d'interfaces prélevées au cours de la mission WASP complétant le jeu de donnée du projet technologique d'étude du sondeur multifaisceaux EM12. Ces carottages sont de deux types, soit issus d'un carottier multitube, soit d'un carottier boîte Usnel. Ces prélèvements ont été étudiés préalablement par Unterseh (1999).

Un transect de 11 points de mesures géotechnique, obtenues à partir d'un module géotechnique, est également à ma disposition. Ce transect coupant la tâche blanche dans la partie supérieure de la zone aval du lobe, a été calibré par trois carottages Kullenberg prélevés lors de la mission ESSAM2. Ce travail sur les prélèvements est donc basé essentiellement sur l'analyse détaillée de la description des carottages, de l'analyse des images RX (banc SCOPIX), de données granulométriques ainsi que de datations au <sup>14</sup>C.

Nous avons à notre disposition plus de 400 km de profils sismiques répartis sur l'ensemble du lobe acquis au cours de la mission NICASAR avec une source Sparker de 765 Joules, associée à une flûte placée en surface. En première analyse, les profils sismiques, semblaient être caractérisés par des réflecteurs très continus et parallèles, juste entrecoupés par des diapirs. Après traitement, une analyse plus détaillée à une échelle dilatée a mis en évidence dans ce que l'on considérait comme étant des « rails de chemin de fer » une architecture interne plus complexe et une organisation en plusieurs unités de dépôts.

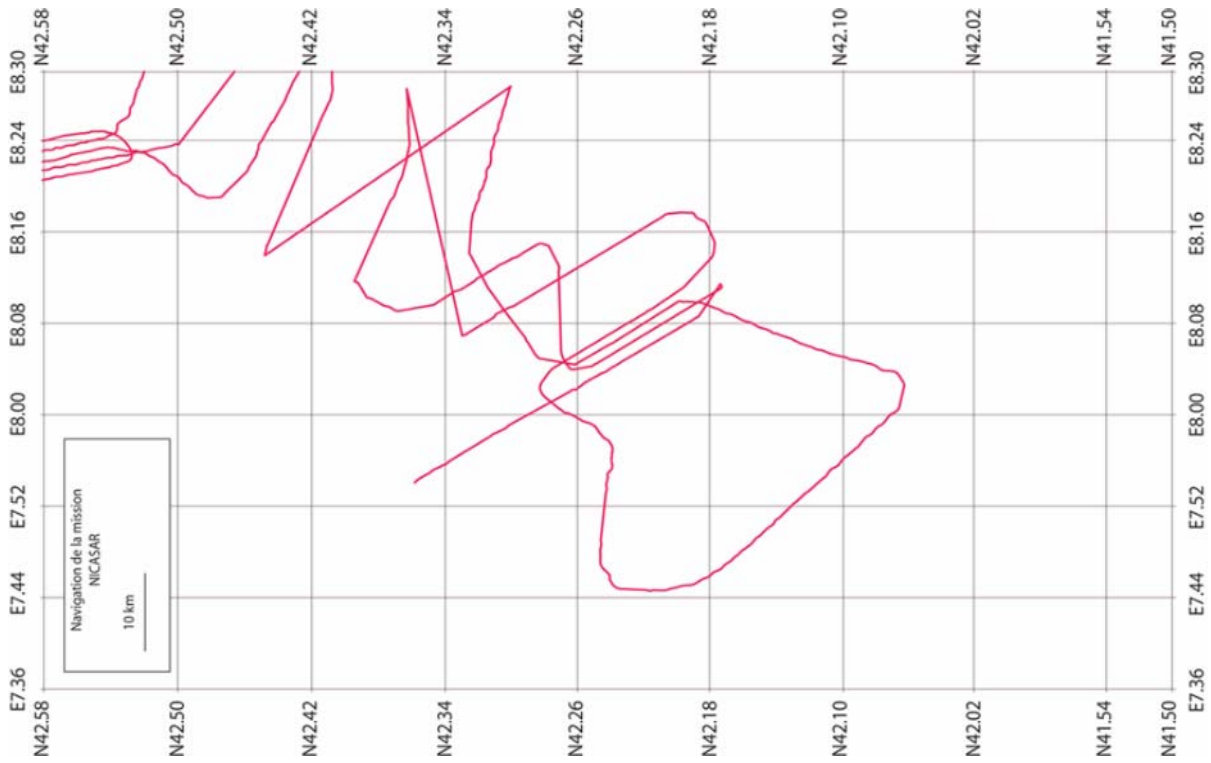


Figure 1 : Carte de localisation de la navigation de la campagne Nicasar : acquisition sismique, bathymétrique et d'imagerie acoustique.

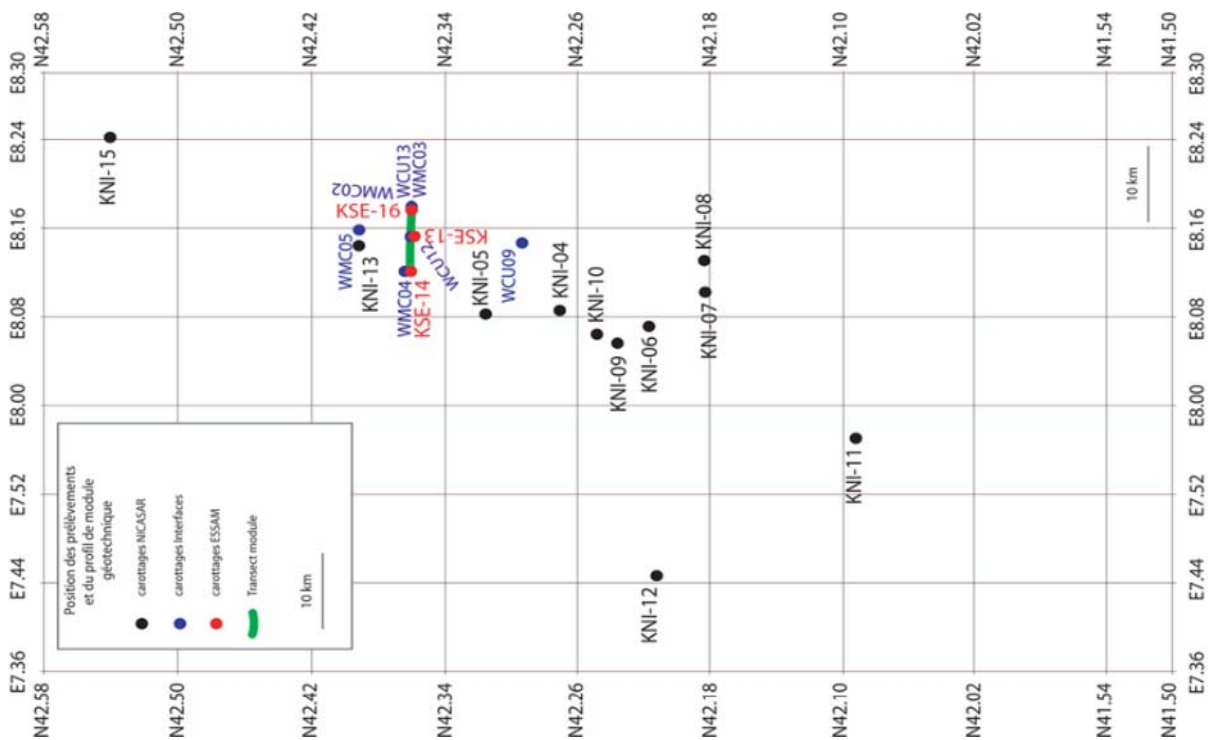


Figure 2 : Carte de localisations des points de carottage Küllenberg et d'interface et du transect de données géotechniques.

## ***B / LE SYSTEME TURBIDITIQUE DU ZAÏRE***

### **1. PROJET ZAIANGO**

Le projet Zaïango était un vaste programme de recherche qui avait pour but d'étudier le fonctionnement de la marge Congo-Angolaise. Ce contrat entre IFREMER et TOTAL qui a duré six ans, de 1998 à 2004, a permis de mieux connaître le fonctionnement du système actuel du Zaïre de la zone amont (canyon) à la zone aval (lobes). Les différentes thématiques abordées par ce projet (stabilité de pentes, circulations de fluides, structure profonde de la marge, architecture et processus sédimentaires de l'éventail turbiditique) et le volume important de données sur l'ensemble du système (du canyon jusqu'aux lobes) font de cette étude un des chantiers majeurs au plan mondial de ces dernières années.

Mon travail est centré sur l'étude des lobes distaux du système sédimentaire actuel et plus particulièrement sur le dernier complexe de lobes situé au débouché du chenal actuel. Cette étude est basée sur un jeu de données issu des campagnes ZAIANGO 1 et 2 (1998), de la mission ZAISAR (2000) et de la mission ZAIROV 1 (2000), comprenant des données sismiques (haute résolution et très haute résolution), des données acoustiques (sondeur de sédiments), de sondeur multifaisceaux EM 12D (bathymétrie et imagerie acoustique), d'images de sonar latéral (SAR), de prélèvement in situ (carottages Kullenberg) et d'observation directes du fond (plongées ROV).

### **2. DESCRIPTIF ET OBJECTIFS DES CAMPAGNES**

Dans le cadre du projet ZaïAngo, différents types de d'acquisition sismique ont été réalisés. Quatre dispositifs offraient une résolution suffisante pour l'analyse de la zone des lobes distaux du système turbiditique actuel du Zaïre. Ces 4 dispositifs sont décrits dans le tableau de la Figure 3. Ils ont fourni un grand nombre de profils sismiques de résolutions variées qui nous permet de caractériser les géométries et organisation des dépôts sédimentaires à différentes échelles d'observations.

<b>Campagnes</b>	<b>Type sismique Profils</b>	<b>Source</b>	<b>Dispositif de réception</b>	<b>Vitesse d'acquisition</b>	<b>Résolution (en mètres)</b>
ZAIANGO 1 et 2	Sismique rapide	2 GI	Flûte 6 trace	9-10 nœuds	15-20 m
ZAIANGO 2	Sismique 2d hr	6 GI	Flûte 96 traces	5 nœuds	10 m
ZAISAR	Mini-GI surface	mini-GI	Flûte monotraces	5 nœuds	8 m
ZAISAR	Sism. PASISAR	mini-GI	Flûte monotraces tractée par le SAR	2 nœuds	4-5 m

*Figure 3 : Tableau résumant les différents types d'acquisition de sismique réflexion avec leur dispositif et la résolution des données.*

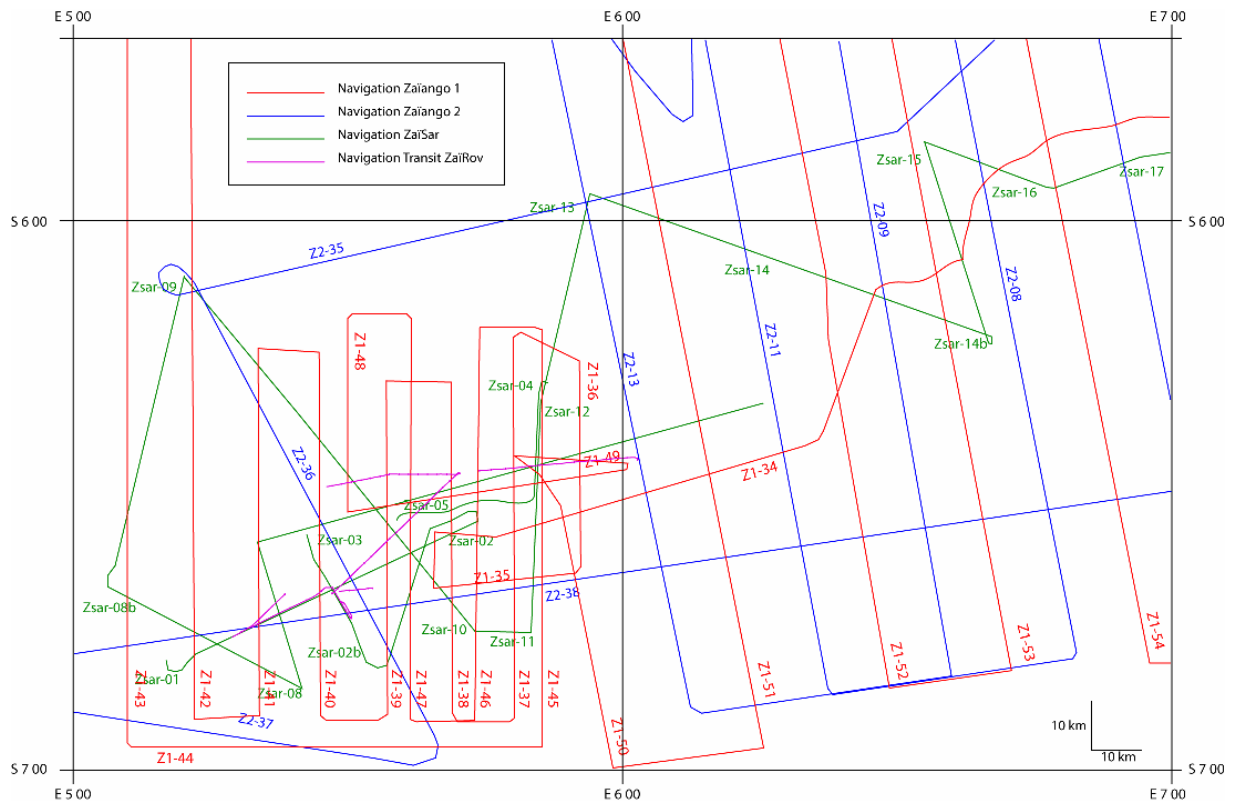


Figure 4 : Carte de localisations des navigations des campagnes d'acquisition sismique et bathymétrique (Zaïango 1 et 2, ZaiSar et Zairov).

### Le pointé sismique

Le pointé de détail de tous les profils sismiques localisé au niveau du dernier complexe de lobes du Zaïre (Figure 5) a été réalisé dans le but de décrire l'architecture interne de ce complexe de lobes. Une première étude de ces profils à partir des données papier, a montré qu'il était très difficile de déterminer des réflecteurs continus permettant de délimiter les unités de dépôt au niveau du dernier complexe de lobes.

L'étude de ces profils sismiques a ensuite été effectuée à l'aide du logiciel d'interprétation sismique SISMAGE RECHERCHE, TFE. Ce logiciel, initialement conçu pour l'analyse de données de sismique 3D, permet après chargement des données de sismique 2D, de faire une propagation automatique du pointé des horizons, de calculer par différentes méthodes d'extrapolation entre les différents profils, les surfaces pointées, de calculer des attributs sismiques, comme par exemple l'amplitude sismique, qui permettent de mettre en évidence les zones de forte amplitude sismique par rapport aux zones de faible amplitude. La Figure 5, montre l'apport de ce logiciel en terme d'étude de faciès sismique.

L'amplitude du signal sismique nous a donné des indices pour séparer des zones de faciès sismiques différents. Trois grands faciès ont été identifiés, un faciès sourd correspondant au corps du lobe, un faciès de très forte amplitude correspondant aux axes des chenaux et un faciès transparent correspondant aux dépôts de levées bordant le chenal actuel du Zaïre.

Le pointé des limites entre ces faciès a permis de délimiter des unités, le logiciel SISMAGE a ensuite permis de tracer des cartes en isochrone des limites d'unité et en isopaque de ce même unités.

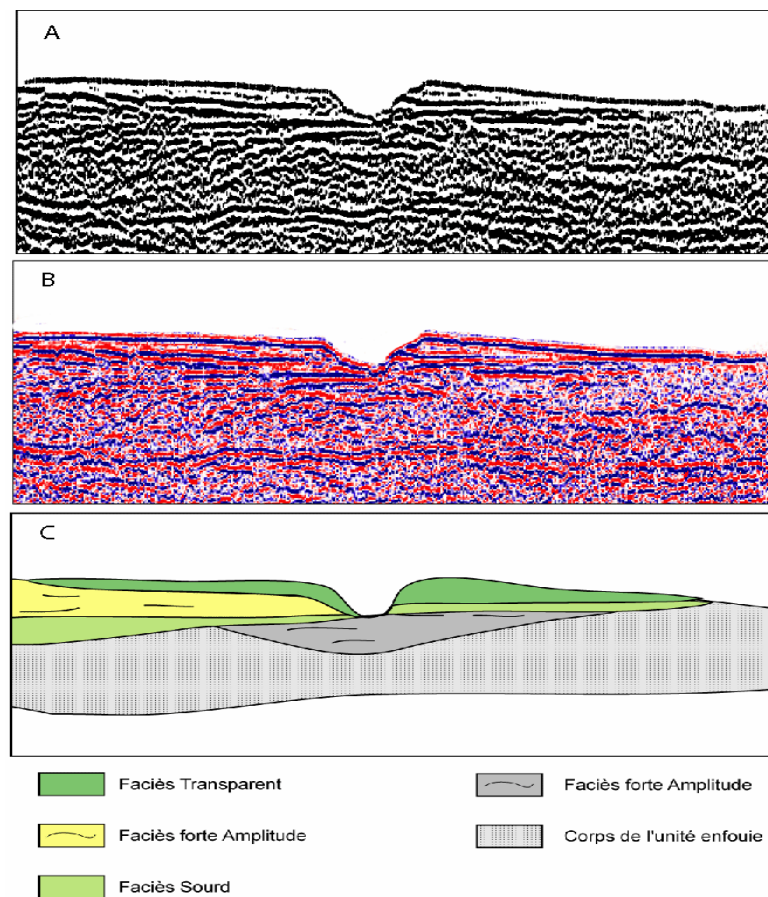


Figure 5 : A/ zoom d'un scan d'un profil en noir et blanc. B/ Même zoom d'un profil issu du logiciel d'interprétation sismique SISMAGE. C/ Interprétation du profil.

### Les prélèvements in situ

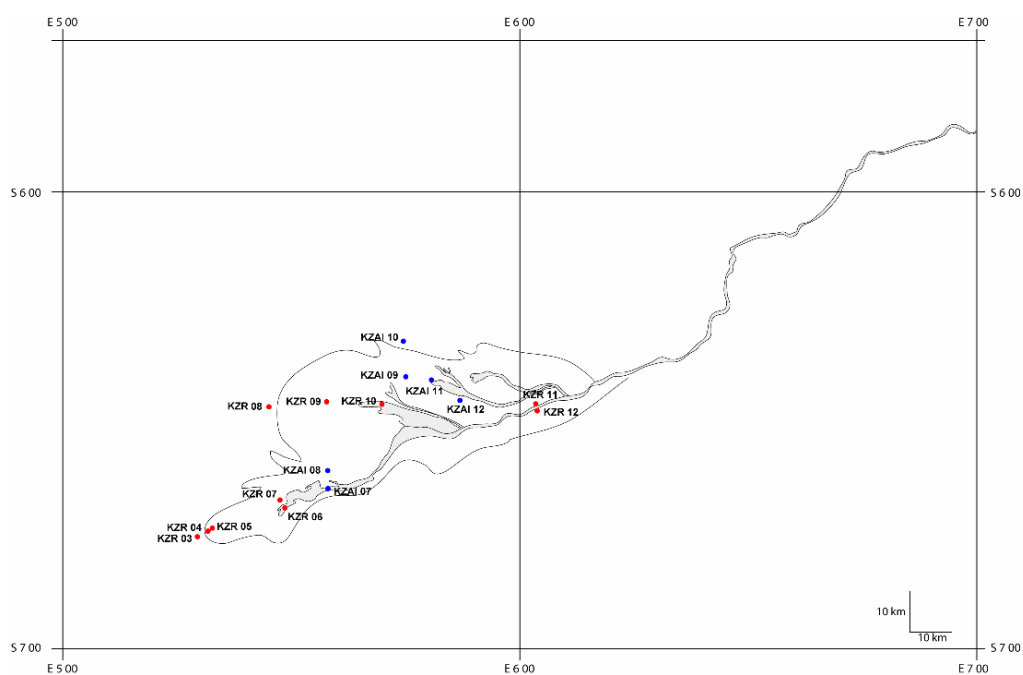


Figure 6 : carte de localisation des points de carottage sur le dernier complexe de lobe du Zaïre. (En rouge les carottes de la mission ZaiRov et en bleu, les carottes des missions Zaiango).

Sur l'ensemble du dernier complexe de lobes du Zaïre, 16 carottages Küllenberg ont été effectués au cours des missions Zaïango 1 et 2 et la mission ZaïRov. Ces carottes se répartissent sur l'ensemble du dernier complexe depuis la zone amont, jusqu'à la terminaison la plus distale du dernier lobe. Ces carottages s'organisent en plusieurs transects qui permettent de caractériser les évolutions de la nature des sédiments au sein d'un lobe avec plusieurs transects amont aval et les évolutions latérales des faciès avec des transects de carottes perpendiculaires aux axes des chenaux.

Les observations près du fond : SAR et ROV

Des campagnes très spécifiques ont été programmées dans le cadre du programme Zaïango, dans le but de caractériser très précisément les différentes morphologies présentes à la surface des lobes. La mission ZaïSar mettant en œuvre le sonar latéral SAR, avait pour objectif de caractériser précisément les grands ensembles morphologiques observés à partir des données de sondeur multifaisceaux EM 12 et des données de sismiques. Au niveau des lobes, plusieurs mosaïques d'images ont été acquises au niveau des axes de chenaux et au niveau de la terminaison distale du dernier lobe. Pour compléter les informations obtenues à partir des données de sonar latéral, comme la présence de nombreux blocs à la surface des lobes, cette mission a été suivie d'une mission mettant en œuvre, à partir du N/O L'Atalante, un submersible télé-opéré (ROV). Les observations obtenues à partir des vidéos ont permis de préciser la nature de la surface des lobes mais également de lever des coupes des flancs des chenaux.

## ***C / LE SYSTEME TURBIDITIQUE DU RHONE***

Ce travail est basé sur l'interprétation des données acquises au cours du Leg 5 d'une campagne océanographique du programme Images V, qui s'est déroulée en 1999 à bord du N/O Marion Dufresne et de la mission océanographique MARION qui s'est déroulée en 2000 sur le N/O Suroît. Au cours de cette mission, une reconnaissance de la zone a été effectuée à l'aide d'un sondeur multifaisceaux EM300 associée à un dispositif de sismique haute et très haute résolution. Des carottages Küllenberg ont été effectués lors de la mission Marion de part et d'autre du Néochenal ainsi que dans la partie la plus distale de la zone d'étude. Ce dernier carottage double un prélèvement effectué lors de la mission Images V avec le carottier géant Calypso.

Parmi les analyses spécifiques réalisées sur les carottes, des photographies numériques à haute résolution, radiographies de rayons X employant le système de SCOPIX ((Migeon et al., 1999)) ont été employées pour indiquer les structures internes. Des analyses granulométriques ont été faites sur un microgranulomètre du coute LS130. Des taux de sédimentation récents ont été estimés en mesurant le  $^{210}\text{Pb}$  dans la section supérieure des carottes, et des datations  $^{14}\text{C}$  AMS ont été faits sur les Bulloïdes planctoniques et des Globigerina. Les âges sont indiqués avec une correction de réservoir de -400 ans. Les âges calibrés ont été convertis avec le logiciel Calib4.3 ((Stuiver et al., 1998)).



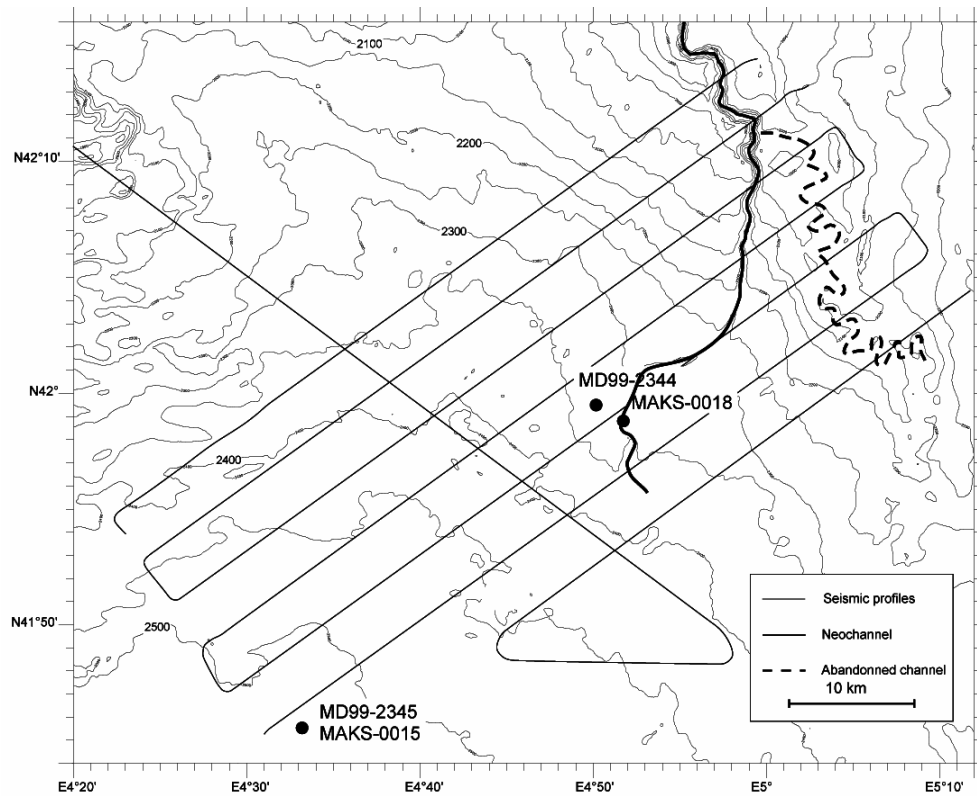


Figure 7 : Carte de localisations des navigations des campagnes d'acquisition sismique et bathymétrique et des points de carottages de la mission Marion et de la campagne de carottage Images V.

## II / DESCRIPTION DES MATERIELS UTILISES

### A / LE POSITIONNEMENT

Lors de toutes ces campagnes, les navires étaient positionnés grâce au système DGPS, qui permet une grande précision de positionnement avec une incertitude de seulement +/- 3m.

### B / LES SONDEURS MULTI FAISCEAUX

Les sondeurs multifaisceaux sont destinés à la cartographie des fonds océaniques. Ils fournissent des données bathymétriques permettant l'étude précise de la morphologie des fonds, ainsi que des données d'imagerie acoustique qui permettent de mesurer les changements de réflectivité du fond classiquement interprétés comme des variations de la nature, de la texture et de l'état des sédiments et/ou de la morphologie. Les données bathymétriques sont basées sur le temps de propagation des ondes acoustiques. Les sondeurs multifaisceaux travaillent avec une large ouverture angulaire, ce qui leur confère une couverture spatiale très importante.

Pour cette étude, nous avons à notre disposition des données du sondeur multifaisceaux SIMRAD EM12 Dual de l'Atalante (Chantiers Zaïre et Atalante) qui est essentiellement destiné à l'étude des grands fonds, pour des profondeurs supérieures à 700 m. Il permet de couvrir une bande qui atteint au maximum une vingtaine de Km de large, cette largeur variant directement en fonction de la profondeur d'eau et de l'ouverture angulaire utilisée. A des profondeurs de plusieurs milliers de mètres (la profondeur de la zone distale du Zaïre étant d'environ 5000 m) la largeur couverte par le sondeur multifaisceaux à chaque passage

est d'une dizaine de Km. La fréquence moyenne du signal utilisé par l'EM12 est de 13 kHz. Pour le dernier chantier (Le Néofan du Rhône), nous avons à notre disposition des données du sondeur multifaisceaux EM300 du Surôit. L'EM300 est destiné à l'étude des fonds marins pour des profondeurs allant jusqu'à 4000 m. La largeur de la fauchée dépend de la profondeur d'eau et de l'ouverture angulaire. La fréquence moyenne du signal est de 32 kHz. La résolution spatiale de l'EM300 est très importante (20\*20 m à la verticale) et sa précision de la mesure de la profondeur est inférieure au mètre.

L'ensemble des traitements, sur les données bathymétriques et de réflectivité, est réalisé à l'aide du logiciel Caraïbes (Ifremer). Le logiciel CARAIBES comporte un ensemble d'outils permettant le traitement des données des sondeurs multifaisceaux et des sonars latéraux remorqués. Il a été développé par IFREMER et a permis de traiter l'ensemble des données de bathymétrie et d'imagerie Sonar. Il permet également l'édition des données sous de nombreuses formes : cartes isobathes, bathymétrie ombrée, cartes de pente, cartes de navigation, mosaïque Sonar, coupes bathymétriques...

### **C / LE SONDEUR DE SEDIMENT 3,5 KHZ**

Le principe de fonctionnement du sondeur de sédiment 3,5 kHz est approximativement le même que celui de la sismique réflexion. Les ondes acoustiques émises se réfléchissent à l'interface de deux milieux d'impédances différentes. Le sondeur de sédiment placé sur la coque du bateau est utilisé en complément de la sismique réflexion pour étudier la même zone avec une résolution verticale beaucoup plus importante (0,75 m). La pénétration du signal dépend directement de la nature des sédiments rencontrés, elle peut atteindre plusieurs dizaines de mètres dans les sédiments fins (argiles et silts) et seulement quelques mètres dans les sédiments les plus grossiers.

### **D / LE SAR**

Le SAR (Système Acoustique Remorqué) est un outil de géophysique multicapteurs haute résolution, conçu pour l'étude de la nature et de la structure géologique des fonds marins par grande profondeur (200 à 6000 m). C'est un système remorqué à 80-100 m au-dessus du fond, qui permet par sa résolution en imagerie sonar latéral (1 pixel pour 25 cm) d'aborder l'étude détaillée des fonds marins en complément des autres systèmes destinés à des reconnaissances à plus grande échelle (sondeurs multifaisceaux des navires océanographiques, sonars à grande couverture).

Le système SAR offre les fonctionnalités suivantes :

- Imagerie sonar latéral 180 kHz de portée 1,5 km et de résolution 0,25 m,
- Profil sédimentaire par sondeur de sédiment 3,5 kHz,
- Coupe sismique grand fond (20 Hz - 2 kHz), grâce au système PASISAR
- Positionnement utilisant un système de "base ultra courte" (capteur installé sur le navire support),

précision de l'ordre de 5-10 m sur le fond

### **PASISAR (PASSAGER SISMIQUE DU SAR)**

L'ajout d'une flûte sismique monotrAce remorqué par le SAR permet l'acquisition de profil sismique de très haute résolution (nettement supérieure à un dispositif de surface quand la profondeur d'eau est importante).

Pendant la campagne ZAISAR, la source sismique était composée d'un dispositif de 6 canons mini-GI (fréquence d'émission moyenne de 250 Hz) émettant en surface. Le traitement des données fournit des coupes sismiques de résolution verticale d'environ 5 m ((Nouze et al., 1997)).

## E / LA SISMIQUE

La sismique réflexion permet l'étude en profondeur, de l'épaisseur, et de l'agencement des couches du sous-sol, à partir d'ondes acoustiques créées artificiellement depuis la surface de l'eau. Les ondes acoustiques produites en surface sont réfléchies à l'interface de deux milieux (par exemple l'interface eau-sédiment ou l'interface entre deux couches sédimentaires) possédant des impédances différentes (vitesse de propagation des ondes acoustiques\*densité du milieu au sein duquel elles se propagent). Les ondes réfléchies sont enregistrées en surface par l'intermédiaire de flûtes mono ou multitraces. Les informations sont généralement retranscrites sous la forme de coupes « temps » du sous-sol et exprimées en temps aller-retour (Temps Double, TD). La propagation des ondes acoustiques dans le sous-sol est d'autant plus facile que la fréquence d'émission est basse. La résolution, c'est-à-dire le pouvoir de discriminer deux objets proches, diminue avec la fréquence d'émission. On parle de sismique haute résolution (HR, définition verticale de 10-15 m) pour des fréquences allant de 50 à 400 Hz avec une pénétration de 500 à 2000 m. La sismique très haute résolution (THR, définition vertical de 1- 2m) utilise des fréquences comprises entre 300 et 2000 Hz avec une pénétration de 50 à 200 m.

## F / LE CAROTTAGE

Le carottier de type Küllenberg est utilisé depuis une trentaine d'années. Contrairement aux autres outils de prélèvements, tel que la benne Shipeck, le carottier Küllenberg permet le prélèvement, sur la verticale, de quantités plus importantes de sédiment et surtout de conserver les sédiments dans l'ordre dans lequel ils sont déposés sur le fond. Le carottier est descendu à travers la colonne d'eau, suspendu à un câble. Au cours de la descente, il est précédé de quelques mètres par un carottier pilote (ou simple lest). Ce dernier atteint le fond le premier et, par l'intermédiaire d'un bras de déclenchement, il actionne un système de largage. Grâce à un lest de 800 à 1000 kg, le carottier s'enfonce dans le sédiment. A l'intérieur du tube (chemise PVC dans laquelle on récupère la carotte), un piston crée une dépression à la partie supérieure du sédiment et favorise ainsi la pénétration du carottier par aspiration des sédiments. Le carottier est ensuite arraché du sol par l'intermédiaire du câble. A la base du tube, un système de fermeture (la « peau d'orange ») retient les sédiments les plus cohésifs au cours de la remontée. Ce système n'empêche pas les sédiments les moins cohésifs tels que les sables d'être lessivés et souvent perdus avant que le carottier n'ait été ramené à bord du navire. Le carottier Küllenberg est très efficace pour le prélèvement des sédiments fins (argiles et silts) et de nombreuses innovations techniques seraient souhaitables pour améliorer le prélèvement des sables. L'effet d'aspiration créé par le piston engendre parfois une déformation des niveaux plus grossiers. Cette déformation n'est pas linéaire et peut affecter les niveaux à différentes profondeurs tout le long de la carotte.

## Les RX

La radiographie RX est une méthode non destructrice très largement utilisée pour l'analyse des carottes. Elle permet de visualiser l'organisation interne des sédiments et, dans de très nombreux cas, elle met en évidence des structures d'origine dynamique ou biologique invisibles lors de la description visuelle des carottes. Une nouvelle procédure de radioscopie et de traitements d'images, SCOPIX, a été développée à l'Université Bordeaux I. La radioscopie RX allie la technique classique de radiographie avec de nouvelles méthodes de numérisation d'images (Migeon et al., 1999, Lofi and Weber, 2000). Une source RX (160 kV, 19 mA) produit un rayonnement qui traverse l'échantillon à analyser. En sortie, ce rayonnement est amené, via un amplificateur de brillance, sur une caméra CCD connecté à un moniteur de contrôle et à un ordinateur. L'image RX est ainsi à tout moment visualisée en temps réel. L'acquisition des images se fait de façon automatique sur l'ordinateur par l'intermédiaire d'un programme informatique et selon un pas

d'échantillonnage de 10 cm. L'acquisition d'un mètre de carotte nécessite 2 minutes. Les problèmes de contraste liés notamment à des micros oscillations du courant électrique au cours de l'acquisition et à des défauts d'éclairage liés à la position de l'échantillon par rapport à la source ont récemment été résolus par l'acquisition d'un nouveau logiciel informatique. Afin d'obtenir des images numériques avec la meilleure résolution possible, les acquisitions ne sont pas réalisées sur les carottes non ouvertes ou les demi-carottes, mais sur des « plaques » de sédiment de 1 cm d'épaisseur, prélevées sur des plaquettes d'aluminium.

Les données issues de SCOPIX peuvent être visualisées et interprétées sous deux formes différentes :

- Les images numériques qui permettent une reconnaissance des différents faciès lithologiques présents dans la carotte et une observation détaillée des structures dynamiques et biologiques,
- des courbes d'intensité de niveaux de gris qui permettent de quantifier la réponse des sédiments au passage des rayons X. Cette réponse est fonction de la densité des sédiments. Les courbes mettent parfois en évidence des séquences de dépôt ainsi que les granoclassements.

Il est possible de faire subir aux images numériques des traitements pour souligner les structures présentes, et ainsi faciliter le travail d'analyse (Migeon et al., 1999). À l'aide du logiciel Adobe Photoshop, on peut traiter les images pour obtenir un rehaussement des contrastes pour une meilleure visualisation des images, faire une convolution orientée qui conduit à la dérivation de l'image. Chaque pixel est multiplié par une matrice 3\*3 et est remplacé par une somme pondérée de ses huit voisins. La valeur de chaque pixel est ainsi modifiée proportionnellement aux valeurs des pixels situés à proximité. Cette transformation a pour but de mettre en évidence les grandes variations dans l'image et de visualiser des « fronts d'intensité ». Elle fait ainsi apparaître les structures présentes en donnant une impression d'ombrage ou de relief.

## Les analyses granulométriques

La mesure de la taille des grains a été effectuée à l'aide d'un granulomètre laser *Coulter LS130*. Le principe de l'analyse repose sur la diffraction de faisceaux laser. Les sédiments sont transportés par un fluide jusqu'à une cellule de mesure qui est traversée par des faisceaux. En rencontrant les particules, les faisceaux sont diffractés vers des détecteurs qui permettent de calculer l'angle de diffraction. Cet angle est ensuite relié à la dimension des particules. Pour que les résultats soient fiables, les particules doivent être bien séparées les unes des autres, ce qui implique de n'utiliser qu'un petit volume de sédiment et surtout de bien éliminer les agrégats (notamment pour les minéraux argileux). Le *Coulter LS130* mesure un large éventail de classes granulométriques (0,1 à 900 µm).

## Chronostratigraphie

Un ensemble de datations C14 ont été réalisés sur les carottes ZaiAngo et ZaiRov dans 3 laboratoires : 25 au Centre de Datation par le Carbone à l'Université Claude Bernard à Lyon, par l'intermédiaire de Jean-Pierre SUC, sur une initiative de Michel Lopez (Elf, université de Montpellier), 18 au Lawrence Livermore National Laboratory (LLNL), USA, par Ifremer, et 4 au Nederlands Instituut voor Onderzoek der Zee (NIOZ), Pays-Bas par Fred Jansen. La plupart des mesures ont été effectuées sur de la matière organique (débris végétaux ou bois), quelques unes sur des carbonates (foraminifères, débris de coquilles). La totalité des analyses, sauf une, se situent dans la gamme d'âge accessible par le C-14. L'âge le plus ancien se situe à 48 400 ans, le plus récent est Post 17<sup>ème</sup> siècle, la majorité des âges sont Holocènes (<10 000 ans) et témoignent de l'activité du système actuel durant la période de haut niveau marin ((Dennielou et al., 2002)). Le Plomb 210 (210Pb) est un élément constamment produit dans la colonne d'eau par la désintégration du Radium 226 (226Ra), lui-même produit par l'Uranium 238 (238U). De même le sédiment contient une certaine quantité d'238U qui fournit du 210Pb. Le 210Pb est un isotope instable dont la désintégration fournit du 206Pb et un rayonnement  $\alpha$ , mesurable, avec une demi-vie de 22,3 ans. Le 210Pb issu de l'238U

sédimentaire s'appelle le  $^{210}\text{Pb}$  supporté, le  $^{210}\text{Pb}$  issu de la colonne d'eau s'appelle le  $^{210}\text{Pb}$  en excès. La présence du premier est déterminée par l'activité du  $^{226}\text{Ra}$ , la présence du deuxième par comparaison de l'activité  $^{210}\text{Pb}$  avec celle du  $^{226}\text{Ra}$ . L'activité du  $^{210}\text{Pb}$  reste supérieure à celle du  $^{226}\text{Ra}$  tant que le  $^{210}\text{Pb}$  issu de la colonne d'eau n'est pas épuisé, c'est-à-dire au-delà de 5 périodes, équivalent à environ 100 ans. La présence de l'activité du  $^{210}\text{Pb}$  garanti ainsi la présence de sédiment d'âge inférieur au siècle (Denniéou, 2002).

## G / LE MODULE GEOTECHNIQUE

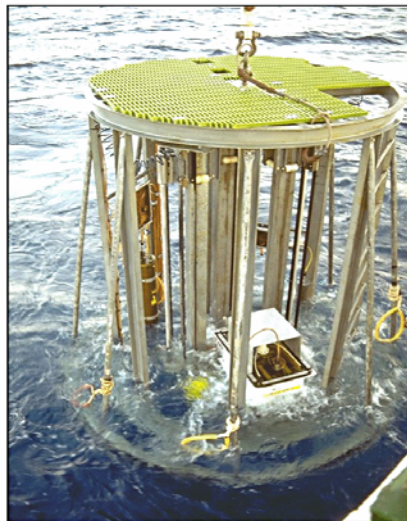
Le Module Géotechnique est une plate-forme instrumentée destinée à la mesure des propriétés géomécaniques des sédiments sur les deux premiers mètres des dépôts (figure 8). Il est opérationnel par grand fonds (6000 m au maximum) et permet le déploiement simultané de trois sondes pénétrométriques, à choisir parmi un carottier, différents modèles de pénétromètres, un scissomètre et une sonde de gamma-densité. Un appareil photographique et son flash peuvent également être installés pour obtenir des prises de vues du fond marin.

Le Module Géotechnique est entièrement automatisé. Les séquences de mesures sont préprogrammées avant la plongée et sont stockées dans la mémoire d'un ordinateur qui gère également la sécurité de la plate-forme et enregistre les résultats des différentes mesures. Les sondes sont foncées dans le sédiment à  $2\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$  par des moteurs pas à pas, alimentées sur des batteries qui permettent une vingtaine de stations de mesures.

L'équipement du Module Géotechnique comprend à l'heure actuelle six sondes pénétrométriques : trois pénétromètres, un carottier de 10 cm de diamètre, un scissomètre et une sonde de gamma-densité. Les trois pénétromètres permettent la mesure de la résistance à l'enfoncement, avec différentes valeurs de la résistance maximale (100 daN, 150 daN et 500 daN), et la mesure de la pression interstitielle induite jusque 10 bars. Par contre, seule la pointe de 100 daN autorise la mesure du frottement latéral. La sonde de gamma-densité permet la mesure de la densité humide des sédiments pour des valeurs comprises entre 0 et 2,7. Sa résolution verticale est de 12 cm et correspond à la distance entre la source de  $^{137}\text{Cs}$  et le récepteur. Elle a initialement souffert d'un problème d'étalonnage, la calibration s'effectuant dans de l'eau et dans un bloc de béton à l'air libre. Celle-ci est désormais réalisée dans des bains de Kaolinite de densités différentes, plus proches du milieu d'utilisation.

Les différents points de mesures géotechniques sont espacés de 500 m. Sur chaque point, nous disposons de plusieurs types de mesures comme l'effort de pointe normalisé ( $Q_t$  en KPa) et la pression interstitielle normalisée ( $B_q$  en KPa) sur une profondeur de 2 mètres. Nous avons appliqué à chaque point de mesure la méthode de (Ramsey, 2002) qui permet en combinant les différents paramètres, d'obtenir une estimation du type de sol tout les deux centimètres. Pour illustrer plus clairement les résultats obtenus à partir des données géotechniques, j'ai ensuite transformé la courbe de nature des sols en logs synthétiques comparables aux données de carottages (Figure 9), que nous avons sur ce transect.

Lors de la campagne de collecte des mesures géotechniques, le capteur de mesure des frottements n'a pas fonctionné. Le rapport entre le coefficient de frottement du tube sur le frottement de la pointe géotechnique a été considéré comme nul, ce qui implique une incertitude, sur la nature des sols, visible surtout au niveau des passages entre les niveaux sableux et le niveau argileux. En effet sur chaque point de mesure, la méthode de calcul de Ramsey (2002) donne toujours un passage progressif entre les sables et les argiles. Ce qui n'est pas le cas notamment à la base des lits sableux.



### Le Module Géotechnique

Autonomie maximale: 20 stations de mesures

Profondeur maximale: 6000 m

3 colonnes de mesure pénétrométrique disponibles :

- pénétromètre
- carottier
- gamma densité
- scissomètre

Masse (air) : 2 tonnes

Masse (eau) : 1,6 tonnes

Figure 8 : Caractéristiques générales du module Géotechnique.

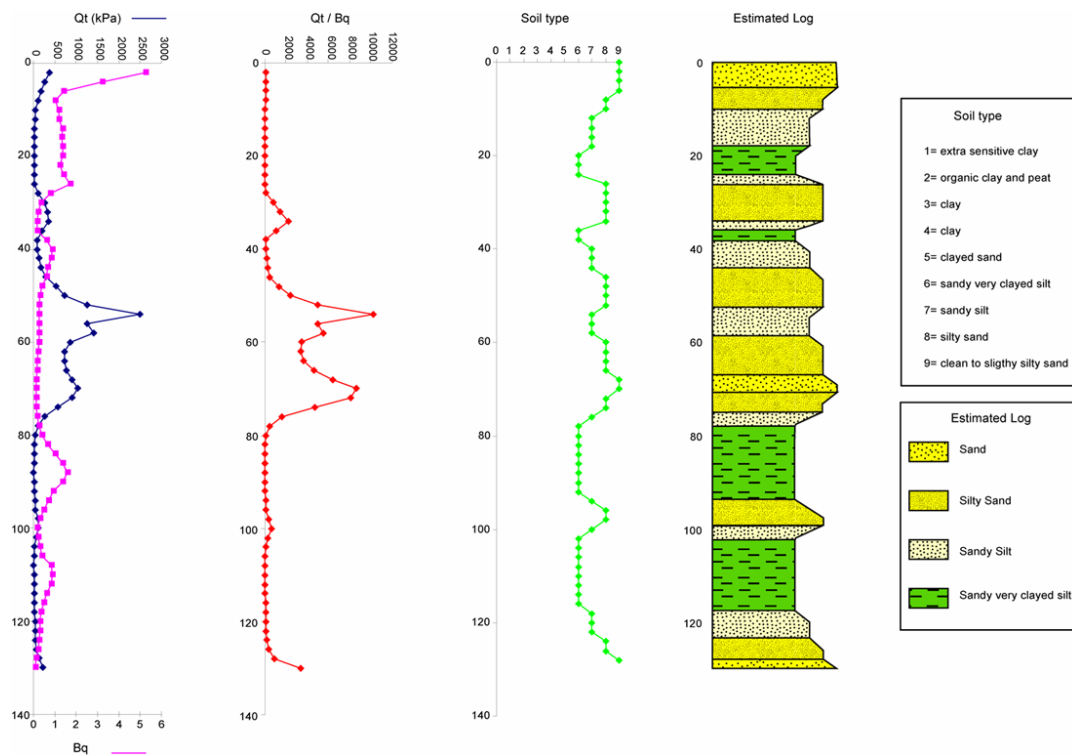


Figure 9 : les différents paramètres géotechniques permettant d'aboutir à un log estimé (méthode de Ramsey, 2002).

## H / LE ROV

Dédié à la recherche scientifique dans le domaine de l'océanographie, Victor est un système téléopéré par grande profondeur, instrumenté et modulaire, capable d'effectuer de l'imagerie optique de qualité, d'emporter et d'opérer divers équipements et outillage scientifique ((Sarradin et al., 2002)). Dans la configuration utilisée pendant la campagne ZaïRov 1, le système Victor offrait les fonctionnalités suivantes :

- Prise de vue par caméras vidéo (frontales et verticales),
- Détection d'objets au sonar panoramique,

- Manipulation et prélèvement grâce à deux bras et à un panier mobile, par pince à godets ou carottiers à sédiment (d=53 mm, l=400 mm)
- Positionnement en surface par "base ultra courte " (capteur installé sur le navire support)
- Acquisition et enregistrement des données de navigation et des mesures effectuées par les capteurs embarqués : altitude, pression, température, cap, vitesse et heure.



Photo d'un carottage sur le fond avec le Rov



Figure 10 : Photos du ROV Victor 6000.

#### • Dépouillement et interprétation des données

ADELIE (« Aide au DEpouilleLement Interactif des données des Engins sous-marins ») est un ensemble de logiciels, utilisables en mer comme dans les laboratoires scientifiques, permettant de visualiser, manipuler et valoriser les données, les images et les vidéos enregistrées à partir des submersibles de l'Ifremer. Les logiciels ADELIE importent les données enregistrées au cours des plongées, les visualisent de façon synchrone avec les vidéos, les traitent, les interprètent et réalisent des cartes ou des reconstitutions mosaïques du fond. Basé sur le Système d'Informations Géographiques (SIG) ArcView, ADELIE offre de nombreuses fonctions de visualisation cartographique et de traitement des données multimédia des engins, comme : afficher dans un cadre géographique par couches thématiques 2D ou 3D, la navigation, les évènements, les points remarquables, la bathymétrie, les images, et créer à partir des vidéos et des observations, des cartes de caractérisation du fond. Dans le cas de notre étude, le logiciel ADELIE a servi principalement au dépouillement des plongées ROV. Il a permis la cartographie des différentes observations directement calée sur la navigation de l'engin et les données d'imagerie et de bathymétrie : cartographie des affleurements, blocs, éboulis, faune, échantillons, et carottages. Les carottages échantillonnés par le ROV ont été ouverts et décrits suivant le même protocole que les carottages Kullenberg : photographie, description, et frottis.



**BIBLIOGRAPHIE**

- Dennielou, B., J.-L. Volat, J.-M. Jouanneau, T. Danelian, C. Montenat and M. Lopez (2002). Rapport Final ZaïAngo: Ages et taux d'accumulation du deep-sea fan du Zaïre, synthèse des éléments de stratigraphie. Brest, IFREMER.
- Lofi, J. and O. Weber (2000). "The use of SCOPIX X-ray images for the extraction of a high resolution sedimentary signal." Geo-marine letters.
- Migeon, S., O. Weber, J. C. Faugères and J. Saint-Paul (1999). "SCOPIX: A new X-ray imaging system for core analysis." Geo-Marine Letters **18**: 251-255.
- Nouze, H., J. C. Sibuet, B. Savoye, B. Marsset and Y. Thomas (1997). "PASISAR: Performances of a High and Very-High Resolution Hybrid Deep-Towed Seismic Device." Marine Geophysical Researches **19**: 379-395.
- Ramsey, N. (2002). A calibrated model for the interpretation of cone penetration tests (CPTs) in North Sea quaternary soils. Offshore Site Investigation and Geotechnics: diversity and sustainability, london, UK.
- Sarradin, P.-M., K. Olu Leroy, H. Ondreas, M. Sibuet, M. Klages, Y. Fouquet, B. Savoye, D. J.-F. and J.-L. Michel (2002). Evaluation of the first year of scientific use of the French ROV Victor 6000. International Symposium on Underwater Technology 2002, Tokyo.
- Stuiver, M., P. J. Reimer, E. Bard, J. W. Beck, G. S. Burr, K. A. Hughen, B. Kromer, G. McCormac, J. van der Plicht and M. Spurk (1998). "INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration, 24000-0 cal BP." Radiocarbon **40**(3): 1041-1083.
- Unterseh, S. (1999). Cartographie et Caractérisation du Fond Marin par Sondeur Multifaisceaux. Laboratoire Environnement, Géomécanique et Ouvrages. Nancy, Institut National Polytechnique de Lorraine: 234.

## LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Carte de localisation de la navigation de la campagne Nicasar : acquisition sismique, bathymétrique et d'imagerie acoustique. ....	280
Figure 2 : Carte de localisations des points de carottage Küllenberg et d'interface et du transect de données géotechniques. ....	280
Figure 3 : Tableau résumant les différents types d'acquisition de sismique réflexion avec leur dispositif et la résolution des données. ....	281
Figure 4 : Carte de localisations des navigations des campagnes d'acquisition sismique et bathymétrique (Zaiango 1 et 2, ZaiSar et Zairov). ....	282
Figure 5 : A/ zoom d'un scan d'un profil en noir et blanc. B/ Même zoom d'un profil issu du logiciel d'interprétation sismique SISIMAGE. C/ Interprétation du profil. ....	283
Figure 6 : carte de localisation des points de carottage sur le dernier complexe de lobe du Zaïre. (En rouge les carottes de la mission ZaiRov et en bleu, les carottes des missions Zaiango). ....	283
Figure 7 : Carte de localisations des navigations des campagnes d'acquisition sismique et bathymétrique et des points de carottages de la mission Marion et de la campagne de carottage Images V. ....	285
Figure 8 : Caractéristiques générales du module Géotechnique. ....	290
Figure 9 : les différents paramètres géotechniques permettant d'aboutir à un log estimé (méthode de Ramsey, 2002). ....	290
Figure 10 : Photos du ROV Victor 6000. ....	291



# BIBLIOGRAPHIE GENERALE

- Alexander, J. and S. Morris (1994). Observations on experimental, nonchannelized, high-concentration turbidity currents and variations in deposits around obstacles. Journal of Sedimentary Research. **A64**: 899-909.
- Alonso, B., M. Canals, H. Got and A. Maldonado (1991). "Sea valleys and related depositional systems in the Gulf of Lions and Ebro continental margins." American Association of Petroleum Geologist Bulletin **75**(7): 1195-1214.
- Amy, L. A., W. D. McCaffrey and B. Kneller (2004). The influence of lateral basin-slope on the depositional patterns of natural and experimental turbidity currents. Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New Perspectives on the Grès d'Annot and related systems. P. Joseph and S. A. Lomas. London, Geological Society: 311-330.
- Babonneau, N. (2002). Mode de fonctionnement d'un chenal turbiditique méandrique : Cas du système Turbiditique Actuel du Zaïre. Ecole Doctorale des Sciences du Vivant, Géosciences, Sciences de l'Environnement. Bordeaux, Université Bordeaux I: 308.
- Babonneau, N., B. Savoye, M. Cremer and M. Bez (2004). Multiple terraces within the deep incised Zaïre canyon: are they confined levees? Turbidite Sedimentation in Confined Systems, Geological Society of London. **Special Publication**.
- Badalini, G., B. Kneller and C. D. Winker (2000). Architecture and Processes in the Late Pleistocene Brazos-Trinity turbidite System, Gulf of Mexico Continental Slope. 20th Annual GCSSEPM Foundation Bob F. Perkins Research Conference "Deep-Water reservoirs in the world", Houston, GCSEPM Special Volume.
- Berné, S., D. Carré, B. Loubrieu, J.-P. Mazé and A. Normand (2001). Carte morpho-bathymétrique du Golfe du Lion. Brest, Ifremer-Région Languedoc-Roussillon.
- Berné, S., G. Lericolais, T. Marsset, F. Bourillet Jean and M. De Batist (1998). "Erosional shelf sand ridges and lowstand shoreface: examples from tide and wave dominated environments of France." Journal of Sedimentary Research **68**(4): 540-555.
- Bongo-Passi, G. (1984). Contribution à l'étude lithostratigraphique, minéralogique et géochimique du delta sous-marin profond du fleuve Congo, Univ. Toulouse: 215.
- Bonnel, C., B. Dennielou, L. Droz, T. Mulder and S. Berné (2005). "Architecture and depositional pattern of the Rhône Neofan and recent gravity activity in the Gulf of Lions (Western Mediterranean)." Marine and Petroleum Geology.
- Bonnel, C., B. Savoye, M. Cremer and M. Bez (2003). Le lobe distal du Var (Mer Ligure, Méditerranée): Architecture sismique, faciès acoustiques, nature des Sédiments. 9ème Congrès Français de Sédimentologie, Bordeaux, ASF.
- Bouma, A. H., J. M. Coleman and D. L. S. Scientists (1985). Mississippi Fan: Leg 96 program and principal results. Submarine fans and related turbidite systems. A. H. Bouma, N. E. Barnes and W. R. Normark. New York, Springer-Verlag.
- Brice, S. E., M. D. Cochran, G. Pardo and A. D. Edwards (1982). Tectonics and sedimentation of the South Atlantic rift sequence : Cabinda, Angola. Studies in continental margin geology. J. S. Watkins and C. L. Drake. Tulsa, Ok, American Association of Petroleum Geologists Memoir. **34**: 5-18.
- Caillère, S. and A. Monaco (1971). "Nature et origine des glauconites dans les dépôts du Quaternaire terminal du plateau continental roussillonnais (Pyrénées Occidentales)." Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series D - Earth and Planetary Science **273**: 2403-2406.
- Canals, M., A. Monaco, B. Chassefiere and H. Got (1985). Dynamique sédimentaire et phénomènes d'instabilité sur les marges continentales : approche géotechnique. Commiss. Internationale Explor. Sci. Mer Méditerranée Rapp. P.V. réunions Monaco. **29**: 169-170.

- Cirac, P., F. Bourillet Jean, R. Griboulard and A. Normand (2001). "Le canyon de Capbreton : nouvelles approches morphostructurales et morphosedimentaires. Premiers resultats de la campagne Itsas; Canyon of Capbreton: new morphostructural and morphosedimentary approaches. First results of the ITSAS cruise." Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Series D - Earth and Planetary Science **332**: 447-455.
- Clark, J. D., N. H. Kenyon and K. T. Pickering (1992). Quantitative analysis of the geometry of submarine channels: implications for the classification of submarine fans. Geology: 633-636.
- Cremer, M. (2004). Analyse Radiographique Des Dépôts Récents Du Système Turbiditique Du Zaïre. R. I. Ifremer: 16.
- Cremer, M. and B. Savoye (1999). Analyse morphosédimentaire du système turbiditique récent du Zaïre. Rapport final ZaiAngo 1 & 2. Ifremer. Plouzané: 87-100.
- Cremer, M. and B. Savoye (1999). Faciès acoustiques du système turbiditique récent du Zaïre (Projet ZaiAngo). 7ème Congrès Français de Sédimentologie, Nancy, ASF.
- Cruikshank, K. M. (1997). Dodson Debris Flows, Oregon. Association of Engineering Geologists. Program with Abstracts for 1997 Annual Meeting, Portland.
- Damuth, J. E., R. D. Flood, R. O. Kowsmann, R. H. Belderson and M. A. Gorini (1988). "Anatomy and growth pattern of Amazon deep-sea fan as revealed by long-range side-scan sonar (GLORIA) and high-resolution seismic studies." American Association of Petroleum Geologists Bulletin **72**(8): 885-911.
- Damuth, J. E., V. Kolla, R. D. Flood, R. O. Kowsmann, M. C. Monteiro, M. A. Gorini, J. J. C. Palma and R. H. Belderson (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.
- Dennielou, B. and J. Jouanneau (in prep). Ages and duration of sedimentary objects and sediment accumulation rates. KEY RESULTS OF THE INTEGRATED STUDY OF THE MODERN ZAIRE/CONGO FAN (ZAIANGO PROJECT). T.-. Ifremer.
- Dennielou, B., J.-L. Volat, J.-M. Jouanneau, T. Danelian, C. Montenat and M. Lopez (2002). Rapport Final ZaiAngo: Ages et taux d'accumulation du deep-sea fan du Zaïre, synthèse des éléments de stratigraphie. Brest, IFREMER.
- 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 - 2 Volumes. Paris, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6: 373.
- Droz, L. (1983). L'éventail sous-marin profond du Rhône (Golfe du lion) : grands traits morphologiques et structure semi-profonde. Paris, Université Paris VI: 195.
- Droz, L., G. Bellaiche, J. C. Aloisi and e. al. (1983). Structure de l'éventail sous-marin profond du Rhône (Rhône deep-sea fan). Commiss. Internationale Explor. Sci. Mer Méditerranée Rapp. P.V. réunions Monaco. **28**: 65-66.
- Droz, L. and G. Bellaiche (1985). "Rhône Deep-Sea Fan: morphostructure and growth pattern." American Association of Petroleum Geologists Bulletin **69**: 460-479.
- Droz, L., F. Rigaut, P. Cochonat and R. Tofani (1996). "Morphology and recent evolution of the Zaire turbidite system (Gulf of Guinea)." GSA Bulletin **108**(3): 253-269.
- Droz, L., R. Kergoat, P. Cochonat and S. Berné (2001). "Recent sedimentary events in the western Gulf of Lions (Western Mediterranean)." Marine Geology **176**(1-4): 23-37.
- Droz, L., T. Marsset, B. Savoye and F. L. Spy-Anderson (2002). Channel transfer processes in the Zaire Turbidite System (ZaiAngo project). AAPG Annual Meeting, Houston, AAPG.

- Droz, L., T. Marsset, H. Ondréas, M. Lopez, B. Savoye and F.-L. Spy-Anderson (2003). "Architecture of an active mud-rich turbidite system: The Zaire Fan (Congo-Angola margin southeast Atlantic): Results from ZaiAngo 1 and 2 cruises." American Association of Petroleum Geologist Bulletin **87**(7): 1145-1168.
- Du Fou, G. (1993). Application des méthodes informatiques à l'étude des bilans érosion-sédimentation : cas du chenal du Petit-Rhône. Cherbourg, France, Intechmer: 59.
- Fildani, A. and W. R. Normark (2004). "Late Quaternary evolution of channel and lobe complexes of Monterey Fan." Marine Geology **206**(1-4): 199-223.
- Flood, R. C., P. L. Manley, K. O. Kowsmann, C. J. Appi and C. Pirmez (1991). Seismic facies and late Quaternary growth of Amazon submarine fan. Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems. P. Weimer and M. H. Link. New York, Springer-Verlag: 415-434.
- Galloway, W. E. (1998). "Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems: Component facies, stratigraphic architecture, and classification." AAPG Bulletin **82**: 569-595.
- Gardner, J. V., R. G. Bohannon, M. E. Field and D. G. Masson (1996). The morphology, processes, and evolution of Monterey Fan: A revisit. Geology of the United States' Seafloor. The View from GLORIA. J. V. Gardner, M. E. Field and D. C. Twichell, Cambridge University Press.
- Gaullier, V., E. Antonini, J. Benkhelil and H. Got (1998). "Recent gravity-driven sedimentary bodies in the North-Balearic Basin: geometry and quantification." Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science **327**(10): 677-684.
- Gervais, A. (1999). Les levées sédimentaires turbiditiques de l'éventail sous-marin profond du Zaïre (Marge Angolaise, Afrique) : faciès, géométrie et processus de mise en place. Département de Géologie et Océanographie, Université de Bordeaux I: 30.
- 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). Bordeaux, Université Bordeaux I.
- Gervais, A., B. Savoye, D. J. W. Piper, T. Mulder, M. Cremer and L. Pichevin (2004). Present Morphology and Depositional Architecture of a Sandy Submarine System : the Golo Turbidite System, Eastern Margin of Corsica. Confined Turbidite Systems. London, Geological Society. **Special Publication**: 59-89.
- Gingele, F. X., P. M. Müller and R. R. Schneider (1998). "Orbital forcing of freshwater input in the Zaire fan area - clay mineral evidence from the last 200 kyr." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **138**(1-4): 17-26.
- Got, H. and D. J. Stanley (1974). "Sedimentation in two Catalonian canyons, northwestern Mediterranean." Marine Geology **16**: 91-100.
- Heezen, B. C., R. J. Menzies, E. D. Schneider, W. M. Ewing and N. C. L. Granelli (1964). Congo submarine canyon. American Association of Petroleum Geologists Bulletin. **48**: 1126-1149.
- Hübscher, C., V. Spiess, M. Breitzke and M. E. Weber (1997). "The youngest channel-levee system of the Bengal Fan: results from digital sediment echosounder data." Marine Geology **141**: 125-145.
- Hugo, A. (1999). Modélisation des écoulements gravitaires catastrophiques par une approche objet dynamique : Erosion - Transport - Dépôt. Paris, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI: 247.
- 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). Perpignan, Université de Perpignan: 243.
- Jansen, J. H. F., T. C. E. Van Weering, R. Gieles and J. Van Ipresen (1985). "Middle and late Quaternary oceanography and climatology of the Zaire-Congo fan and the adjacent eastern Angola Basin." Netherlands Journal of sea Research **17**(2/4): 201-249.



- Jegou, I. (2002). Comment l'activité turbiditique est-elle enregistrée dans les dépôts de débordement de la ride sédimentaire du Var?, Université de Bretagne occidentale.
- Joseph, P., N. Babonneau, A. Bourgeois, G. Cotteret, R. Eschard, B. Garin, O. Gomes de Souza, D. Grangeon, F. Guillocheau, O. Lerat, J. M. Quemener and C. Ravenne (2000). The Annot Sandstone outcrops (French Alps): Architecture description as input for quantification and 3D reservoir modeling. Deep-Water reservoirs of the World.
- Kenyon, N. H., J. Millington, L. Droz and M. K. Ivanov (1995). Scour holes in a channel-lobe transition zone on the Rhône cone. Atlas of Deep-water Environments: Architectural Styles in Turbidite Systems. K. T. Pickering, R. N. Hiscott, N. H. Kenyon, F. R. Lucchi and R. D. A. Smith. London, Chapman and Hall: 212-215.
- Kenyon, N. H., I. Klaucke, J. Millington and M. K. Ivanov (2002). "Sandy submarine canyon-mouth lobes on the western margin of Corsica and Sardinia, Mediterranean Sea." Marine Geology **184**: 69-84.
- Kinga-Mouzeo (1986). Transport particulière actuel du fleuve Congo et de quelques affluents ; enregistrement quaternaire dans l'éventail détritique profond (sédimentologie, minéralogie et géochimie), Université de Perpignan: 261.
- Klaucke, I. and C. P. (1999). "Analysis of past seafloor failures on the continental slope off Nice (SE France)." Geo-marine letters **19**: 245-253.
- Klaucke, I., B. Savoye and P. Cochonat (2000). "Patterns and processes of sediment dispersal on the continental slope off Nice, SE France." Marine Geology **162**(2-4): 405-422.
- Klaucke, I., D. G. Masson, N. H. Kenyon and J. V. Gardner (2004). "Sedimentary processes of the lower Monterey Fan channel and channel-mouth lobe." Marine Geology **206**(1-4): 181-198.
- Kneller, B. C. (1995). "Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction." Characterization of Deep Marine Clastic Systems **94**: 31-49.
- Komar, P. D. (1971). "Hydraulic Jumps in Turbidity Currents." GSA Bulletin **82**: 1477-1488.
- Lonsdale, P. and C. D. Hollister (1979). "Cut-off at an abyssal meander, south of Iceland." Geology **7**: 597-601.
- Lopez, M. (2001). "Architecture and depositional pattern of the Quaternary deep-sea fan of the Amazon." Marine and Petroleum Geology **18**(4): 479-486.
- Lowe, D. R. (1976). "Grain flow and grain-flow deposits." Journal of sedimentary petrology **46**: 188-199.
- Lowe, D. R. (1982). Sediment gravity flows : II) Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. Journal of Sedimentary Petrology. **52**: 279-297.
- Manley, P. L., C. Pirmez, W. Busch and A. Cramp (1997). Grain-Size Characterization of Amazon Fan and Comparison to Seismic Facies Units. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. R. D. Flood, D. J. W. Piper, A. Klaus and L. C. Peterson. **155**.
- Marsset, T., L. Droz, B. Savoye and F. L. Spy-Anderson (2002). Major erosional surfaces in the Zaïre turbidite system (ZaïAngo Project). AAPG Annual Meeting, Houston, AAPG.
- Marsset, T., L. Droz, E. Pichon, N. Babonneau and B. Savoye (2003). Cyclicités dans l'architecture interne du système turbiditique du Zaïre. 9<sup>ème</sup> Congrès de sédimentologie, Bordeaux, Publications ASF.
- Marton, L. G., G. C. Tari and C. T. Lehmann (2000). Evolution of the Angola passive Margin, West Africa, with Emphasis on Post-Salt Structural Styles. Atlantic Rifts and Continental Margins. W. Moriak and M. Talwani. Washington, DC, American Geophysical Union: 129-149.
- Masson, D. G., N. H. Kenyon, J. V. Gardner and F. M. E. (1995). Monterey Fan: channel and overbank morphology. Atlas of Deep Environments: Architectural style in Turbidite Systems. K. T. Pickering, R. N. Hiscott, N. H. Kenyon, F. Ricci Lucchi and R. D. A. Smith. London, Chapman and Hall.
- Méar, Y. (1984). Séquences et unités sédimentaires du glaciaire rhodanien (Méditerranée occidentale), Perpignan.

- Méar, Y. and B. Gensous (1993). "Processus d'edification d'une unite interlobe; application au deep-sea fan du Petit Rhone." Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre **317**(12): 1633-1640.
- Miall, A. D. (1999). "Perspectives: In defense of facies classifications and models." Journal of sedimentary research **69**(1): 2-5.
- Middleton, G. V. (1967). Experiments on density and turbidity currents: III Deposition of sediments. Canadian Journal of Earth Sciences. **4**: 475-505.
- Middleton, G. V. and M. A. Hampton (1973). Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. Turbidites and deep-water sedimentation. G. V. Middleton and A. H. Bouma. Los Angeles, Pacific Section SEPM: 1-38.
- Middleton, G. V. and M. A. Hampton (1973). Turbidites and deep water sedimentation. SEPM Pacific Section.
- Migeon, S., O. Weber, J. C. Faugères and J. Saint-Paul (1999). "SCOPIX: A new X-ray imaging system for core analysis." Geo-Marine Letters **18**: 251-255.
- Migeon, S. (2000). Dunes géantes et levées sédimentaires en domaine marin profond : approche morphologique, sismique et sédimentologique. Ecole Doctorale des Sciences du Vivant, Géosciences, Sciences de l'environnement. Talence, France, Université Bordeaux 1: 288.
- Migeon, S., B. Savoye and J.-C. Faugeres (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., B. Savoye, E. Zanella, T. Mulder, J.-C. Faugères and O. Weber (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.
- Moguedet, G. (1988). Les relations entre le fleuve Congo et le sédimentation récente sur la marge continentale entre l'embouchure et le Sud Gabon : étude hydrologique, sédimentologique et géochimique. Angers, Univ. Angers: 187.
- Morris, W. R., N. H. Kenyon, A. Limonov and J. Alexander (1998). "Downstream changes of large-scale bedforms in turbidites around the Valencia channel mouth, north-west Mediterranean: implications for palaeoflow reconstruction." Sedimentology **45**(2): 365-377.
- Morris, W. R. and W. R. Normark (2000). Sedimentologic and Geometric Criteria for Comparing Modern and Ancient Sandy Turbidite Elements. 20th Annual GCSSEPM Foundation Bob F. Perkins Research Conference "Deep-Water reservoirs in the world", Houston, GCSEPM Special Volume.
- Mulder, T. and J. P. M. Syvitski (1995). Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. Journal of Geology. **103**: 285-299.
- Mulder, T. and P. Cochonat (1996). "Classification of offshore mass movements." Journal of sedimentary research **66**(1): 43-57.
- Mulder, T., B. Savoye, J. P. M. Syvitski and P. Cochonat (1996). Origine des courants de turbidité enregistrés à l'embouchure du Var en 1971. C. R. Acad. Sci. Paris. **322**: 301-307.
- Mulder, T., B. Savoye and J. P. M. Syvitski (1997). "Numerical modelling of a mid-sized gravity flow: the 1979 Nice turbidity current (dynamics, processes, sediment budget and seafloor impact)." Sedimentology **44**: 305-326.
- Mulder, T., B. Savoye, J. P. M. Syvitski and O. Parize (1997). "Des courants de turbidité hyperpycnaux dans la tête du canyon du Var ? Données hydrologiques et observations de terrain." Oceanologica Acta **20**(4): 607-626.

- Mulder, T., J. P. M. Syvitski and K. I. Skene (1998). "Modeling of erosion and deposition by turbidity currents generated at river mouths." Journal of Sedimentary Research **68**(1): 124-137.
- Mulder, T., B. Savoye, D. J. W. Piper and J. P. M. Syvitski (1998). The Var submarine sedimentary system : understanding Holocene sediment delivery processes and their importance to the geological record. Geological processes on Continental Margins : Sedimentation, Mass-Wasting and Stability. M. S. Stocker, D. Evans and A. Cramp, Geological Society, London, Special Publications. **129**: 146-166.
- Mulder, T. and J. Alexander (2001). "The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits." Sedimentology **48**: 269-299.
- Mulder, T., S. Migeon, B. Savoye and J.-C. Faugères (2001). "Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents?" Geo-marine letters **21**(2): 86-93.
- Mulder, T., S. Migeon, B. Savoye and J.-M. Jouanneau (2001). "Twentieth century floods recorded in the deep Mediterranean sediments." GSA Bulletin **29**(11): 1011-1014.
- Mulder, T., J. P. M. Syvitski, S. Migeon, J.-C. Faugeres and B. Savoye (2003). "Marine Hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review." Marine and Petroleum Geology(20): 861-882.
- Mutti, E. and F. Ricci Lucchi (1972). Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis (English translation by Nilsen T.H. 1978). International Geology Review. **20**: 125-166.
- Mutti, E. and G. Ghibaudò (1972). Un esempio di torbiditidi conioide sottomarina esteriina: Le Arenariedi di San Salvatore (Formazione di Bobbio, Miocene) nell' Appennino di Piacenza. Memorie dell' Accademia delle Scienze di Torino, Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturalie. **4**: 40.
- Mutti, E. (1977). Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain). Sedimentology. **24**: 107-131.
- Mutti, E. (1985). Turbidite systems and their relations to depositional sequences. Provenance of Arenites. G. G. Zuffa, D. Reidel Publishing Company: 65-93.
- Mutti, E. and W. R. Normark (1987). Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. Marine Clastic Sedimentology. J. K. Leggett and G. G. Zuffa. London, Graham and Trotman: 1-38.
- Mutti, E. and W. R. Normark (1991). An integrated approach to the study of turbidite systems. Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems. P. Weimer and M. H. Link. New York, Springer-Verlag: 75-106.
- Mutti, E., R. TInterri, E. Remacha, N. Mavilla, S. Angella and L. Fava, Eds. (1999). An introduction to hte analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective., American Association Petroleum Geologists continuing Education Course Note Series.
- Nelson, C. H., A. Maldonado, F. Coumes, H. Got and A. Monaco (1985). Ebro fan, Mediterranean. Submarine fans and related turbidite sequences. A. H. Bouma, N. E. Barnes and W. R. Normark. New York, Springer-Verlag: 121-127.
- Nelson, H. C., D. C. Twichell, W. C. Schwab, H. J. Lee and N. H. Kenyon (1992). Upper Pleistocene turbidite sand beds and chaotic silt beds in the channelized, distal, outer-fan lobes of the Mississippi fan. Geology. **20**: 693-696.
- Normark, W. R. (1970). Growth patterns of deep-sea fans. American Association of Petroleum Geologists Bulletin. **54**: 2170-2195.
- Normark, W. R., D. J. W. Piper and G. R. Hess (1979). Distributary channels, sand lobes, and mesotopography of Navy submarine fan, California Borderland, with applications to ancient fan sediments. Sedimentology: 749-774.

- Normark, W. R., D. J. W. Piper and D. A. Stow (1983). Quaternary development of channels, levees, and lobes on middle Laurentian Fan. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. **67**: 1400-1409.
- Normark, W. R. and C. E. Gutmacher (1985). Delgado fan, Pacific Ocean. Submarine fans and related turbidite sequences. A. H. Bouma, N. E. Barnes and W. R. Normark. New York, Springer-Verlag: 59-64.
- Normark, W. R. and D. J. W. Piper (1991). "Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record." SEPM Special Publication **46**: 207-229.
- Normark, W. R., D. J. W. Piper and R. N. Hiscott (1998). "Sea level controls on the textural characteristics and depositional architecture of the Hueneme and associated fan systems, Santa Monica Basin, California." Sedimentology **45**: 53-70.
- Nouze, H., J. C. Sibuet, B. Savoye, B. Marsset and Y. Thomas (1997). "PISISAR: Performances of a High and Very-High Resolution Hybrid Deep-Towed Seismic Device." Marine Geophysical Researches **19**: 379-395.
- O'Connell, S., W. R. Normark, W. B. F. Ryan and N. H. Kenyon (1991). "An entrenched thalweg channel on the Rhône fan : interpretation from a SEABEAM and SEAMARC I survey." SEPM Special Publication(46): 259-270.
- Parker, G. (1982). Conditions for the ignition of catastrophically erosive turbidity currents. Marine Geology. **46**: 307-327.
- Pautot, G. and G. Bellaiche (1993). "Apport de la fonction "imagerie acoustique " du sondeur Simrad EM12D de l'Atalante sur la connaissance de la nature des fonds océaniques: prolongement du canyon du Var à l'Ouest de la Corse." Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science **317**: 663-670.
- Piper, D. J. W. and W. R. Normark (1983). Turbidite depositional patterns and flow characteristics, Navy Submarine Fan, California Borderland. Sedimentology. **30**: 681-694.
- Piper, D. J. W. and B. Savoye (1993). "Processes of late Quaternary turbidity current flow and deposition on the Var deep-sea fan, north-west Mediterranean Sea." Sedimentology **40**: 557-582.
- Piper, D. J. W., W. R. Normark and R. N. Hiscott (1995). Holocene sand body geometry, Huneme Fan, California Borderland. Atlas of Deep-water Environments: Architectural Styles in Turbidite Systems. K. T. Pickering, R. N. Hiscott, N. H. Kenyon, F. R. Lucchi and R. D. A. Smith. London, Chapman and Hall: 203-206.
- Piper, D. J. W., R. N. Hiscott and W. R. Normark (1999). "Outcrop-scale acoustic facies analysis and latest Quaternary development of Huenene and Dume submarine fans, offshore California." Sedimentology **46**: 47-78.
- Piper, D. J. W. and W. R. Normark (2001). "Sandy fans - from Amazon to Hueneme and beyond." AAPG Bulletin **85**(8): 1407-1438.
- Pirmez, C. and R. D. Flood (1995). Morphology and structure of Amazon Channel. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. R. D. Flood, D. J. W. Piper, A. Klaus and e. al. College Station, TX, Ocean Drilling Program. **155**: 23-45.
- Pirmez, C., R. T. Beaubouef, S. J. Friedmann and D. C. Mohrig (2000). Equilibrium Profile and Baselevel in Submarine Channels: Examples from Late Pleistocene Systems and Implications for the Architecture of Deepwater Reservoirs. GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference, Deep-Water Reservoirs of the World.
- Pont, D., J.-P. Simonnet and A. V. Walter (2002). "Medium-term Changes in Suspended Sediment Delivery to the Ocean: Consequences of Catchment Heterogeneity and River Management (Rhône River, France)." Estuarine, Coastal and Shelf Science **54**(1): 1-18.

- Popescu, I., G. Lericolais, N. Panin, H. K. Wong and L. Droz (2001). "Late Quaternary channel avulsions on the Danube deep-sea fan, Black Sea." Marine Geology **179**(1-2): 25-37.
- Posamentier, H. W. and P. R. Vail (1988). Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tract models. Sea level change - an integrated approach. C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. S. C. Kendall et al, Soc. Econ. Paleont. Mineral Spec. Pub. **42**: 110-124.
- Postma, G., W. Nemeč and K. L. Kleinspehn (1988). Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. Sedimentary Geology. **58**: 47-61.
- Rabineau, M. (2001). Un modèle géométrique et stratigraphique des séquences de dépôts quaternaires sur la marge du golfe du Lion: enregistrement des cycles climatiques de 100 000 ans. Rennes, France, Université Rennes I: 445.
- Ramsey, N. (2002). A calibrated model for the interpretation of cone penetration tests (CPTs) in North Sea quaternary soils. Offshore Site Investigation and Geotechnics: diversity and sustainability, London, UK.
- Ravenne, C. and P. Beghin (1983). "Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins." Revue de l'Institut Français du Pétrole **38**: 279-297.
- Richards, M., M. Bowman and H. Reading (1998). "Submarine-fan systems i: characterization and stratigraphic prediction." Marine and Petroleum Geology **15**(7): 689-717.
- Sarradin, P.-M., K. Olu Leroy, H. Ondreas, M. Sibuet, M. Klages, Y. Fouquet, B. Savoye, D. J.-F. and J.-L. Michel (2002). Evaluation of the first year of scientific use of the French ROV Victor 6000. International Symposium on Underwater Technology 2002, Tokyo.
- Savoye, B. and D. J. W. Piper (1991). "the Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, Southern France." Marine Geology **97**: 279-304.
- Savoye, B., D. J. W. Piper and L. Droz (1993). "Plio-Pleistocene evolution of the Var deep-sea fan off the French Riviera." Marine and Petroleum Geology **10**: 550-571.
- Savoye, B., B. Loubrieu, P. Cochonat, J. P. Foucher, J. C. Sibuet, R. Apprioual, O. Bain, A. Baltzer, P. Beuzart, J. F. Bourillet, R. Cagna, M. Cremer, A. Crussion, B. Dennielou, L. Droz, G. Floch, F. Harmegnies, R. Kerbrat, E. Le Drezen, J. P. Le Formal, M. Le Moigne, M. Lopez, T. Marsset, J. P. Mazé, S. Migeon, A. Normand, H. Nouze, H. Ondreas, P. Saget, M. Séranne, N. Sultan, M. Voisset and N. Uchard (1999). Rapport Final de ZaiAngo 1 et 2. Brest, IFREMER, ELF.
- Savoye, B., P. Cochonat, R. Apprioual, O. Bain, A. Baltzer, V. Bellec, P. Beuzart, J.-F. Bourillet, R. Cagna and M. Cremer (2000). "Structure et evolution recente de l'éventail turbiditique du Zaïre : premiers resultats scientifiques des missions d'exploration Zaiango1 & 2 (marge Congo-Angola): Structure and recent evolution of the Zaïre 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.
- Savoye, B., M. Cremer, M. Lopez and N. Babonneau (2001). Morphology, Seismic Structure and Deposits of a Distal Lobe Complex : the Zaïre Case Study. EUG XI, Strasbourg.
- Savoye, B., C. Bonnel, N. Babonneau, M. Bez, B. Dennielou and M. Cremer (2003). La problématique des lobes distaux. 9ème congrès Français de Sédimentologie, Bordeaux, ASF.
- Shanmugam, G. and R. J. Muiola (1991). Types of submarine fan lobes: models and implications. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. **75**: 156-179.
- Shanmugam, G. (1996). High-density turbidity currents: are they sandy debris-flows ? Journal of Sedimentary Research. **66**: 2-10.
- 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.

- Shepard, F. P. (1963). Submarine valleys, canyons, deep channels, and other marine valleys. Submarine Geology. F. P. Shepard. New York, Harper & Row publisher: 311-348.
- Shepard, F. P. (1981). Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. **65**: 1062-1077.
- Showers, J. W., R. Scheinder, N. Mikkelsen and M. Maslin (1997). Isotopic stratigraphy of Amazon fan sediments. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. D. J. W. Piper, A. Klaus and L. C. Peterson. College Station, TX, Ocean Drilling Program. **155**: 281-303.
- Stow, D. A. V. (1994). Deep-sea processes of sediment transport and deposition. Sediment transport and depositional processes. K. Pye. Oxford, Blackwell scientific publications: 257-287.
- Stow, D. A. V. and M. Mayall (2000). "Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century." Marine and Petroleum Geology **17**: 125-135.
- Stuiver, M., P. J. Reimer, E. Bard, J. W. Beck, G. S. Burr, K. A. Hughen, B. Kromer, G. McCormac, J. van der Plicht and M. Spurk (1998). "INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration, 24000-0 cal BP." Radiocarbon **40**(3): 1041-1083.
- Thornburg, T. M. and L. D. Kulm (1987). "Sedimentation in the Chili trench: depositional morphologies, lithofacies, and stratigraphie." Geological Society of America Bulletin **98**: 33-52.
- Torres, J. (1995). Analyse détaillée du transfert de sédiment du continent vers le bassin : La Quaternaire terminal au large du Delta du Rhône (Méditerranée nord-occidentale), Université de Bretagne Occidentale: 353.
- Torres, J., L. Droz, B. Savoye, E. Terentieva, P. Cochonat, N. H. Kenyon and M. Canals (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.
- Turakiewicz, G. (2004). Mécanismes forçants dans les éventails turbiditiques de marges matures: Exemple de l'éventail quaternaire du Congo. Ecole doctorale des Sciences de la Terre et de l'Eau. Montpellier, Montpellier II: 367.
- Twichell, D. C., N. H. Kenyon, L. M. Parson and B. A. Mc Gregor (1991). Depositional Patterns of the Mississippi Fan Surface: Evidence from GLORIA II and High-Resolution Seismic Profiles. Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems. P. Weimer and M. L. Link. New York, Springer-Verlag: 349-363.
- Twichell, D. C., W. C. Schwab, H. C. Nelson, N. H. Kenyon and H. J. Lee (1992). Characteristics of a sandy depositional lobe on the outer Mississippi fan from SeaMARC IA sidescan sonar images. Geology. **20**: 689-692.
- Twichell, D. C., W. C. Schwab and N. H. Kenyon (1995). Geometry of sandy deposits at the distal edge of the Mississippi Fan, Gulf of Mexico. Atlas of Deep-water Environments: Architectural Styles in Turbidite Systems. K. T. Pickering, R. N. Hiscott, N. H. Kenyon, F. R. Lucchi and R. D. A. Smith. London, Chapman and Hall: 282-286.
- Unterseh, S. (1999). Cartographie et Caractérisation du Fond Marin par Sondeur Multifaisceaux. Laboratoire Environnement, Géomécanique et Ouvrages. Nancy, Institut National Polytechnique de Lorraine: 234.
- Vail, P. R. and R. M. Mitchum (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, Part 1: overview. Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration. C. E. Payton. Tulsa, A.A.P.G. Memoir. **26**: ???
- Van Weering, T. C. E. and J. Van Iperen (1984). Fine-grained sediments of the Zaire deep-sea fan, southern Atlantic Ocean. Fine-grained sediments: deep-water processes and facies. D. A. V. Stow and D. J. Piper. London, Blackwell Scientific Publications: 95-113.

- Walker, R. G. (1978). "Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps." AAPG Bulletin **62**: 932-966.
- Wefer, G., W. H. Berger and C. Richter (1998). Proc. ODP Initial Reports. College Station, TX, Ocean Drilling Program
- Wetzel, A. (1993). The transfer of river load to deep-sea fans: a quantitative approach. American Association of Petroleum Geologists Bulletin. **77**: 1679-1692.
- Wilde, P., W. R. Normark and T. E. Chase (1978). Channel sands and petroleum potential of Monterey Deep-Sea Fan, California. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. **62**: 967-983.
- Wynn, R. B., N. H. Kenyon, D. G. Masson, D. A. V. Stow and P. P. E. Weaver (2002). "Characterization and recognition of deep-water channel-lobe transition zones." American Association of Petroleum Geologist Bulletin **86**(8): 1441-146.
- Wynn, R. B., D. J. W. Piper and M. J. R. Gee (2002). "Generation and migration of coarse-grained sediment waves in turbidity current channels and channel-lobe transition zones." Marine Geology **192**: 59-78.
- Zaragosi, S., G. A. Auffret, J. C. Faugères, T. Garlan, C. Pujol and E. Cortijo (2000). "Physiography and recent sediment distribution of the Celtic Deep-Sea Fan, Bay of Biscay." Marine Geology **169**,: 207-237.





## LISTE DES FIGURES

## PARTIE I / SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE \_\_\_\_\_ 5

<u>Figure 1</u> : Vue expérimentale d'un écoulement de haute densité (Postma et al., 1998) différenciant un écoulement inférieur de nature laminaire et un écoulement supérieur de nature turbulente. _____	9
<u>Figure 2</u> : Représentation schématique des différents types d'écoulements gravitaires et les dépôts associés (Mulder et Alexander, 2001). _____	10
<u>Figure 3</u> : Description des séquences de dépôts rencontrés dans les dépôts d'origine turbiditique, d'après Shanmugan (2000). _____	11
<u>Figure 4</u> : Faciès gravitaires et processus de dépôts associés: le concept de facies tract par Mutti (1999). _____	11
<u>Figure 5</u> : Modèle d'évolution d'un écoulement gravitaire en fonction du temps et/ou de l'espace (Middleton and Hampton, 1973). _____	12
<u>Figure 6</u> : Le modèle de Kneller (Gervais, 2002 ; modifié d'après Kneller, 1995) : évolution temporelle et spatiale des écoulements et les dépôts associés. _____	13
<u>Figure 7</u> : Les modèles d'éventails profonds. A) anciens de Mutti et Ricchi Lucci (1972), B) modernes de Normark (1978) et C) modèle synthétique de Walker (1978). _____	14
<u>Figure 8</u> : Classification des différents types d'éventails détritiques sous marins Stow and Mayall, 2000) d'après Reading et Richards (1994) _____	15
<u>Figure 9</u> : Diagramme synthétique reprenant, les différents éléments de contrôle allocycliques et autocycliques, sur le développement des systèmes sous-marins clastiques, ces mécanismes de contrôle étant rarement exclusifs mais plutôt interdépendants, la combinaison de ces différents facteurs conduit à une large diversité de dépôts sous-marins clastiques (d'après Richards et al., 1998). _____	16
<u>Figure 10</u> : Schéma conceptuel illustrant le processus de débordement permettant la construction des levées (Migeon, 2000). Un même écoulement turbiditique peut générer plusieurs débordements successifs (1, 2, 3). La succession de ces débordements suivi de la décantation du nuage turbiditique (4) provoque la mise en place de séquences argilo-silteuses laminées normalement granoclassées. _____	18
<u>Figure 11</u> : schémas explicatifs du mécanisme d'avulsion d'un système chenal-levées, montrant sur la gauche de la Figure l'évolution du profil longitudinal du fond du chenal et à droite un vue en 3D de la migration du chenal (Lopez, 2001, modifié d'après Flood et al., 1991) _____	19
<u>Figure 12</u> : <u>Figure</u> synthétique reprenant les modèles conceptuels de (A) Suprafan lobes (Walker, 1978), (B) Fanlobes (Bouma et al., 1985), (C) Ponged Lobes Nelson et al., 1985) et (D) Depositional Lobes (Mutti, 1977). Figure d'après Shanmugam and Moiola, 1991) _____	21
<u>Figure 13</u> : Blocs diagrammes et caractéristiques des Mounded et Sheet Lobes par Galloway, 1998. _____	22
<u>Figure 14</u> : Carte des chenaux de l'éventail turbiditique de l'Amazone, montrant l'absence des lobes au débouché des chenaux. _____	23
<u>Figure 15</u> : Carte de réflectivité Gloria de l'éventail turbiditique du Mississippi et zoom de l'image Seamarc 1, sur les chenaux distaux et les dépôts associés à la terminaison d'un lobe (modifiée d'après Twichell et al., 1991 et Twichell et al., 1992) (Fortes réflectivités en foncés et faibles réflectivités en blanc). _____	24
<u>Figure 16</u> : Profils sismiques illustrant l'évolution amont aval des géométries du lobe Golo Sud (Gervais, 2002). _____	25
<u>Figure 17</u> : Diagrammes synthétiques montrant la section longitudinale d'un système peu efficace avec un lobe attaché et d'un système très efficace avec un lobe détaché (Wynn et al., 2002). _____	26
<u>Figure 18</u> : Diagramme schématique montrant la distribution spatiale des Figures d'érosions et de dépôts au niveau d'une CLTZ (Wynn et al., 2002). _____	27

**Figure 19** : Evolution amont - aval de la chenalisation au niveau du Lower Fan du Monterey (modifié après Gardner et al., 1996). A : Chenal unique bordé par des terrasses et présentant de nombreuses Figures d'érosions à l'intérieur du chenal. B : Déstabilisations en bordure du chenal. C : Migration du chenal et abandon d'une des branches. Grande déstabilisation des flancs du chenal. D : Petits distributaires secondaires à la surface du lobe. 28

## PARTIE II / LE LOBE DISTAL DU VAR \_\_\_\_\_ 37

<b>Figure 1</b> : Carte de localisation générale du système turbiditique du Var. _____	42
<b>Figure 2</b> : Vue 3D de la morphologie et des faciès de réflectivité EM12 D de la Baie des anges Unterseh, 1999. _____	43
<b>Figure 3</b> : Vue 3D de la Ride Sédimentaire du Var et de ses grands ensembles morphologiques (Jegou, 2002). _____	44
<b>Figure 4</b> : Vue 3D de la morphologie et des faciès de réflectivité EM12 D de la vallée inférieure du système turbiditique du Var (Unterseh, 1999). _____	45
<b>Figure 5</b> : Carte des principaux paléo-chenaux (C2-3, C4 et C5-6) du système turbiditique du Var (d'après Savoye et al., 1993, Migeon, 2000). _____	46
<b>Figure 6</b> : Carte bathymétrique des différents canyons incisant la pente ouest corse au niveau de notre zone d'étude. _____	49
<b>Figure 7</b> : Carte en réflectivité de l'imagerie EM12 D du lobe distal du Var (en foncé : Réflectivités fortes ; en clair : faibles réflectivités). Localisation des zones amont et aval. _____	51
<b>Figure 8</b> : Carte d'imagerie EM12 D de la zone amont. _____	52
<b>Figure 9</b> : Profil (NIC°19) de sondeur de sédiment (3.5 kHz) au travers de l'axe de faible réflectivité _____	53
<b>Figure 10</b> : Carte d'imagerie acoustique de la zone aval avec la position des profils de sondeur de sédiment de la Figure 13. (1) : forte réflectivité (canyons et dépôts corses). (2), (3), (5) : représentent les différentes unités superficielles identifiées sur l'imagerie EM12 D. (4) : très faibles réflectivités (Tache blanche) ; (6) : Linéaments. _____	54
<b>Figure 11</b> : Zoom du profil NIC°06 montrant une des petites unités litées continues situées au pied de la pente corse. _____	56
<b>Figure 12</b> : Zoom du profil NIC°11 montrant une des petites unités située au pied de la pente corse. _____	57
<b>Figure 13</b> : Evolution amont aval des différents types d'axes de transit. _____	58
<b>Figure 14</b> : Carte de répartition des faciès de sondeur de sédiment. _____	59
<b>Figure 15</b> : Carte de localisation des prélèvements effectués dans notre zone d'étude. En jaune les carottages de la mission NICASAR, en rouge les carottages de la mission ESSAM 2 et en orange, les prélèvements de la mission WASP. _____	61
<b>Figure 16</b> : Photo et RX et médiane d'un exemple de la séquence A. _____	63
<b>Figure 17</b> : Comparaison du carottage KSE-13 et de deux carottages interfaces prélevés sur la même position, montrant la présence d'un niveau d'argile à la surface du lobe distal du Var. _____	63
<b>Figure 18</b> : Carotte KNI-05 montrant la succession des séquences SF, SE, SD, SC, SB et SA. _____	66
<b>Figure 19</b> : Minéraux rouge de dégradation prélevés au niveau d'une séquence E. _____	66
<b>Figure 20</b> : Carotte KNI-06 montrant la succession des séquences SF, SD, SC, SB et SA. _____	67
<b>Figure 21</b> : Sections 1, 2, 3 de la carotte KNI-12. _____	68
<b>Figure 22</b> : Trois exemples des différents faciès déformés rencontrés dans nos carottes. _____	68
<b>Figure 23</b> : Nature des sédiments de la tache blanche dans la zone amont du lobe. _____	69
<b>Figure 24</b> : Les différents paramètres géotechniques permettant d'aboutir à un log estimé (méthode de Ramsey, 2002). _____	70

<u>Figure 25</u> : Ligne de module géotechnique EMG06 calibrée par trois carottages Kullenberg montrant la limite basse de la séquence de sable massif centrée sur la tache blanche (Bonnell et al., 2003). Chaque point de mesure géotechnique est espacé de 500 m. _____	71
<u>Figure 26</u> : Transect de carottes montrant la transition entre les dépôts du lobe du Var et les dépôts issus des canyons corses. _____	73
<u>Figure 27</u> : Transect KNI-06, KNI-07, KNI-08. Pourcentage des différentes fractions granulométriques des sables _____	74
<u>Figure 28</u> : En haut : carte de répartition des sédiments montrant les pourcentages relatifs d'argile, de silt et de sable. En bas : carte de répartition montrant les pourcentages relatifs des sables. _____	75
<u>Figure 29</u> : Figure montrant les datations que nous avons au niveau du lobe. _____	77
<u>Figure 30</u> : Âge de la tache blanche. _____	78
<u>Figure 31</u> : Schéma récapitulatif de la mise en place du lobe récent du Var. _____	80
<u>Figure 32</u> : Schéma illustrant les deux types d'axes de transit observés à la surface du lobe récent du Var. _____	82
<u>Figure 33</u> : Détail du profil NIC°06, montrant l'architecture interne des unités sismiques. _____	83
<u>Figure 34</u> : Profil sismique interprété NIC°02. _____	85
<u>Figure 35</u> : Carte isochrone (en haut) de la base du lobe du Var et carte isopaque de l'unité bleue (en bas). _____	87
<u>Figure 36</u> : Profil sismique interprété NIC°06. _____	88
<u>Figure 37</u> : Cartes isochrone de la base de l'unité verte (en haut) et isopaque de l'unité verte (en bas). _____	89
<u>Figure 38</u> : Profil sismique interprété NIC°20. _____	90
<u>Figure 39</u> : Cartes isochrone de la base de l'unité jaune (en haut) et isopaque de l'unité jaune (en bas). _____	91
<u>Figure 40</u> : Schémas récapitulatifs de la mise en place des unités sismiques. Illustration de la migration de la zone d'alimentation au cours du temps. _____	92
<u>Figure 41</u> : Bloc 3D représentant la mise en place des différentes unités sismiques. _____	93
<u>Figure 42</u> : Schémas synthétiques de la mise en place du dernier lobe du lobe du Var. _____	95

## PARTIE III / LE DERNIER COMPLEXE DE LOBES DU ZAÏRE \_\_\_\_\_ 101

<u>Figure 1</u> : Carte des chenaux visibles à la surface de l'éventail, regroupé en 3 édifice majeurs (Babonneau, 2002) _____	106
<u>Figure 2</u> : Coupe schématique à travers les 3 édifices, Figure d'après T.marsset (Babonneau, 2002) _____	107
<u>Figure 3</u> : Vue 3D de l'acquisition bathymétrique EM12 de l'éventail turbiditique du Zaïre. (Babonneau, 2002). _____	108
<u>Figure 4</u> : carte de l'acquisition de données de réflectivité EM 12 sur système actuel du Zaïre. _____	109
<u>Figure 5</u> : Carte bathymétrique (compilation données EM12 et autres données régionales) le long du système turbiditique du Zaïre (isobathes tous les 100 m), coupes bathymétriques à travers le système actuel, et caractéristiques morphologiques générales du chenal. (Babonneau, 2002). _____	110
<u>Figure 6</u> : Zoom de l'imagerie sonar EM12 sur la zone distale du système actuel du Zaïre (Babonneau, 2002) _____	111
<u>Figure 7</u> : Carte du bassin versant du fleuve Zaïre (Babonneau, 2002) _____	112
<u>Figure 8</u> : Cartes de la mosaïque Sonar EM12, localisation et âge des édifices et des points d'avulsion sur le chenal actuel. (Babonneau, 2002). _____	113
<u>Figure 9</u> : Coupe longitudinale du système chenal-levée actuel du Zaïre, zonation en fonction de la structure des levées, de la morphologie des méandres et du comportement des écoulements. _____	114
<u>Figure 10</u> : Le lobe A25. Interprétation de la carte d'imagerie Sonar EM12. _____	115

<u>Figure 11</u> : Profil 3.5 kHz N°Z1-33, montrant les relations géométriques entre le système de lobe A25 et le système chenal levée postérieur qui se met en place au dessus. Localisation sur la Figure 10. _____	116
<u>Figure 12</u> : Zoom d'une image SAR centrée sur le chenal d'alimentation du lobe A25, montrant les différences de morphologie entre le flanc interne (terrasses et accumulations de blocs) et le flanc externe (escarpement) d'un méandre. Localisation sur la Figure 10 – zoom sar1 . _____	117
<u>Figure 13</u> : Image Sar centrée sur l'axe du chenal du lobe A25, montrant la répartition des blocs en bordure du chenal Zoom sar2. _____	118
<u>Figure 14</u> : Zoom Sar 03 d'une image SAR et profil de sondeur de sédiments 3,5 kHz à la surface du système A25, localisation sur la Figure 9 (Babonneau, 2002). _____	118
<u>Figure 15</u> : Carte d'imagerie EM12 interprétée du complexe de lobes nord. _____	120
<u>Figure 16</u> : Profil de sondeur de sédiments 3,5 kHz N° Z1-43, montrant deux zooms centrés sur les deux branches les plus récentes de ce complexe de lobes. Localisation sur la Figure 13. _____	121
<u>Figure 17</u> : Imagerie Sonar EM12 centrée sur le dernier complexe de lobes du Zaïre. Localisation des profils de sondeur de sédiment 3,5 kHz illustrant les Figures 20 à 24. _____	123
<u>Figure 18</u> : Carte bathymétrique ombrée centrée sur le dernier complexe de lobes du Zaïre. _____	124
<u>Figure 19</u> : Carte d'interprétation morpho - acoustique de la zone du dernier complexe de lobes. _____	125
<u>Figure 20</u> : Coupes bathymétriques au travers du chenal actuel et du corps du lobe et profil bathymétrique longitudinal au niveau de la connexion entre le chenal actuel et le chenal d'alimentation du lobe amont. _____	126
<u>Figure 21</u> : Carte de répartition des faciès acoustiques centrée sur le dernier complexe de lobes (Cremer and Savoye, 1999). _____	127
<u>Figure 22</u> : Carte de répartition des différentes sous unités observées à partir des profils de sondeur de sédiments. _____	129
<u>Figure 23</u> : Profil de sondeur de sédiments Z1-36, montrant l'organisation des dépôts dans la zone amont du complexe de lobes. Localisation sur la Figure 17. _____	130
<u>Figure 24</u> : Profil de sondeur de sédiments Transit ZaiRov-Kzr10-pl02, montrant les contacts entre les différentes sous unités de la zone de dépôt amont. Localisation Figure 15. _____	131
<u>Figure 25</u> : Profil de sondeur de sédiments Z1-38, montrant l'architecture interne de la zone de dépôt intermédiaire et l'incision du chenal sur ces dépôts. Localisation sur la Figure 15. _____	132
<u>Figure 26</u> : Interprétation des profils de sondeurs de sédiments Transit-ZaiRov-CDE, montrant le contact entre les dépôts de la zone intermédiaire et ceux de la zone aval. Localisation Figure 15. _____	133
<u>Figure 27</u> : Profil de sondeur de sédiment Transit-ZaiRov-AB, montrant l'architecture interne de la zone de dépôt aval, ainsi que le remplissage du chenal d'alimentation. Localisation Figure 15. _____	134
<u>Figure 28</u> : Mosaïque des images SAR 01, 02 et 03 recollée sur un zoom de la carte d'imagerie EM12 centré sur le dernier lobe. _____	136
<u>Figure 29</u> : Image SAR 02, recoupant le chenal d'alimentation du dernier lobe, avec deux zooms sur des zones de déstabilisations. _____	137
<u>Figure 30</u> : Interprétation de l'image SAR 02 _____	138
<u>Figure 31</u> : Profil de sondeur de sédiment passant par l'axe central de l'image SAR 02, montrant la morphologie précise du chenal d'alimentation d'une zone de dépôt. Correspond à l'axe de l'image de la <u>Figure 26</u> . _____	139
<u>Figure 32</u> : Image SAR 03, recoupant le chenal d'alimentation du dernier lobe. _____	140
<u>Figure 33</u> : Interprétation de l'image SAR 03. _____	141
<u>Figure 34</u> : Profil de sondeur de sédiment passant par l'axe central de l'image SAR 03, montrant la morphologie fine du chenal ainsi que le remplissage, par un dépôts de faciès acoustique transparent, de ce chenal. _____	142

<u>Figure 35</u> : Partie amont de l’image SAR 01, longeant le chenal d’alimentation du dernier lobe, avec un zoom sur les structures érosives du fond du chenal et sur les blocs présents en bordure du chenal. _____	143
<u>Figure 36</u> : Interprétation de l’image SAR 01. _____	144
<u>Figure 37</u> : Interprétation Mosaique des images SAR 01, 02 et 03 recollée sur un zoom de la carte d’imagerie EM12 centré sur le dernier lobe. _____	145
<u>Figure 38</u> : Zoom de l’image SAR 01 et profil de sondeur de sédiment, dans la partie distale du dernier lobe, montrant un remplissage d’un chenal. _____	146
<u>Figure 39</u> : Zoom de l’image SAR 01, à l’extérieur du dernier lobe, montrant un dépôt distal en forme de langue (localisation sur la Figure 38). _____	147
<u>Figure 40</u> : Plongée ROV 02 au travers de l’axe du chenal d’alimentation des lobes. Les photos sur le fond sont remplacées par rapport à la navigation du ROV. _____	149
<u>Figure 41</u> : Plongée ROV 01 au travers de l’axe du chenal du lobe (le long du profil Sar 03, localisation <u>Figure 37</u> ). Les photos sur le fond sont remplacées par rapport à la navigation du ROV. _____	150
<u>Figure 42</u> : Plongée ROV 01 au travers de l’axe du chenal d’alimentation du dernier lobes (le long du profil Sar 01, localisation <u>Figure 37</u> ). Les photos sur le fond sont remplacées par rapport à la navigation du ROV. _____	151
<u>Figure 43</u> : Imagerie sonar EM12 centrée sur le dernier complexe de lobe. Position des carottages. _____	153
<u>Figure 44</u> : Tronçons 1, 2 et 3/7 de la carotte KZR-06 montrant les dépôts d’argile de teinte orangée très peu indurée (crème de vase) : Remplissage du chenal actuel. _____	154
<u>Figure 45</u> : Tronçons 10 à 20 de la carotte KZR-08 montrant les dépôts des argiles carbonatées bioturbées. _____	154
<u>Figure 46</u> : Photos et RX de la séquence de type A (KZR-05 tr03). _____	155
<u>Figure 47</u> : Photos et RX de la séquence de type B (KZR-03 tr14). _____	156
<u>Figure 48</u> : Photos et RX de la séquence de type B (KZR-03 tr14). _____	157
<u>Figure 49</u> : Photos et RX de la séquence de type C (KZR-12 tr04). _____	157
<u>Figure 50</u> : Exemples de faciès de slump et de debris flow reconnus dans les carottages des lobes, montrant l’évolution des déformations. _____	159
<u>Figure 51</u> : Photos et RX de la séquence de sable massif (KZR-07 tr07). _____	160
<u>Figure 52</u> : Photos et RX de la séquence de sable massif (KZAI-11 tr 7, 8 et 9). _____	161
<u>Figure 53</u> : Profil de sondeur de sédiment Z2-13 au travers du chenal d’alimentation du complexe de lobe, sur lequel sont remplacés les logs des carottes du transect KZR-11-12. _____	162
<u>Figure 54</u> : Zoom des profils de sondeur de sédiment Z1-46-37-45, caractéristiques de la zone de dépôt amont, sur lesquels sont remplacés les logs des carottes du transect KZAI-12-11-09-10. _____	164
<u>Figure 55</u> : Profil de sondeur de sédiment Transit-ZaiRov-D-E, montrant l’évolution amont aval de la zone de dépôt intermédiaire, sur lequel sont remplacés les logs des carottes du transect KZR-10-09-08. _____	166
<u>Figure 56</u> : Profil de sondeur de sédiment Z1-39, au travers du chenal d’alimentation de la zone de dépôt aval, sur lequel sont remplacés les logs des carottes du transect KZAI-07-08. _____	167
<u>Figure 57</u> : Profil de sondeur de sédiment Zsar03, traversant le chenal d’alimentation de la zone de dépôt aval, sur lesquels sont remplacés les logs des carottes du transect KZR-07-06. _____	167
<u>Figure 58</u> : Profil de sondeur de sédiments Zsar01, montrant la terminaison en biseau de la zone de dépôts aval sur lesquels sont remplacés les logs des carottes du transect KZR-03-04-05. _____	168
<u>Figure 59</u> : La zone amont : logs des carottes (KZAI-10-11-12) et datations. _____	171
<u>Figure 60</u> : La zone intermédiaire : logs des carottes (KZAI-10-11-12) et datations. _____	172
<u>Figure 61</u> : La zone aval : logs des carottes (KZAI-10-11-12) et datations _____	173



<u>Figure 62</u> : Exemple des différents faciès sismiques rencontrés sur nos profils sismiques. _____	174
<u>Figure 63</u> : Imagerie Sonar EM12 centrée sur le dernier complexe de lobes du Zaïre. Localisations de profils de sismique exploités Figure 63 à Figure 69. _____	175
<u>Figure 64</u> : Profil sismique Z1-36, montrant le chenal actuel et l'architecture de la zone de dépôt amont. Localisation Figure 63. _____	176
<u>Figure 65</u> : Profil sismique Z1-46, montrant le chenal actuel et l'architecture de la zone de dépôt intermédiaire. Localisation Figure 63. _____	177
<u>Figure 66</u> : Profil sismique Z1-38, montrant le chenal actuel et l'architecture de la zone de dépôt intermédiaire. Localisation Figure 63. _____	179
<u>Figure 67</u> : Profil sismique Z1-47, montrant le chenal actuel et l'architecture de la zone de dépôt intermédiaire. Localisation Figure 63. _____	180
<u>Figure 68</u> : Profil sismique Z1-39, montrant le chenal actuel et l'architecture de la zone de dépôt intermédiaire. Localisation Figure 63. _____	181
<u>Figure 69</u> : Profil sismique Z1-40, montrant le chenal actuel et l'architecture de la zone de dépôt aval. Localisation Figure 63. _____	181
<u>Figure 70</u> : Profil sismique Zsar-01, montrant le chenal actuel et l'architecture de la zone de dépôt aval. Localisation Figure 63. _____	182
<u>Figure 71</u> : Unité enfouie. En haut : carte isochrone de la base. Au milieu : Carte isopaque de cette unité. En bas : Carte interprétative de la zone avec la source d'alimentation. _____	184
<u>Figure 72</u> : Dernier complexe de lobes. En haut : carte isochrone de la base. Au milieu : Carte isopaque de cette unité. En bas : Carte interprétative de la zone avec la source d'alimentation. _____	185
<u>Figure 73</u> : Coupe longitudinale le long du chenal d'alimentation du complexe de lobes actuel, montrant les incisions successives du chenal au cours du temps. _____	188
<u>Figure 74</u> : Schémas de mise en place d'une zone de dépôt. Coupes longitudinales synthétiques passant par l'axe du chenal. _____	189
<u>Figure 75</u> : Evolution de la mise en place du complexe de lobes actuel, à l'échelle des sous-unités. _____	191
<u>Figure 76</u> : Schémas des différentes morphologies des chenaux au niveau des lobes du Zaïre. _____	192
<u>Figure 77</u> : Schémas montrant l'évolution des écoulements et des dépôts depuis l'amont jusqu'à la terminaison distale d'un lobe. _____	196
<u>Figure 78</u> : Séquence de dépôt type des axes de chenaux. _____	197

## **PARTIE V / SYNTHESE ET DISCUSSION \_\_\_\_\_ 231**

<u>Figure 1</u> : Localisation et caractéristiques générales des systèmes du Var et du Zaïre et plus particulièrement de leur zone de dépôt distale actuelle. _____	236
<u>Figure 2</u> : Cartes bathymétriques des zones de dépôt distales des éventails turbiditiques du Zaïre et du Var. _____	239
<u>Figure 3</u> : Cartes de réflectivité EM 12 des zones distales actuelles des systèmes turbiditiques du Var et du Zaïre. _____	241
<u>Figure 4</u> : Mise en place d'un lobe dans une zone en dépression (confinement important des écoulements). _____	246

<u>Figure 5</u> : Mise en place d'un lobe dans une zone sans reliefs majeurs (pas de confinement régional des écoulements).	247
<u>Figure 6</u> : Schémas illustrant l'initialisation de la chenalisation au niveau des lobes	249
<u>Figure 7</u> : Schéma illustrant les différents types de chenalisation au niveau d'un lobe	249
<u>Figure 8</u> : Répartition amont aval des séquences de dépôts au sein d'un lobe à dominante argileuse. La nomenclature des faciès sédimentaire est basée sur la classification de Mutti (1992).	252
<u>Figure 9</u> : Evolution amont-aval des écoulements au sein d'un lobe à dominante argileuse.	252
<u>Figure 10</u> : Répartition amont aval des séquences de dépôts au sein d'un lobe à dominante sableuse. La nomenclature des faciès sédimentaire est basée sur la classification de Mutti (1992).	254
<u>Figure 11</u> : Evolution amont-aval des écoulements au sein d'un lobe à dominante sableuse.	254
<u>Figure 12</u> : Mise en place d'un zone de dépôt distale dans un espace faiblement confiné et progradation du système chenal levée.	256
<u>Figure 13</u> : Schéma illustrant la mise en place des dépôts distaux et la progradation du système dans un milieu confiné latéralement.	257
<u>Figure 14</u> : Zoom sur un profil sismique recoupant un ancien système chenal levée de l'éventail turbiditique du Zaïre, montrant la semelle de progradation de forte amplitude située sous le système chenal levées. (Modifié d'après Droz et al., 2003).	258
<u>Figure 15</u> : Image 3D du relief et de l'amplitude issue de données de sismique 3D sur le bassin intra-pente du Nigeria (Pirmez et al., 2000) et coupes schématiques montrant le remplissage puis l'érosion du bassin. (Babonneau, 2002).	259
<u>Figure 16</u> : Mise en place d'un lobe d'avulsion et progradation du système chenal levée.	261

## ANNEXES 277

---

<u>Figure 1</u> : Carte de localisation de la navigation de la campagne Nicasar : acquisition sismique, bathymétrie et d'imagerie acoustique.	278
<u>Figure 2</u> : Carte de localisations des points de carottage Küllenberg et d'interface et du transect de données géotechniques.	278
<u>Figure 3</u> : Tableau résumant les différents types d'acquisition de sismique réflexion avec leur dispositif et la résolution des données.	279
<u>Figure 4</u> : Carte de localisations des navigations des campagnes d'acquisition sismique et bathymétrie (Zaïango 1 et 2, ZaïSar et Zaïrov).	280
<u>Figure 5</u> : A/ zoom d'un scan d'un profil en noir et blanc. B/ Même zoom d'un profil issu du logiciel d'interprétation sismique SISMAGE. C/ Interprétation du profil.	281
<u>Figure 6</u> : carte de localisation des points de carottage sur le dernier complexe de lobe du Zaïre. (En rouge les carottes de la mission ZaïRov et en bleu, les carottes des missions Zaïango).	281
<u>Figure 7</u> : Carte de localisations des navigations des campagnes d'acquisition sismique et bathymétrie et des points de carottages de la mission Marion et de la campagne de carottage Images V.	283
<u>Figure 8</u> : Caractéristiques générales du module Géotechnique.	288
<u>Figure 9</u> : les différents paramètres géotechniques permettant d'aboutir à un log estimé (méthode de Ramsey, 2002).	288
<u>Figure 10</u> : Photos du ROV Victor 6000.	289



