

THESE

Présentée à

L'UNIVERSITE BORDEAUX I

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

Par M^{elle} Anne GERVAIS

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Spécialité : GEOLOGIE MARINE

**Analyse multi-échelles de la morphologie, de la géométrie et
de l'architecture d'un système turbiditique sableux profond
(Système du Golo, Marge est-Corse, Mer Méditerranée).**

Implications pour la reconnaissance des processus de transport
et de dépôt des sédiments et pour la construction
des lobes sableux en domaine profond.

Soutenue le : 18 décembre 2002

Après avis :

M. Rémy ESCHARD, Ingénieur et Chef du département de Sédimentologie et Stratigraphie à
l'IFP, Reuil-Malmaison

M. François GUILLOCHEAU, Professeur et Directeur de Géosciences-Rennes, Université de
Rennes I

Devant la commission d'examen formée de :

M. Rémy ESCHARD, Ingénieur, IFP, Paris

François GUILLOCHEAU, Professeur, Rennes I

Philippe BERTRAND, Directeur de Recherche CNRS, Bordeaux 1

Jean-Luc SCHNEIDER, Professeur, Bordeaux 1

Thierry MULDER, Maître de Conférences, Bordeaux 1

Bruno SAVOYE, Ingénieur, IFREMER, Brest

Rapporteur, absent

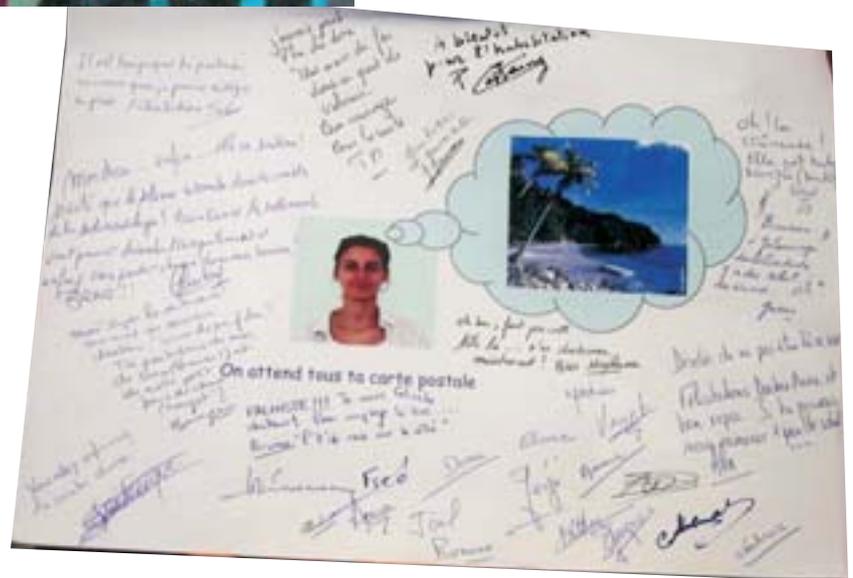
Rapporteur

Président du jury

Rapporteur de soutenance

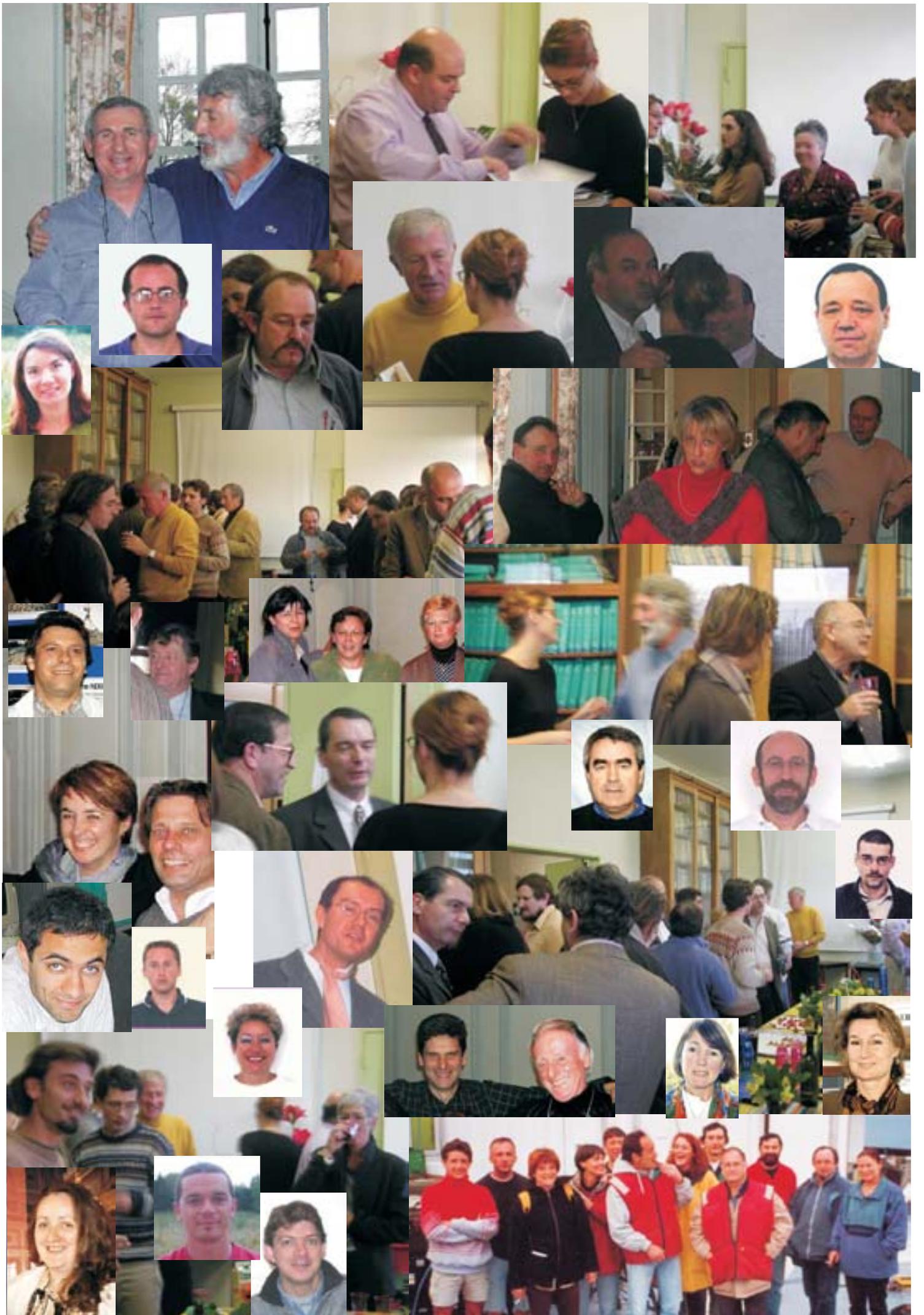
Directeur de thèse

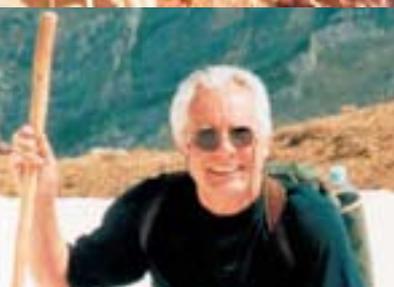
Tuteur de thèse

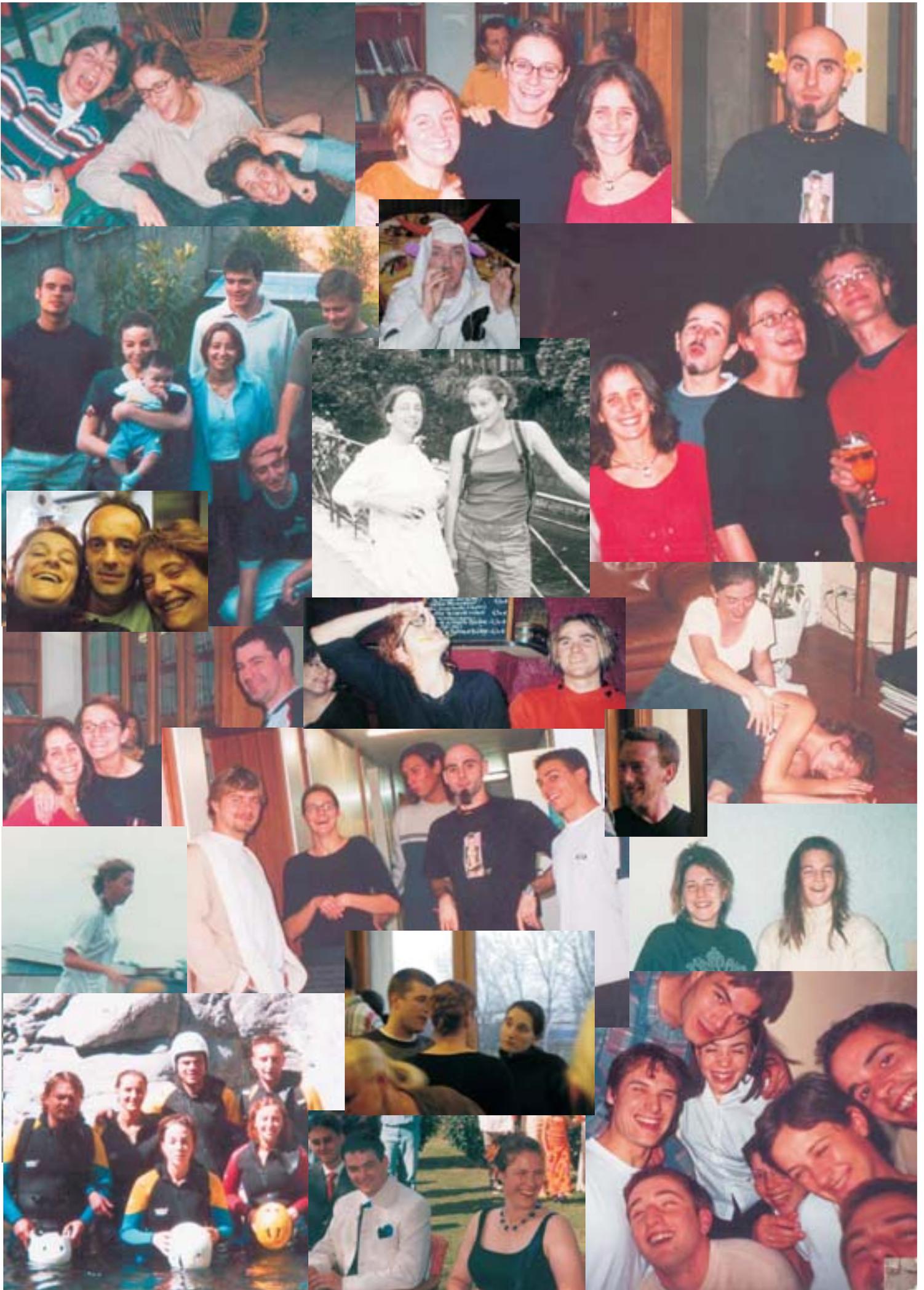


vous m'avez fait le plus beau cadeau par votre soutien, votre présence
votre amour et votre amitié,

à moi maintenant de vous remercier...









à toi, maxime, que j'aime tout simplement
et qui a le mérite d'être à mes côtés ...



sans oublier (faute de photos !) :

aurélie etaurélien Gay,
cathy Faytout, édith Dufour,
franciscus Jorissen,
josette Ciutat, jorg Schaefer,
remy Eschard, roger Griboulard,
sébastien et magalie Migeon et leurs enfants,
stéphanie Alfonso

et toutes les personnes rencontrées au cours de ces années...

encore merci
tout cela n'aurait été possible sans vous
merci de faire ce que je suis et ce que je serais



Introduction générale.....	1
1. Problématique.....	3
2. Buts de cette étude.....	4
3. Organisation du mémoire.....	5
Chapitre I : Synthèse Bibliographique.....	7
1. Les processus gravitaires	9
1.1. Les instabilités	9
1.2. Les écoulements laminaires.....	9
1.3. Les écoulements turbulents	10
1.4. Transformations des écoulements	14
2. Les systèmes turbiditiques.....	16
3. Les objets élémentaires :.....	19
3.1. Les vallées incisées sur le plateau et les prismes de rebords de plateau	20
3.2. Les vallées sous-marines	20
3.3. Les complexes chenal-levées	21
3.4. Les lobes.....	23
4. Les facteurs de contrôle de la sédimentation	29
Chapitre II : Données et Méthodes d'Analyses	31
1. Description des outils utilisés	33
1.1. Le positionnement	33
1.2. Le sondeur multi-faisceaux EM300	33
1.3. La sismique réflexion	33
1.4. Le carottier de type Küllenberg.....	36
1.5. Le carottier de type Interface.....	37

2. Protocole d'étude.....	39
2.1. Protocole d'étude de la bathymétrie	39
2.2. Protocole d'étude de la sismique réflexion	40
2.3. Protocole d'étude des prélèvements par carottage	40
2.3.1. <i>Le banc multiparamètres.....</i>	<i>40</i>
2.3.2. <i>La radioscopie rX.....</i>	<i>40</i>
2.3.3. <i>Mesure de la granularité.....</i>	<i>42</i>
2.3.4. <i>Mesure de la teneur en carbonates</i>	<i>43</i>
2.3.5. <i>Analyses des constituants.....</i>	<i>43</i>
2.3.6. <i>Chronostratigraphie.....</i>	<i>43</i>
3. Conclusions et tableau récapitulatif	44

Chapitre III : Cadre Régional 47

1. La géologie de la Corse	49
2. Un arrière-pays montagneux proche et un régime hydrologique torrentiel : source et transport de matériel grossier	52
3. Un plateau continental étroit à forte dynamique sédimentaire	53
4. Une alimentation importante du bassin profond, les systèmes turbiditiques sableux .	53
5. Le canal de Corse, un bassin réceptacle confiné : structure de la marge du Golo.....	53
6. La marge du Golo.....	54
7. Facteurs influençant la quantité des apports.....	60

Chapitre IV : Structure de la marge du Golo 65

1. Morphologie de la marge.....	67
1.1. Le plateau continental.....	67
1.2. Les vallées sous-marines	67
1.3. Les éventails turbiditiques du système du Golo	71
1.4. Les ravines et les lobes du Pineto et du Fium Alto	75
1.5. La ride de Pianosa	76

2. Analyse sismique de la marge	76
2.1. Faciès sismiques	76
2.2. Géométries internes des corps sédimentaires	77
2.3. Distribution des corps sédimentaires.....	88
2.3.1. <i>Migrations longitudinales et latérales des corps sédimentaires</i>	88
2.3.2. <i>Particularités observées pour les quatre éventails du système du Golo</i>	92
2.4. Evolution paléogéographique du système du Golo	95
Résumé des principaux résultats	101

Chapitre V : Caractérisation sédimentologique de la marge du Golo

103

1. Distribution des sédiments superficiels	105
1.1. Distribution des sédiments superficiels sur le plateau et le haut de pente.....	106
1.2. Distribution des sédiments superficiels dans le bassin en dehors du système du Golo	106
1.3. Distribution des sédiments superficiels sur le système turbiditique du Golo.....	106
1.3.1. <i>Distribution des sédiments dans la zone des canyons et des complexes chenal-levées</i> ..	110
1.3.2. <i>Distribution des sédiments dans la zone des lobes</i>	113
1.4. Distribution des sédiments superficiels sur la ride de Pianosa.....	117
2. Description des faciès	118
3. Description des séquences.....	122
4. Distribution des séquences dans les carottes, caractérisation de l'activité turbiditique dans le temps et dans l'espace	134
5. Carte régionale de répartition des faciès et corrélations litho-sismiques	136
6. Etude sédimentologique des processus récents.....	138
6.1. Description des carottes Interfaces	138
6.2. Corrélations avec les carottes Küllenberg	143
7. Calage stratigraphique	146
Résumé des principaux résultats	149

Chapitre VI : Etude détaillée des lobes sableux distaux de la marge du Golo 151

1. Structures internes comparées des différents objets distaux sableux de la marge du Golo..... 153

2. Etude sismique détaillée de la structure interne du lobe récent et actuel de l'éventail du Golo Sud..... 157

2.1. Le lobe 157

2.1.1. Contexte régional et stratigraphique 157

2.1.2. Morphologie et définition de la surface basale et des limites externes du lobe..... 160

2.1.3. Les faciès sismiques 165

2.1.4. La transition chenal-lobe : érosion et by-pass..... 167

2.1.5. Le lobe : érosion et dépôt, définition des unités et des sous-unités internes..... 167

2.2. Les unités internes 170

2.2.1. Architecture des unités internes 170

2.2.2. Distribution paléogéographique des unités internes et des surfaces érosives 178

2.2.3. Variations latérales et longitudinales des unités 181

2.3. Les sous-unités internes..... 183

2.3.1. Architecture des sous-unités internes et détail des sous-unités de l'unité vert clair..... 183

2.3.2. Distribution et migrations latérale et longitudinale..... 187

2.4. Remarques sur le lobe récent de l'éventail du Golo Nord..... 189

3. Etude sédimentologique du lobe récent du Golo Sud 189

3.1. Distribution des sédiments 190

3.2. Corrélations litho-sismiques : validation des carottages du lobe 190

3.3. Corrélations des carottes : corrélations des dépôts sableux du lobe et du chenal 192

Résumé des principaux résultats 195

Chapitre VII : Discussion 197

1. Dynamique des écoulements gravitaires 199

1.1. Un bassin confiné à sources multiples : nature et initiation des écoulements..... 199

1.2. Les conditions hydrodynamiques 201

1.2.1. Rappel sur les équations 201

1.2.2. Conditions hydrodynamiques sur la marge du Golo 202

1.3. Interprétation des séquences élémentaires.....	204
1.3.1. <i>Les turbidites</i>	204
1.3.2. <i>Les dépôts résultant d'écoulements laminaires</i>	205
1.4. Les canyons et les éventails majeurs	205
1.4.1. <i>Les canyons</i>	206
1.4.2. <i>Le complexe chenal-levées amont</i>	206
1.4.3. <i>Le complexe chenal-levées aval</i>	207
1.4.4. <i>Evolution longitudinale de la dynamique des écoulements sur les complexes chenal-levées</i>	208
1.4.5. <i>Les lobes</i>	209
1.4.6. <i>Les franges des lobes</i>	210
1.5. Les canyons et les éventails mineurs.....	211
1.6. Les ravines et lobes Pineto et Fium Alto.....	212
1.7. Synthèse sur l'origine, la dynamique et l'évolution des écoulements sur la marge... 213	
1.8. Origine et évolution des vallées sous-marines : importance de la position de la source sur la nature des écoulements prédominants et sur la fréquence de l'alimentation.....	215
1.8.1. <i>Les canyons</i>	215
1.8.2. <i>Les ravines</i>	216
2. Les migrations des objets sédimentaires à l'échelle de la marge du Golo	219
2.1. Les migrations latérales des complexes chenal-levées et des lobes.....	219
2.1.1. <i>Les migrations progressives des complexes chenal-levées</i>	221
2.1.2. <i>Les migrations latérales des lobes</i>	222
2.2. Les migrations longitudinales : impact des variations du niveau marin relatif et de la position de la source	222
3. Modèle conceptuel de construction de la marge sableuse du Golo.....	224
4. Les migrations dans le lobe sableux : impact du confinement.....	230
4.1. Un lobe initialement confiné : significations des unités et des sous-unités internes..	231
4.2. La zone de transition chenal-lobe : confinement de la source des écoulements	231
4.3. Dynamique des écoulements dans les chenaux, migrations dans le lobe.....	233
4.4. Les migrations latérales des zones d'érosion et de dépôt : impact du confinement... 236	
4.5. Migrations longitudinales : impact d'un relief frontal	238
4.5.1. <i>Relief frontal de hauteur supérieure à celle de l'écoulement</i>	239
4.5.2. <i>Relief frontal de hauteur inférieure à celle de l'écoulement</i>	241
4.6. Passage d'un état confiné à non confiné.....	243
4.7. Explication de la digitation du lobe : interaction complexe entre un obstacle latéral et frontal	243

4.8. Conclusions sur la signification des unités et des sous-unités internes et de leurs migrations et estimation de la hauteur des écoulements à partir du confinement	244
5. Modèle conceptuel de construction d'un lobe sableux distal	247
6. Synthèse sur les facteurs de contrôle	252
7. Comparaison du système du Golo avec des systèmes profonds modernes	254
8. Exemple de systèmes fossiles comparables et apports de cette étude.....	258
9. Réservoirs : répartition des sables	261
Conclusions et perspectives	265
1. Rappel des objectifs.....	267
2. Synthèse des principaux résultats et perspectives.....	267
Références Bibliographiques	275

Chapitre I

<i>Figure I-1. Résumé des principales différences entre les écoulements laminaires et turbulents, en terme de processus de transport et de dépôt des sédiments (Shanmugam et Moiola, 1995).</i>	10
<i>Figure I-2. Représentation schématique des différents types d'écoulements gravitaires et les dépôts associés (Mulder et Alexander, 2001a).</i>	11
<i>Figure I-3. Vue expérimentale d'un écoulement turbiditique de haute densité (Postma et al., 1988), différenciant un écoulement inférieur de nature laminaire et un écoulement supérieur de nature turbulente.</i>	12
<i>Figure I-4. Description des différents types de séquences sédimentaires rencontrés dans les dépôts d'origine turbiditiques (Shanmugam, 2000).</i>	13
<i>Figure I-5. Modèle d'évolution d'un écoulement gravitaire en fonction du temps et/ou de l'espace (Middleton et Hampton, 1973).</i>	14
<i>Figure I-6. Le modèle de Kneller (modifié d'après Kneller, 1995) : évolution temporelle et spatiale des écoulements et les dépôts associés.</i>	15
<i>Figure I-7. Evolution longitudinale des processus en relation avec le mode de transport (Mulder et Alexander, 2001a).</i>	16
<i>Figure I-8. Classification des systèmes turbiditiques profonds actuels sur les bassins marginaux basée sur le volume et la granularité des particules disponibles et sur la nature du système d'alimentation (Reading et Richards, 1994).</i>	17
<i>Figure I-9. 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).</i>	18
<i>Figure I-10. Caractéristiques de différents types de chenaux turbiditiques à différentes échelles (modifié d'après Mutti et Normark, 1991 ; Zaragosi, 2001).</i>	21
<i>Figure I-11. Schéma conceptuel illustrant le processus de débordement permettant la construction des levées (d'après 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.</i>	22
<i>Figure I-12. Exemple d'avulsion illustrant le développement d'un nouveau complexe chenal-levées (Flood et Piper, 1997).</i>	23
<i>Figure I-13. Définition des épandages sableux distaux « sheetsand » dans le modèle de Bouma (2000) sur les éventails turbiditiques riches en particules fines (fined-grained submarine fan).</i>	28
<i>Figure I-14. A - Localisation du dernier fan lobe de l'éventail du Mississippi (Bouma, 1985) et B- Modèle du système de l'Ebre avec des lobes chenalisés et des non chenalisés (ponded lobe) (Nelson et Maldonado, 1988).</i>	28
<i>Figure I-15. Facteurs de contrôle : a- système riche en particules fines et b- système riche en particules grossières (Bouma, 2000).</i>	29

Chapitre II

<i>Figure II-1. Comparaison de différents types de sismiques, airgun, sparker et boomer, levés au même endroit. Echelles horizontales identiques (Guiomar, 1998).</i>	35
---	----

Figure II-2. Carte montrant la couverture sismique sur la marge du Golo (profils sparker et boomer) réalisée lors des missions Corfan 1 et 2 (Ifremer). Les isobathes sont en mètres. 36

Figure II-3. Carte de localisation des carottes prélevées sur la marge du Golo. Les carottes küllenberg et interface Kco et Kcor ont été prélevées lors des missions Corfan 1 et 2 (Ifremer) et la carotte MD 012434 lors de la mission Colargol sur le Marion Dufresne (Université Bordeaux I) 38

Figure II-4. Photographie du carottier Interface. 39

Chapitre III

Figure III-1. Carte régionale de la Corse (modifiée d'après Bellaiche et al., 1994). 50

Figure III-2. Histoire géodynamique de la Corse (Rehault, 1981). 51

Figure III-3. Détail bathymétrique sur l'éventail du Golo (Figure modifiée d'après Bellaiche et al., 1994) et localisation des profils sismiques présentés sur la Figure III-4 et Figure III-5. 54

Figure III-4. Profil airgun montrant la structure de la marge du Golo, le remplissage plio-quadernaire sur la surface Messinienne et la profondeur de pénétration de la sismique sparker (base de cette étude, réflecteur A). Localisation du profil sur la Figure III-3. 55

Figure III-5. Profil sismique sparker 24 montrant la structure de la marge du Golo et la localisation de la profondeur de pénétration de la sismique sparker (base de cette étude, réflecteur A). Localisation du profil sur la Figure III-3. 57

Figure III-6. Schéma de la marge du Golo du continent jusqu'au bassin. 59

Figure III-7. Divisions stratigraphiques du Quaternaire. 61

Figure III-8. Niveau marin prédit le long des côtes françaises durant le dernier maximum glaciaire (Lambeck et Bard, 2000). 62

Figure III-9. Courbe du niveau marin relatif pour les dernières 30 000 années prédit par le modèle de Lambeck et Bard (2000) le long de la côte d'azur. 62

Figure III-10. Courbe isotopique SPECMAP et stades isotopiques (Imbrie et al., 1984). 63

Chapitre IV

Figure IV-1. Carte bathymétrique de la marge du Golo. Les isobathes sont en mètres. Les isobathes sur le plateau continental proviennent de données SHOM. 67

Figure IV-2. Carte bathymétrique ombrée de la marge du Golo. 68

Figure IV-3. Détail de la carte bathymétrique ombrée et coupes bathymétriques illustrant la morphologie du canyon du Golo Sud. Les profils bathymétriques 2 et 3 sont illustrés sur la Figure IV-5. 69

Figure IV-4. Détail de la carte bathymétrique ombrée et coupe bathymétrique illustrant la morphologie des canyons du Golo Nord, du Biguglia et du St Damiano. 70

Figure IV-5. Série de profils bathymétriques transversaux et longitudinaux de la marge du Golo : FA : Fium Alto, GS : Golo Sud, P : Pineto, GN : Golo Nord, Bi : Biguglia, StD : St Damiano, ca : canyon, c : chenal, r : ravine et l : lobe. Tous ces profils sont orientés N-S excepté le profil NW-SE numéro 39. La profondeur est en mètres sous le niveau de la mer (calculée à partir des données TD (Temps Double)). 70

<i>Figure IV-6. Carte morpho-sédimentaire et coupe bathymétrique synthétique de la marge du Golo..</i>	71
<i>Figure IV-7. Profil longitudinal dans l'axe du canyon et du chenal du Golo Sud.</i>	72
<i>Figure IV-8. Série de coupes bathymétriques et de vues de détails de la bathymétrie ombrée illustrant l'évolution amont-aval de la morphologie du chenal du Golo Sud.</i>	73
<i>Figure IV-9. Profil longitudinal dans l'axe du canyon et du chenal du Golo Nord.</i>	74
<i>Figure IV-10. Profil longitudinal dans l'axe du canyon et du chenal du St Damiano.....</i>	74
<i>Figure IV-11. Détail de la carte bathymétrique ombrée et profils longitudinaux (avec les valeurs de la pente) à l'intérieur des canyons du Pineto et du Fium Alto. Les flèches en pointillés marquent un changement de pente au niveau de la ravine.</i>	75
<i>Figure IV-12. Détail de la carte bathymétrique ombrée sur le glissement de la partie sud de la ride de Pianosa.</i>	76
<i>Figure IV-13. Profil sismique montrant les faciès sismiques observés sur la marge du Golo.</i>	77
<i>Figure IV-14. Exemple de profils sismiques montrant les géométries du plateau continental et des vallées incisées.</i>	78
<i>Figure IV-15. Profil sismique 29 (voir Figure IV-14 pour la localisation) montrant la géométrie interne du premier prisme du rebord du plateau et les quatre unités décrites dans le texte.</i>	79
<i>Figure IV-16. Profils sismiques illustrant la géométrie interne des canyons du Golo Sud et du Golo Nord replacés sur des détails de la carte bathymétrique ombrée. La base de l'étude dans le bassin (réflecteur A) est définie sur la Figure IV-20.</i>	80
<i>Figure IV-17. Profils sismiques et zoom de la carte bathymétrique ombrée montrant les caractéristiques de la ravine et du lobe (type 3) du Pineto.</i>	81
<i>Figure IV-18. Profil sismique et détail de la carte bathymétrique ombrée montrant les caractéristiques de la ravine du Fium Alto.</i>	81
<i>Figure IV-19. Profils sismiques illustrant les géométries et les migrations latérales observées sur les chenaux du système du Golo. Les lettres correspondent aux réflecteurs régionaux définis sur la Figure IV-20.....</i>	83
<i>Figure IV-20. Profil sismique 9 montrant les géométries des corps sédimentaires du système du Golo et les 11 réflecteurs régionaux (du réflecteur A à la surface). Ces réflecteurs définissent les intervalles de construction de la marge des Figure IV-29 et Figure IV-30.....</i>	85
<i>Figure IV-21. Profils sismiques illustrant l'évolution des géométries du lobe du Golo Sud.....</i>	87
<i>Figure IV-22. Profil sismique illustrant la géométrie interne de la ride de Pianosa.</i>	88
<i>Figure IV-23. Evolution des configurations sismiques, schémas montrant les tailles, formes et assemblages des corps du système du Golo.</i>	89
<i>Figure IV-24. Migrations longitudinales décrites dans le système du Golo. Le temps T_0 correspond à la sédimentation préexistante (extension des dépôts de chenal et de lobe), le temps T_{0+1} correspond aux dépôts suivants.....</i>	90
<i>Figure IV-25. Evolution longitudinale des corps sédimentaires, du canyon du Pineto jusqu'au lobe. Les lettres K et L définissent des réflecteurs régionaux (Figure IV-20).....</i>	91
<i>Figure IV-26. Evolution longitudinale des corps sédimentaires du canyon jusqu'au lobe du Golo Sud. Les lettres définissent des réflecteurs régionaux (Figure IV-20). Attention aux variations des échelles horizontales et verticales.</i>	93

Figure IV-27. Evolution longitudinale des corps sédimentaires de l'éventail du Golo Nord. Les lettres définissent des réflecteurs régionaux (Figure IV-20). 94

Figure IV-28. Carte montrant les dernières étapes de construction de la marge du Golo basée sur l'analyse sismique et bathymétrique. La marge à l'embouchure du fleuve Golo est donc composée du système du Golo (les éventails du Golo Sud, du Golo Nord, du Biguglia et du St Damiano et les dépôts du Pineto et du Fium Alto sur la pente. La sédimentation actuelle (étape K-L) est représentée en rouge, la récente en bleue (étape J-K) et la plus ancienne en jaune (étape I-J). 96

Figure IV-29. Définition des quatre modèles de sédimentation observés sur le système du Golo (les réflecteurs sont définies sur la Figure IV-20) : (1) cartes des faciès et (2) cartes des isopaques. 97

Figure IV-30. Cartes des paléo-faciès pour les 12 périodes stratigraphiques de la sédimentation dans le système du Golo, basées sur l'analyse les 11 réflecteurs régionaux définis sur la Figure IV-20. 98

Figure IV-31. Coupe synthétique illustrant la chronologie relative des dépôts de lobes caractérisant la sédimentation actuelle (intervalle K-L) et récente (intervalle J-K) du système du Golo. 99

Figure IV-32. Représentation schématique des migrations latérales et longitudinales des chenaux et des lobes du système du Golo. 100

Chapitre V

Figure V-1. Carte de localisation des carottes sur la marge du Golo. Les carottes Kco et Kcor ont été prélevées lors des missions Corfan 1 et 2 (Ifremer), et la carotte MD012434, lors de la mission Colargol sur le Marion Dufresne (Université Bordeaux I). La sédimentation récente est en bleue et celle actuelle en rouge (Chapitre IV). 105

Figure V-2. Logs lithologiques des carottes prélevées sur le plateau continental et le haut de pente. 106

Figure V-3. Carte des sédiments superficiels des carottes prélevées sur la marge du Golo montrant les pourcentages relatifs de vase à vase silteuse, de silt et de sable. Les pourcentages des carottes prélevées au débouché des canyons du Fium Alto, du Golo Sud, du Pineto et du Golo Nord sont illustrés dans les encadrés. 107

Figure V-4. Logs lithologiques des carottes prélevées sur le complexe chenal-levées du Golo Sud. La corrélation entre les carottes s'appuie sur les variations des teneurs en carbonates et sur les variations de la couleur des sédiments. Des datations ^{14}C précisent l'âge des carottes à différentes profondeurs. 109

Figure V-5. Logs lithologiques des carottes prélevées sur l'éventail du St Damiano. La corrélation entre les carottes s'appuie sur les variations des teneurs en carbonates et sur les variations de la couleur des sédiments. 111

Figure V-6. Logs lithologiques des carottes prélevées dans la ravine et sur le lobe du Fium Alto. La corrélation entre les carottes s'appuie sur les variations des teneurs en carbonates et sur les variations de la couleur des sédiments. Des datations ^{14}C précisent l'âge des carottes à différentes profondeurs. 112

<i>Figure V-7. Logs lithologiques des carottes prélevées dans la ravine jusqu'au lobe distal du Pineto. La corrélation entre les carottes s'appuie sur les variations des teneurs en carbonates et sur les variations de la couleur des sédiments.....</i>	113
<i>Figure V-8. Logs lithologiques des carottes prélevées sur le lobe du Golo Sud. La corrélation entre les carottes s'appuie sur les variations des teneurs en carbonates et sur les variations de la couleur des sédiments. Des datations ¹⁴C précisent l'âge des carottes à différentes profondeurs.....</i>	115
<i>Figure V-9. Logs lithologiques des carottes prélevées sur les lobes amont et aval du Golo Nord. La corrélation entre les carottes s'appuie sur les variations des teneurs en carbonates et sur les variations de la couleur des sédiments. Des datations ¹⁴C précisent l'âge des carottes à différentes profondeurs.....</i>	116
<i>Figure V-10. Log lithologique des carottes prélevées sur la ride de Pianosa.....</i>	118
<i>Figure V-11. Courbes granulométriques dans des niveaux de vase gris-olive (faciès 2A) : (1) au sommet des carottes et (2) dans des niveaux plus profonds. Noter l'apparition de deux modes dans les vases des niveaux plus profonds.....</i>	119
<i>Figure V-12. Photographies et images rX des différents faciès observés dans l'ensemble des carottes, du plateau continental jusque dans le bassin profond et sur la ride de Pianosa.....</i>	120
<i>Figure V-13. Courbe granulométrique dans un niveau de vase silteuse gris-olive (faciès 3AS) avec un mode dans les particules grossières.....</i>	121
<i>Figure V-14. Schématisation des 4 types de séquences sédimentaires observées sur les systèmes turbiditiques à proximité de l'embouchure du fleuve Golo.....</i>	126
<i>Figure V-15. Photographie de la séquence II-tr montrant le passage des silts massifs aux vases silteuses puis aux vases.....</i>	127
<i>Figure V-16. Photographie, image rX traitée et courbes granulométriques de la séquence II-tr, granoclassée positivement, montrant l'alternance de lamines de silt fin (la moyenne ne dépasse pas 30 µm) et de vase silteuse.....</i>	127
<i>Figure V-17. Photographie, image rX traitée et courbes granulométriques de la séquence II (avec des sets de ride ou des lamines ondulantes dans le faciès sableux 5Sa) et de la séquence II-tr (séquence tronquée d'un ou plusieurs termes).....</i>	128
<i>Figure V-18. Photographie, image rX traitée et courbes granulométriques de la base vers le sommet, de la séquence II (avec des sables et silt massifs 5Sa et 4S), de séquences II-tr (tronquée du terme massif et laminé sableux à la base ou du terme vaseux du sommet).....</i>	129
<i>Figure V-19. Photographie, image rX traitée et courbes granulométriques de la séquence II-tr montrant le passage des sables à lamines planes, puis à lamines discontinues déstructurées, aux vases silteuses (absence des vases du sommet).....</i>	130
<i>Figure V-20. Photographie, image rX traitée et courbes granulométriques de deux séquences II-tr (séquence de sable fin à lamines obliques tronquées à la base du terme de sable à lamines planes).....</i>	130
<i>Figure V-21. Photographie, image rX traitée et courbes granulométriques montrant la succession de plusieurs séquences II-tr à lamines ondulées (succession des faciès 5Sa, 4S et 3AS) (séquences II tronquées du terme de sable fin à moyen laminé à la base).....</i>	131
<i>Figure V-22. Photographie et courbes granulométriques de la séquence III de sable grossier massif sans granoclassement apparent (faciès 7Sa-M).....</i>	132

<i>Figure V-23. Photographie, image rX traitée et courbes granulométriques montrant la séquence IV (sables massifs métriques) avec à la base la séquence II-tr (sables à lamines granoclassés)...</i>	133
<i>Figure V-24. Carte de répartition des faciès sismiques et lithologiques de la marge du Golo. Compilation des données sismiques, lithologiques et bathymétriques. Isobathes en mètres.....</i>	139
<i>Figure V-25. Photographie, image rX traitée, teneur en carbonates et courbes granulométriques de la carotte interface IKCO 74 prélevée sur la frange du lobe du Golo Sud.</i>	140
<i>Figure V-26. Photographie et courbes granulométriques des carottes Interfaces prélevées sur l'éventail du Golo Sud, du chenal jusqu'à la frange du lobe.....</i>	141
<i>Figure V-27. Photographie et courbes granulométriques du sommet des carottes Interfaces prélevées sur les lobes du Golo Nord.</i>	142
<i>Figure V-28. Courbe de mesure de l'activité de Plomb en excès dans les trente premiers centimètres de la carotte IKCO 62, du chenal du Golo Sud.....</i>	143
<i>Figure V-29. Exemple d'une corrélation du premier tronçon de la carotte küllenberg avec la carotte interface IKCO 64 (il manquerait au moins 40 cm dans la carotte küllenberg).....</i>	144
<i>Figure V-30. Exemple d'une corrélation du premier tronçon de la carotte küllenberg avec la carotte Interface IKCO 58 montrant la compaction ou l'élimination des vases gris-olive clair et marron clair dans la carotte küllenberg.....</i>	145
<i>Figure V-31. Calage des réflecteurs régionaux de la marge du Golo à partir de la courbe isotopique, des teneurs en carbonate et des datations C^{14} effectuées sur la carotte longue MD 012434. Les courbes de l'isotope de l'oxygène proviennent de foraminifères benthiques : UM = <i>Uvigerina mediterranea</i>, UP = <i>Uvigerina peregrina</i>.</i>	146
<i>Figure V-32. Log lithologique de la carotte MD012434 prélevée à proximité du lobe récent du Golo Sud replacée sur les données sismiques. Des datations ^{14}C précisent l'âge des sédiments à différentes profondeurs.....</i>	147
<i>Figure V-33. Cadre stratigraphique de la construction du système du Golo basé sur les corrélations avec la courbe isotopique SPECMAP et les datations ^{14}C.</i>	148

Chapitre VI

<i>Figure VI-1. Morphologie du système récent et actuel du Golo. La sédimentation actuelle (étape K-L, Chapitre IV) est représentée en gris foncé et la récente (étape J-K, Chapitre IV) en gris clair.</i>	153
<i>Figure VI-2. Profils sismiques transversaux illustrant la structure interne des différents types de lobes sableux observés sur le système du Golo. Les réflecteurs J et K sont définis dans le chapitre IV.</i>	155
<i>Figure VI-3. Carte de localisation des profils sismiques sparker et des carottes prélevées sur les lobes actuel (gris foncé) et récent (gris clair) de l'éventail du Golo Sud. Les contours sont en mètres.</i>	157
<i>Figure VI-4. Carte morpho-sédimentaire replaçant le lobe du Golo Sud dans le contexte régional.</i>	158
<i>Figure VI-5. Cartographie des glissements de la ride de Pianosa et du plateau continental du Golo à partir des données bathymétriques ombrées EM300.</i>	159
<i>Figure VI-6. Carte des paléo-faciès et des isopaques du lobe récent du Golo Sud.....</i>	160
<i>Figure VI-7. Profil sismique partant du plateau continental jusque dans le bassin profond. Il permet de replacer le lobe récent de l'éventail du Golo Sud par rapport à la colonne sédimentaire étudiée</i>	

Liste des Illustrations.

<i>dans la première partie de ce mémoire (la base de l'étude correspond à la limite de pénétration de la sismique sparker et est marquée par le réflecteur A).</i>	<i>161</i>
<i>Figure VI-8. Profil sismique montrant la nature des terminaisons des lobes de l'éventail du Golo Sud à proximité de la ride de Pianosa.</i>	<i>163</i>
<i>Figure VI-9. Profils sismiques montrant la nature des terminaisons latérales du lobe récent à proximité de la ride de Pianosa.</i>	<i>164</i>
<i>Figure VI-10. Faciès sismiques définis sur le lobe récent du Golo Sud.</i>	<i>165</i>
<i>Figure VI-11. Profils sismiques transversaux illustrant la surface d'érosion engendrée par la mise en place du lobe récent du Golo Sud.</i>	<i>166</i>
<i>Figure VI-12. Profils sismiques illustrant l'empilement des nombreux petits chenaux et les zones d'épandages du lobe récent du Golo Sud.</i>	<i>168</i>
<i>Figure VI-13. Schéma montrant les différentes zones du complexe chenal-levées jusqu'au lobe distal.</i>	<i>169</i>
<i>Figure VI-14. Assemblage en vue pseudo 3D de profils sismiques transversaux et longitudinaux montrant la structure interne du lobe récent de l'éventail du Golo Sud.</i>	<i>171</i>
<i>Figure VI-15. Profil 53 illustrant les surfaces érosionnelles entre les unités internes du lobe récent et celles engendrées par le lobe actuel. (Voir localisation du profil sur la Figure VI-14).</i>	<i>173</i>
<i>Figure VI-16. Organisation latérale des unités internes du lobe récent du Golo Sud. Illustration de la nature des limites entre deux unités internes et des terminaisons en onlap, onlap et onlap.</i>	<i>174</i>
<i>Figure VI-17. Organisation longitudinale des unités internes du lobe récent du Golo Sud.</i>	<i>175</i>
<i>Figure VI-18. Détail du profil sismique de la Figure VI-17 passant par la zone distale du lobe et montrant la diminution de l'épaisseur du drapage marron vers l'intérieur du lobe et le remplissage en onlap (faciès lité continu haute amplitude) de la coupelle par les unités jaune et parme. Définition des unités sur la Figure VI-14.</i>	<i>176</i>
<i>Figure VI-19. Profils sismiques illustrant la variabilité latérale et longitudinale des surfaces séparant deux unités internes et montrant la difficulté pour reconnaître la nature de ces surfaces sur des profils transversaux.</i>	<i>177</i>
<i>Figure VI-20. Cartes des unités internes du lobe récent du Golo Sud et de leurs petits chenaux d'alimentation avec en parallèle une coupe transversale schématique.</i>	<i>179</i>
<i>Figure VI-21. Morphologie de l'unité parme replacée dans le contexte régional et profils sismiques montrant les terminaisons vers l'Est de cette unité et les surfaces d'érosion engendrées par son dépôt.</i>	<i>180</i>
<i>Figure VI-22. Profil sismique longitudinal montrant la surface d'érosion engendrée par le dépôt de l'unité parme progradante sur l'unité jaune.</i>	<i>182</i>
<i>Figure VI-23. Définition des sous-unités de l'unité interne progradante vert clair composant la partie SW du lobe récent de l'éventail du Golo Sud.</i>	<i>183</i>
<i>Figure VI-24. Assemblage en vue pseudo-3D de profils sismiques montrant la structure interne de l'unité progradante vert clair du lobe récent du Golo Sud et cartographie des sous-unités ainsi définies.</i>	<i>185</i>
<i>Figure VI-25. Profil 56 illustrant la rétrogradation des sous-unités de l'unité rétrogradante violette. (Voir localisation du profil sur la Figure VI-22).</i>	<i>187</i>

Figure VI-26. Profil sismique longitudinal montrant la rétrogradation des dépôts de la partie distale du lobe récent de l'éventail du Golo Nord..... 188

Figure VI-27. Carte bathymétrique EM300 ombrée montrant la localisation des carottes prélevées sur le lobe récent du Golo Sud et sur la ride de Pianosa..... 189

Figure VI-28. Logs lithologiques des carottes prélevées sur le lobe de l'éventail du Golo Sud..... 191

Figure VI-29. Corrélation entre les carottes prélevées sur le lobe de l'éventail du Golo Sud et les profils sismiques sparker et boomer. 193

Chapitre VII

Figure VII-1. Profil sparker illustrant le passage latéral du lobe du Golo Sud au glissement du plateau continental. 211

Figure VII-2. Schéma récapitulatif de l'initiation et de la nature des écoulements participant à la construction de la marge du Golo. 214

Figure VII-3. Profils sismiques illustrant la chronostratigraphie des ravines et leur évolution. 217

Figure VII-4. Schémas illustrant la formation et l'évolution des ravines. 218

Figure VII-5. Schéma illustrant les mécanismes des migrations latérales par avulsion des complexes chenal-levées des éventails de la marge du Golo (modifié d'après Flood et al., 1991 et Lopez, 2001). 219

Figure VII-6. Images bathymétriques ombrées illustrant les migrations du chenal du Golo Sud lors des étapes du réflecteur A à F. 220

Figure VII-7. Profil sismique illustrant la migration progressive du chenal du Golo Sud vers le Sud et l'avulsion vers le Nord au-dessus du réflecteur F (voir localisation sur la Figure VII-6)..... 220

Figure VII-8. Schéma illustrant les migrations progressives des complexes chenal-levées majeurs. 221

Figure VII-9. Schéma illustrant les processus de dépôt des lobes par compensation. 222

Figure VII-10. Contexte stratigraphique établi à partir des datations C^{14} et de la chronostratigraphie relative. Courbe isotopique SPECMAP (Imbrie et al., 1984). Les segments de courbe en rouge représentent des baisses rapides et importantes du niveau marin relatif, les segments verts représentent des baisses plus lentes ou moins importantes. 225

Figure VII-11. Modèle conceptuel de construction de la marge du Golo au cours du Quaternaire terminal..... 227

Figure VII-12. Dépression initiale et accentuation de cette forme en raison du confinement de la source des écoulements dans la transition chenal-lobe. 232

Figure VII-13. Schémas illustrant la dynamique des écoulements dans les chenaux du lobe. 234

Figure VII-14. Schémas montrant la création possible de chenaux ramifiés dans le lobe..... 235

Figure VII-15. Progradation d'un chenal par comblement de la topographie préexistante. 236

Figure VII-16. Impact d'une pente latérale sur la géométrie interne des dépôts et sur les migrations latérales des zones de dépôt et d'érosion dans le lobe en fonction du confinement des écoulements..... 237

Figure VII-17. Impact d'un relief de hauteur supérieure à celle de l'écoulement et de faible pente frontale. 239

Figure VII-18. Impact d'un relief de hauteur supérieure à celle de l'écoulement et de forte pente frontale. 240

Liste des Illustrations.

<i>Figure VII-19. Impact d'un relief de hauteur inférieure à celle de l'écoulement.</i>	241
<i>Figure VII-20. Profil sismique illustrant l'organisation interne des dépôts de deux sous-unités du lobe récent du Golo Sud.....</i>	242
<i>Figure VII-21. Mise en place de la digitation du lobe récent du Golo Sud. Explications dans le texte.</i>	245
<i>Figure VII-22. Schémas illustrant la mise en place des lobes récent et actuel du Golo Sud.....</i>	249
<i>Figure VII-23. Schémas illustrant l'architecture d'un lobe sableux confiné et la répartition des zones d'érosion et de dépôt.</i>	251
<i>Figure VII-24. Facteurs contrôlant la morphologie et l'architecture du système turbiditique du Golo.</i>	253
<i>Figure VII-25. Facteurs de contrôle de l'édification des lobes sableux distaux du Golo.</i>	254
<i>Figure VII-26. Exemple de systèmes sableux modernes confinés.</i>	256
<i>Figure VII-27. Schémas illustrant la géométrie des corps sableux et leur possible connectivité. Attention aux échelles.....</i>	262

Liste des tableaux :

<i>Tableau I-1. Caractéristiques des éventails sableux à faible capacité de transport et des éventails vaseux à forte efficacité de transport (Modifié d'après Mutti et Ricci Lucchi, 1972 ; Rigaut, 1997, Mulder 2002).....</i>	19
<i>Tableau I-2. Récapitulatif des concepts utilisés pour décrire les dépôts sableux des systèmes anciens et modernes (suite du tableau pages 26 et 27).....</i>	25
<i>Tableau I-3. Facteurs affectant le développement des systèmes turbiditiques profonds en contexte de marge passive (modifié d'après Shanmugam et Moiola., 1988 ; Mougamba, 1999, Mulder, 2000).</i>	30
<i>Tableau II-1. Récapitulatif des données et traitements utilisés dans ce mémoire.</i>	45

Introduction générale

1. Problématique

Les systèmes turbiditiques sont les ensembles sédimentaires les plus volumineux sur les marges continentales. Bien qu'étudiés de façon intensive depuis une trentaine d'années, peu d'articles concernent les systèmes sableux profonds et les objets sédimentaires qui les composent. En particulier, l'utilisation des modèles conceptuels ne permet pas de prédire précisément la géométrie et la répartition des différents faciès sédimentaires, en particulier la localisation et les processus de mise en place des sédiments grossiers.

Or, ces systèmes se développent essentiellement dans des zones de faible profondeur d'eau et sont de taille modeste (Guiomar, 1998 ; Piper et al., 1999). Ils sont donc faciles à étudier dans leur globalité et offrent la possibilité d'utiliser des outils variés avec une bonne résolution et avec un minimum de temps d'acquisition. Ces systèmes se développent dans des bassins étroits. Ils représentent des analogues beaucoup plus proches des systèmes anciens que les systèmes de grande taille. Leur étude offre en plus la possibilité d'étudier leur morphologie initiale, sans déformation ni discontinuité, ce qui n'est pas le cas pour les systèmes anciens. Toutefois, bien que de nombreuses informations existent sur les systèmes anciens, les échelles d'observations utilisées ne permettaient pas jusqu'à maintenant une comparaison détaillée avec les systèmes modernes. **L'étude des systèmes sableux modernes permet donc une amélioration de la connaissance des édifices actuels et facilite l'étude des formations anciennes par l'utilisation d'une échelle d'observation à haute résolution.** De plus, les teneurs en sable des systèmes sableux leur confèrent **un intérêt économique important.** L'étude de la morphologie, de la géométrie et de la répartition faciologique de ces systèmes paraît donc nécessaire pour évaluer leur qualité en terme de réservoirs potentiels pour les hydrocarbures.

Afin de comprendre et de prédire la variabilité des systèmes, **la démarche scientifique actuelle est de travailler sur des objets élémentaires composant les systèmes turbiditiques** (Normark et Piper, 1991 ; Mutti, 1992 ; Miall, 1999 ; Shanmugam, 2000) et de déterminer **les facteurs environnementaux** qui gouvernent leur mise en place et leur évolution. Ainsi, **la nature et les processus initiant les écoulements gravitaires et leur interaction avec la morphologie du fond** pourront être appréhendés (Piper et Normark, 2001). Cette démarche permet de prendre en compte beaucoup de paramètres et est « adaptable » à chaque système étudié. Elle facilite la comparaison d'objet à objet dans le moderne et dans l'ancien.

2. Buts de cette étude

Le travail que je présente dans ce mémoire s'intègre dans le projet Corfan (IFREMER) et il s'inscrit dans la démarche décrite ci-dessus. Il s'agit de réaliser **une analyse multi-échelles d'un système turbiditique profond sableux à l'aide du plus grand nombre possible de données de nature différente. Un intérêt particulier sera porté sur un objet sédimentaire : le lobe sableux distal.**

Le choix de cet objet a été motivé par les constatations suivantes:

- la structure interne et les mécanismes de mise en place d'un lobe moderne n'ont jamais été décrits de façon détaillée dans la littérature;
- les lobes sont des objets élémentaires riches en sable ; ils forment des accumulations importantes qui peuvent influencer la globalité du développement du système ;
- de nombreuses informations (lithologie, géométrie de détail) existent dans les lobes des systèmes anciens. Le peu de données disponibles et l'échelle d'observation (morphologie et géométrie d'ensemble) utilisée sur les lobes modernes ne permettait pas, jusqu'à maintenant, une comparaison avec les lobes anciens.

Cette étude, grâce à la quantité et à la qualité des données acquises sur les lobes permet de décrire, pour la première fois dans un système moderne, la structure interne, la lithologie des lobes sableux distaux profonds, à une échelle comparable à celle utilisée dans les systèmes anciens.

Pour mener à bien cette étude, **le système du Golo, sur la marge est-Corse a été choisi en raison de :**

- la faible profondeur d'eau qui permet l'utilisation d'outils variés de haute résolution avec un minimum de temps d'acquisition ;
- la taille modeste des systèmes qui permet leur étude globale, du plateau jusqu'au bassin profond. La répartition des sables dans l'espace et le temps est alors plus aisée à apprécier ainsi que les processus de ségrégation sable/argile ;
- la proportion de sable dans les lobes qui est très importante et confère à ces systèmes un intérêt académique et économique important.

Ce travail a été réalisé grâce à une collaboration IFREMER / Université Bordeaux I. Les données utilisées proviennent du projet Corfan (IFREMER) initié et coordonné par B. Savoye. Ainsi, de nombreuses données ont été acquises lors de récentes missions (Corfan 1 et 2). Elles couvrent la totalité du système (bathymétrie multifaisceaux sur 500 km², 1900 km de profils sismique réflexion très haute résolution (sparker), et 35 carottes sédimentaires soit plus de 400 m de longueur cumulée).

Les principaux objectifs à atteindre sont :

- **caractériser de façon détaillée l'organisation morphologique, faciologique (lithologie et géométrie) et architecturale d'un système sableux profond ainsi que les mécanismes de dépôt associés (nature et dynamique des écoulements) ;**
- **reconstituer l'évolution de ces processus de dépôt au cours du Quaternaire récent et déterminer les facteurs environnementaux et morphologiques qui les contrôlent ;**

- **caractériser la structure interne d'un lobe distal sableux à une échelle très haute résolution (de l'ordre de 1 m) et déterminer les processus et facteurs responsables de son édification.**

3. Organisation du mémoire

Afin de réaliser cette analyse multi-échelles du système du Golo, le manuscrit a été divisé en sept chapitres :

- **le chapitre I** est une synthèse bibliographique qui présente les définitions et concepts utilisés dans la suite de ce mémoire ;
- **le chapitre II** rassemble les outils d'investigation, les types de données acquises et le protocole suivi pour l'analyse des données ;
- **le chapitre III** définit le cadre régional de la zone d'étude ;
- **le chapitre IV** présente la morphologie et la structure de la marge. Je définis, dans le détail, la morphologie, la géométrie et l'architecture des objets sédimentaires ainsi que leur évolution spatio-temporelle ;
- **le chapitre V** est consacré à l'étude sédimentologique de la marge, la définition des faciès, des séquences sédimentaires et les répartitions spatiale et temporelle des dépôts ;
- **le chapitre VI** présente les résultats obtenus sur l'étude détaillée des lobes turbiditiques sableux distaux, et en particulier leurs structure et géométrie internes.
- **le chapitre VII** est une discussion qui reprend le plan précédent en séparant dans un premier temps les résultats à l'échelle du système de ceux obtenus à l'échelle des lobes. Je discute notamment des processus et des facteurs de contrôle mis en évidence à ces deux échelles d'observations. Un modèle synthétique de construction d'une marge sableuse et un modèle de construction des lobes sableux distaux est alors présenté. Enfin, l'échelle d'observation permet la comparaison avec d'autres systèmes modernes et des systèmes dans l'Ancien.

Chapitre I : Synthèse Bibliographique

Dans ce chapitre, je présente les principaux résultats concernant la sédimentation turbiditique en domaine profond à deux échelles d'observations : (1) le système et (2) les objets sédimentaires en détaillant les lobes sableux distaux. Cette synthèse ne se veut pas exhaustive et elle présente seulement les concepts qui seront utilisés dans ce mémoire.

La première partie rappelle les définitions et concepts de base concernant les dépôts et écoulements associés aux systèmes turbiditiques sableux. Les deux parties suivantes définissent les systèmes turbiditiques ainsi que les objets sédimentaires associés. Enfin, une dernière partie sera consacrée aux facteurs de contrôle les plus connus de la sédimentation turbiditique.

1. Les processus gravitaires

Les processus gravitaires sous-marins correspondent à l'ensemble des processus capables *de transporter des sédiments sous l'action principale de la gravité*, depuis les plateaux continentaux jusqu'aux plaines abyssales (Middleton et Hampton, 1973). Ils présentent un intérêt important, tant sur le plan scientifique, pour la compréhension de la construction et de l'évolution des marges continentales, que sur le plan industriel, pour l'exploration des hydrocarbures *offshore*, la protection d'ouvrages et infrastructures (plate-formes, câbles de télécommunication...), la prévention des risques naturels et les pollutions.

Les processus gravitaires ont été regroupés en *trois principaux types* en fonction du mode de support des particules.

1.1. Les instabilités

Des blocs homogènes se déplacent le long d'un plan de cisaillement (surface de glissement). Les blocs se déplacent avec peu de déformation interne même si les blocs se fragmentent progressivement au cours de leur déplacement. Le déplacement est limité. La taille des blocs glissés varie du mètre à quelques dizaines de kilomètres. Le fluage est une déformation du matériau sous une charge constante. Les glissements en masse sont des mouvements en masse de sédiments semi-consolidés le long de plan de fractures (*slump*, *slide*).

1.2. Les écoulements laminaires

Plusieurs mécanismes de support des particules existent, telles que *la pression de dispersion* produite par des collisions inter-granulaires, *la rigidité de la matrice* due à la cohésion entre particules en mouvement, et *des forces de friction et de flottabilité* (*buoyant lift*) induites par la matrice (*Figure I-1*; Middleton et Hampton, 1973 ; Mulder et Cochonat, 1996). Ces écoulements se caractérisent également par des concentrations et viscosité très élevées qui empêchent ainsi, en théorie, tout développement de la turbulence. Plusieurs types sont décrits en fonction de la taille et de la concentration des sédiments transportés (blocs, galets), de la matrice et de la présence de fluide : écoulements hyperconcentrés (Mulder et Alexander, 2001a), coulées de débris (debris flows) (*Figure I-2*), écoulement de grains (grain

flows), les écoulements fluidisés (fluidized flows) et les écoulements liquifiés (liquefied flows).

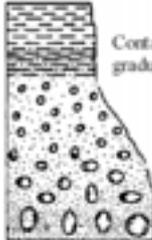
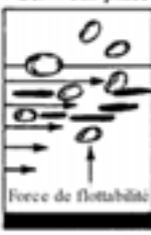
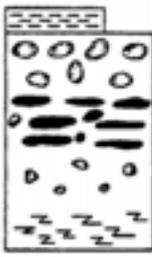
Écoulement	Mécanismes de Support	Dépôts
Turbulent	<p>Chute des particules</p>  <p>Turbulence</p>	 <p>Contact supérieur graduel</p> <p>Granoclassement normal</p> <p>Contact inférieur net ou érosif</p>
Laminaire	<p>« Gel » sur place</p>  <p>Contrainte de cisaillement</p> <p>Force de flottabilité</p>	 <p>Contact supérieur net</p> <p>Alignement des grains</p> <p>Zone de cisaillement</p>

Figure I-1. Résumé des principales différences entre les écoulements laminaires et turbulents, en terme de processus de transport et de dépôt des sédiments (Shanmugam et Moiola, 1995).

Les dépôts résultant d'écoulements laminaires présenteront généralement :

- des contacts inférieurs et supérieurs très nets, dus à l'arrêt très rapide et au dépôt en masse de l'écoulement ;
- une matrice argileuse, en proportions variables, qui pourra correspondre de quelques dizaines de % à moins de 1% du volume total du dépôt (Shanmugam, 2000) ;
- un granoclassement inverse des sédiments dû à la présence d'un gradient de vitesse croissant vers le haut et à un phénomène de classement ou de tri dynamique au cours du transport. Les particules les plus fines tombent entre les particules les plus grossières et ont ainsi tendance à les repousser vers le haut (Middleton, 1967). La présence d'un granoclassement normal ou l'absence de granoclassement ont également été observées ;
- de nombreux galets et blocs dispersés au sein du dépôt. Ils pourront montrer des alignements plus ou moins grossiers qui traduisent le caractère laminaire de l'écoulement.

1.3. Les écoulements turbulents

Le maintien en suspension des particules dans **les écoulements turbulents** est assuré par **la composante de la vitesse dirigée vers le haut** (Figure I-1, Middleton et Hampton, 1973 ; Mulder et Cochonat, 1996). La concentration des particules au sein des écoulements turbulents est très variable, mais reste inférieure à 9 % du volume total (**limite de Bagnold**). Ces écoulements correspondent à **des écoulements particuliers** (Mulder et Alexander, 2001a).

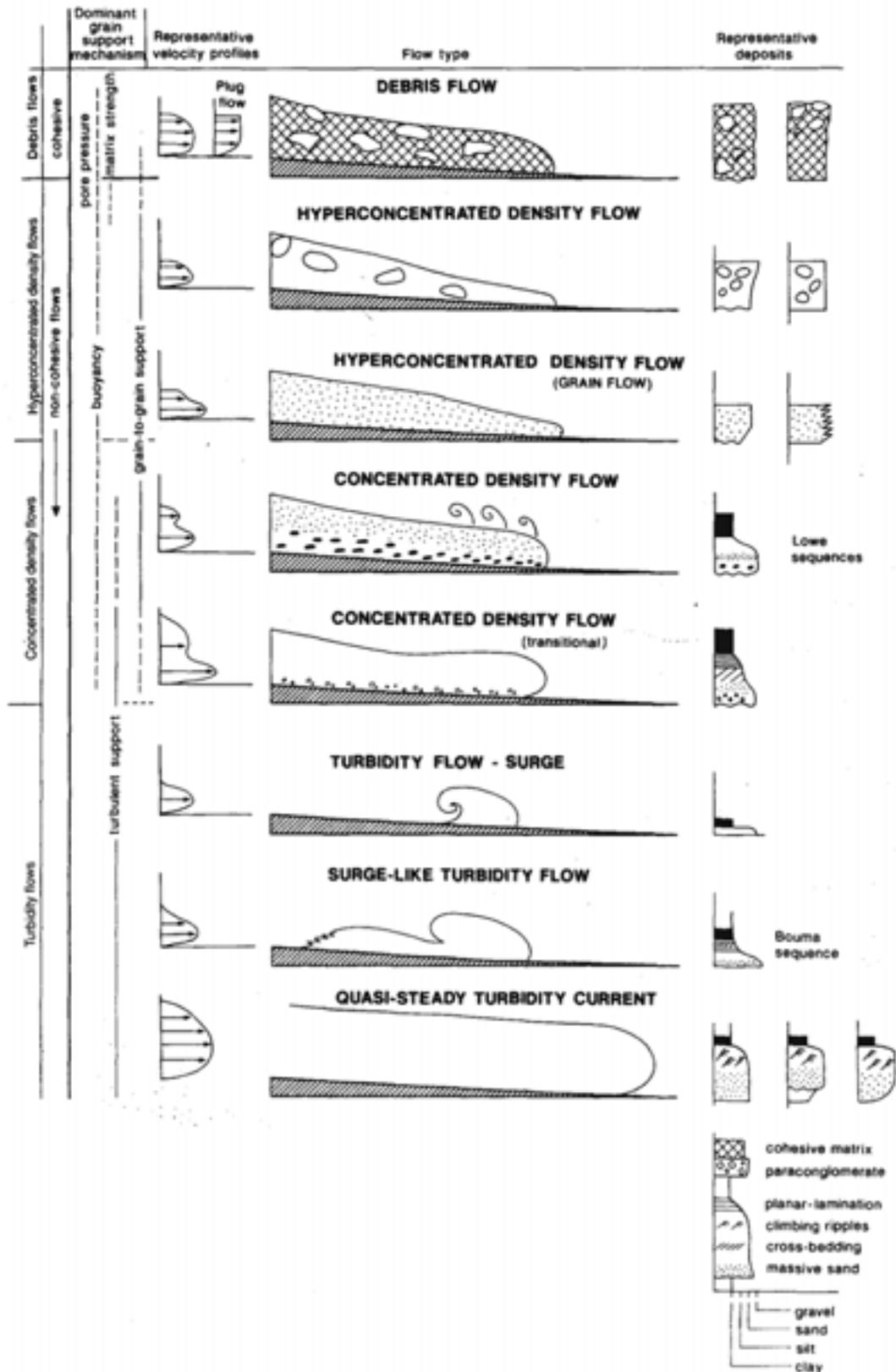


Figure I-2. Représentation schématique des différents types d'écoulements gravitaires et les dépôts associés (Mulder et Alexander, 2001a).

- **les écoulements particuliers** sont les écoulements gravitaires les plus étudiés. Ils sont classiquement regroupés sous l'appellation générique de « courant de turbidité » (Kneller et Buckee, 2000). Pourtant, il existe *deux principaux types d'écoulement*, en fonction de la durée de l'alimentation : *les courants de turbidité* avec une alimentation continue où prolongée par l'arrière *et les bouffées turbides* caractérisées par l'écoulement d'un volume fini. L'injection de matériel est instantanée, il n'y a donc pas d'alimentation par l'arrière (Laval, 1988 ; Ravenne et Beghin, 1983). Elles ont une « durée de vie » très courte par rapport aux courants de turbidité. Entre ces deux types extrêmes, il existe probablement une large gamme de types intermédiaires.

Ces écoulements sont également divisés *en courants de turbidité de haute ou basse densité en fonction de la concentration en particules transportées* (Lowe, 1982) :

- les courants de basse densité peuvent résulter d'instabilités survenant à petite échelle sur la pente continentale ou à la tête de canyons, et de phénomènes de reconcentration de particules fines mises en suspension, par exemple au cours de tempêtes.

- les courants de haute densité résultent de la transformation de glissements (*slides* ou *slumps*) survenant à grande échelle. Les courants de haute densité sont depuis quelques années au centre d'une polémique (Shanmugam, 1996). Ils sont en effet constitués d'une partie basale laminaire, surmontée d'une partie supérieure turbulente (Mulder et al, 1997 ; Postma et al., 1988). La partie basale étant laminaire et non turbulente, Shanmugam (1996) considère qu'elle ne peut être englobée sous l'appellation « courant de turbidité ». Il considère que ce courant est constitué de l'association d'une coulée de débris sableuse (*sandy debris flow*) et d'un courant de turbidité (*Figure I-3*).

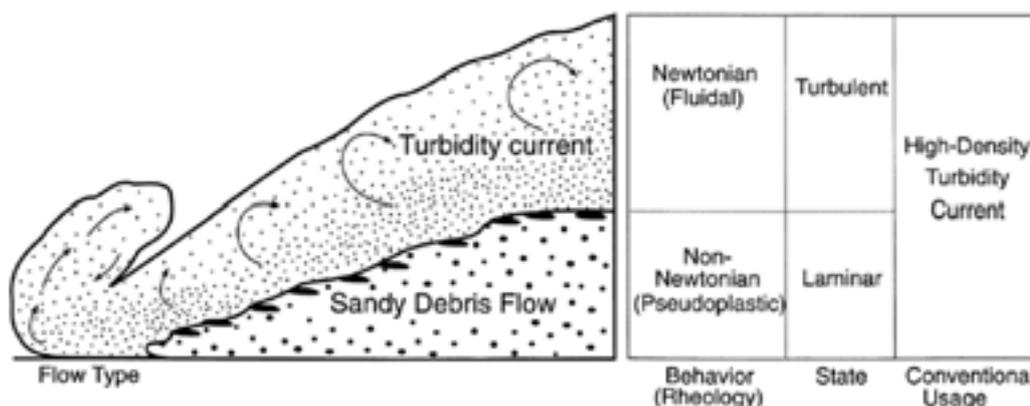


Figure I-3. Vue expérimentale d'un écoulement turbiditique de haute densité (Postma et al., 1988), différenciant un écoulement inférieur de nature laminaire et un écoulement supérieur de nature turbulente.

Mulder et Alexander (2001a) suggèrent que pour éviter des contresens, l'utilisation de haute et basse densité est à proscrire. Ils proposent une classification pour les écoulements particuliers basée sur les mécanismes de transport et de dépôt, sur les vitesses et sur les

concentrations. Ils définissent ainsi plusieurs types d'écoulements dont *les écoulements particuliers concentrés et de turbidité* (Figure I-2). Les écoulements particuliers concentrés sont turbulents. Ils sont caractérisés par des concentrations particulières fortes. 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.

Les traces du passage d'un courant de turbidité se caractérisent par l'existence de marques d'érosion (*scours, flutes*) qui forment des figures de base de bancs et par la présence d'un dépôt de turbidite mis en place à la fois par traction et décantation. Ces dépôts forment des séquences connues sous le nom de la séquence de Bouma (1962) (Figure I-4). Leur mise en place a fait l'objet de nombreuses discussions (Middleton et Hampton, 1973 ; Stow et Shanmugam, 1980). Schématiquement, elle résulte de processus de traction (rides, laminations planes ou obliques). La suspension se traduit par une décantation et donc un tri vertical des particules (granoclassement normal). En théorie, une séquence de turbidite se traduit donc par l'enregistrement sur une verticale de la diminution d'énergie d'un courant à un endroit donné.

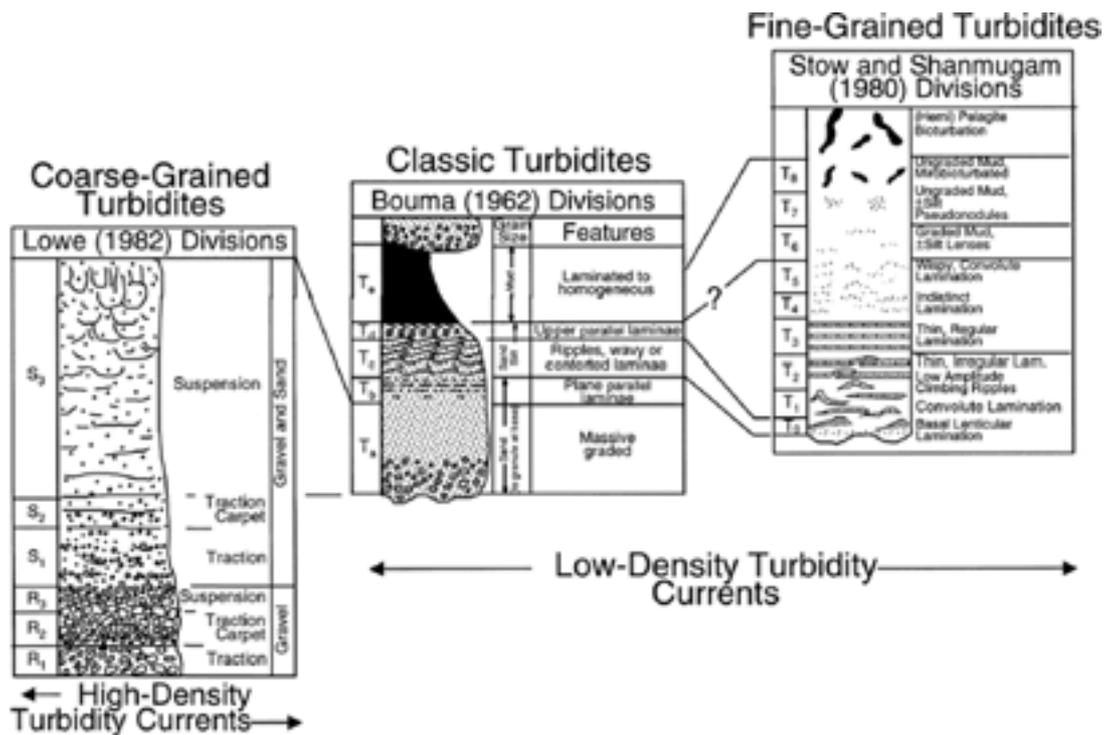


Figure I-4. Description des différents types de séquences sédimentaires rencontrés dans les dépôts d'origine turbiditiques (Shanmugam, 2000).

Cette séquence, appelée séquence de Bouma (Figure I-2 et Figure I-4) comprend cinq termes nommés T_a, T_b, T_c, T_d, et T_e de la base vers le sommet. Le terme inférieur de la séquence, T_a, est le plus grossier ; il ne présente aucune structure interne mais un granoclassement frustré. Il correspond à un dépôt d'écoulement concentré (Mulder et

Alexander, 2001a). Au-dessus, le terme T_b est constitué de sables plus fins et laminés. Le terme T_c , constitué de sables très fins ou de silts, présente des stratifications obliques ou entrecroisées résultant de la migration de petites rides de courant. Ce terme peut également présenter des convolutes qui résultent de la déstructuration de lamines par échappement d'eau. Le terme T_d est formé par l'alternance de lamines silteuses et argileuses. Le terme T_e correspond à des argiles très finement laminées ou sans structure. Cette séquence n'est que très rarement observée dans son intégralité. Elle est souvent tronquée des termes inférieurs ou des termes supérieurs. Des variations autour de cette séquence ont été décrites par plusieurs auteurs en fonction de la taille des particules transportés et des concentrations (Lowe, 1982 ; Stow et Shanmugam, 1980) (Figure I-4).

- **les courants hyperpycnaux**, représentent un cas particulier d'écoulement particulière. Ils ont été mis en évidence en milieu marin il y a quelques années et sont maintenant considérés comme des écoulements gravitaires à part entière (Mulder et Syvitski, 1995). Ces courants sont générés principalement **en période de crues aux embouchures des fleuves**, lorsque la charge sédimentaire en suspension transportée par l'eau douce est suffisamment élevée pour générer dans le mélange eau douce/sédiment une densité supérieure à celle de l'eau de mer. Dans ce cas, le mélange eau douce/sédiment peut rester sur le fond.

Suite au dépôt progressif des particules qu'il transporte, le ré-équilibrage de la densité au sein du courant hyperpycnal se fait par entraînement d'eau salée. Le courant hyperpycnal va ainsi présenter, au cours du temps, des caractéristiques très proches des courants de turbidité. Son profil de vitesse reste toutefois très différent, car il évolue au rythme de la crue. Les dépôts qui résulteront de cette dynamique présenteront classiquement un granoclassement inverse surmonté d'un granoclassement normal (Mulder et al., 1998).

1.4. Transformations des écoulements

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

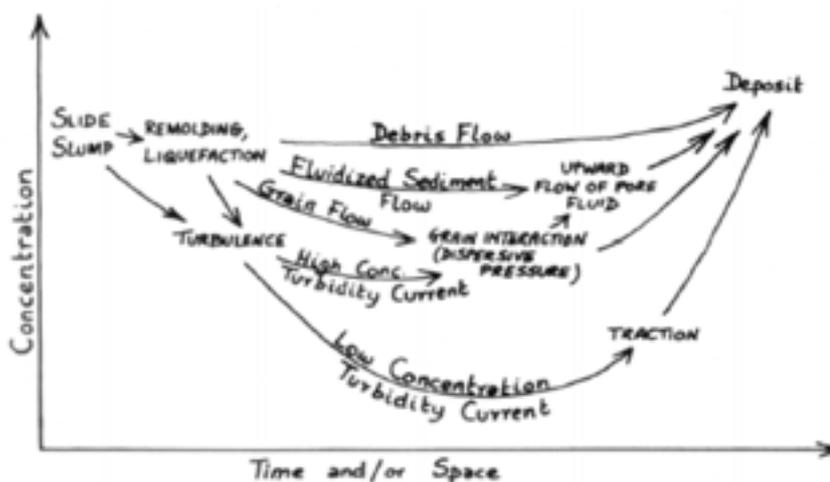


Figure I-5. Modèle d'évolution d'un écoulement gravitaire en fonction du temps et/ou de l'espace (Middleton et Hampton, 1973).

La totalité des modèles ne prennent pas ou peu en compte l'évolution temporelle des écoulements. Seule l'évolution spatiale est envisagée. Le modèle de Kneller (1995) est le premier à réellement intégrer le temps. Ce modèle, basé sur six types d'écoulements turbiditiques différents, permet d'expliquer la nature érosive ou dépositionnelle des écoulements ainsi que l'organisation granulométrique verticale et horizontale des séquences de dépôts (*Figure I-6*).

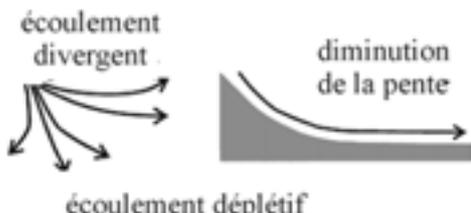
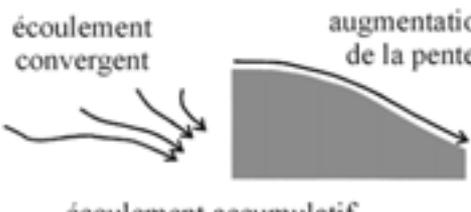
 écoulement divergent diminution de la pente écoulement déplétif	Temps			
	Distance	accélération	constante	décélération
 écoulement convergent augmentation de la pente écoulement accumulatif	Accumulatif ACCUMULATIVE	 Waning 	érosion/ non-dépôt	
	uniforme UNIFORM	 		
	Déplétif DEPLETIVE	 	 	 
		Séquences grano-décroissantes	Pas de grano-classement	Séquences grano-croissantes

Figure I-6. Le modèle de Kneller (modifié d'après Kneller, 1995) : évolution temporelle et spatiale des écoulements et les dépôts associés.

L'intérêt d'un tel modèle est de mieux comprendre le rôle de la topographie dans l'évolution de la dynamique des écoulements et donc des dépôts associés. Ce modèle, basé sur des principes très simples, permet d'expliquer la variabilité des séquences turbiditiques observées.

Mulder et Alexander (2001a) montrent la complexité des classifications en raison de l'évolution et des transformations existant entre la source et le dépôt final (*Figure I-7*). Par conséquent, plusieurs mécanismes de support peuvent coexister à l'intérieur d'un même processus gravitaire.

Ainsi, un dépôt de sédiment ne caractérisera pas toujours le processus de transport dominant, mais plutôt *un état très ponctuel d'un écoulement dans le temps* (*Figure I-7*).

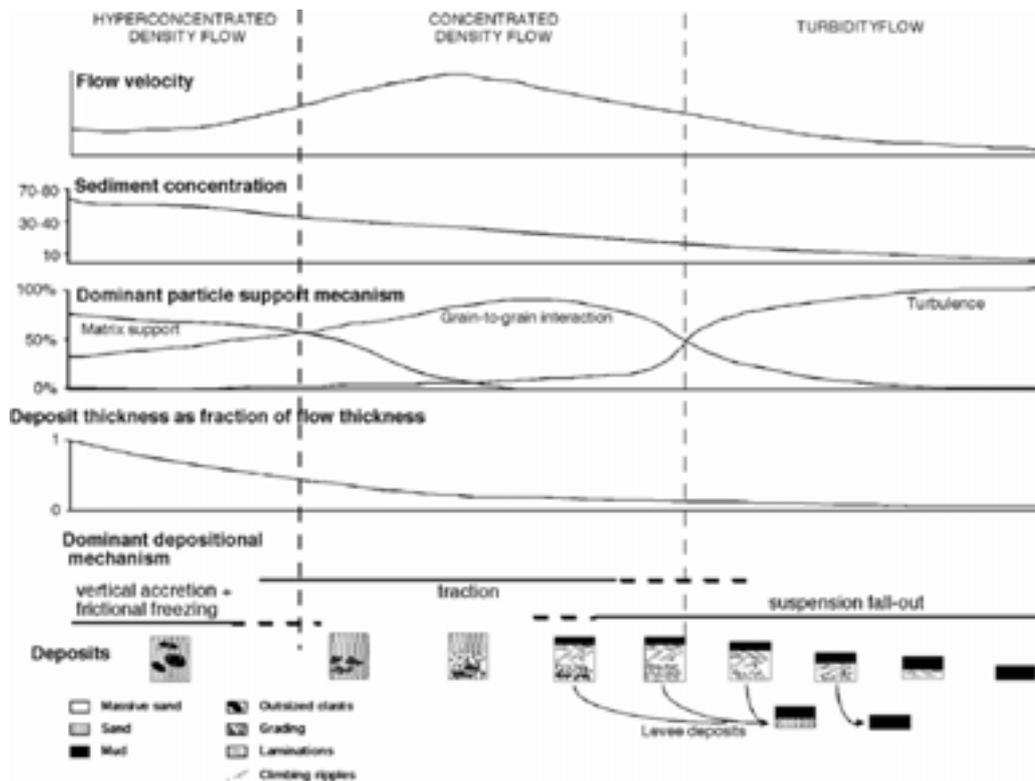


Figure I-7. Evolution longitudinale des processus en relation avec le mode de transport (Mulder et Alexander, 2001a).

2. Les systèmes turbiditiques

Les systèmes turbiditiques sont les ensembles sédimentaires les plus volumineux des marges continentales actuelles. Un **système turbiditique** est défini comme une accumulation sous-marine située du glaciaire jusqu'à la plaine abyssale, et composée de matériel terrigène transporté par des écoulements gravitaires. La nécessité de classification et de comparaison des systèmes gravitaires poussa rapidement les géologues à l'élaboration de modèles conceptuels.

Reading et Richards (1994), en fonction du volume et de la taille des grains des apports et de la nature du système d'alimentation, distinguent (Figure I-8) : (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 source multiple linéaire (*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. Selon Richards et al. (1998), les *slope aprons* pourraient être les précurseurs des éventails sous-marins.

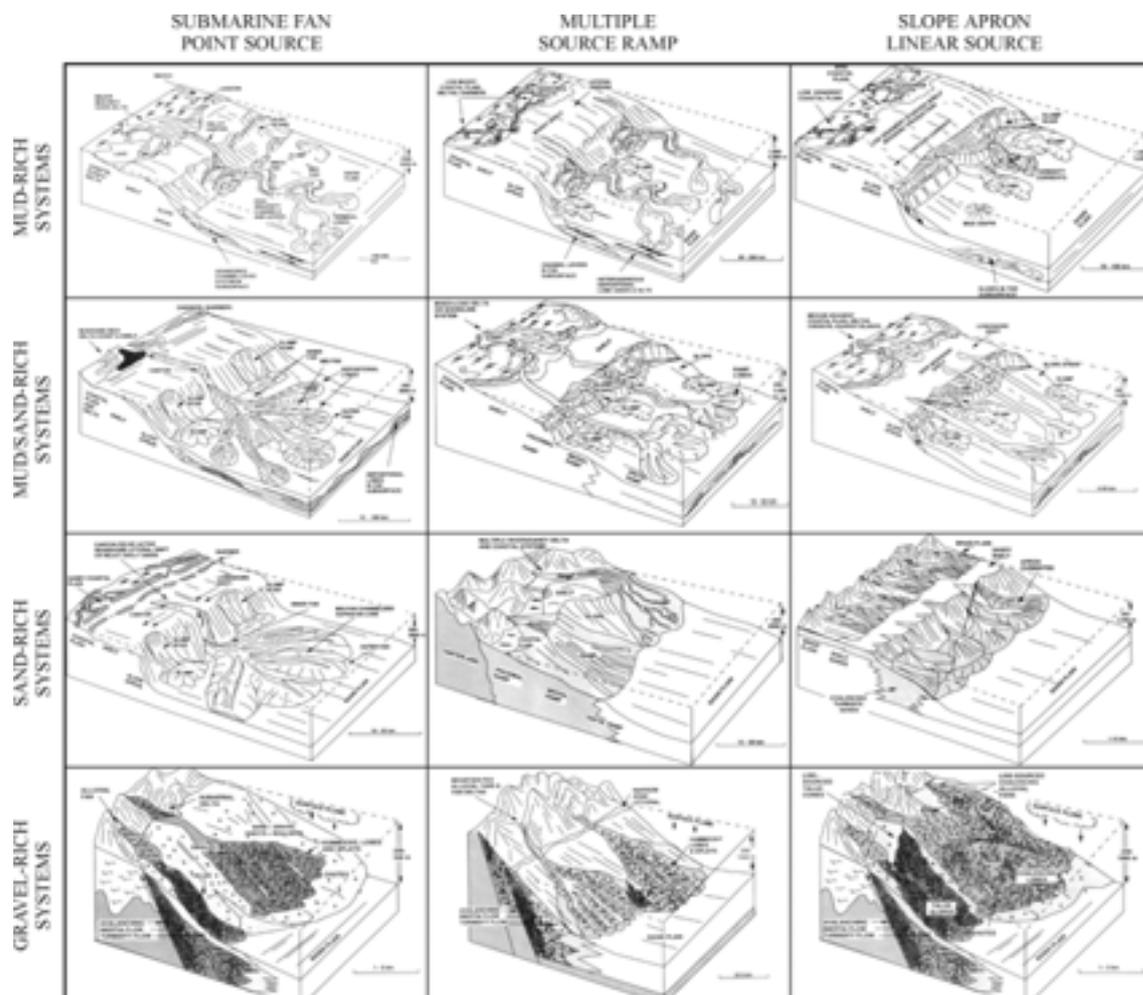


Figure I-8. Classification des systèmes turbiditiques profonds actuels sur les bassins marginaux basée sur le volume et la granularité des particules disponibles et sur la nature du système d'alimentation (Reading et Richards, 1994).

Les termes éventails sous-marins et systèmes turbiditiques sont souvent employés en synonymes, le terme éventail étant réservé aux environnements modernes et le terme système aux environnements anciens (Bouma, 2000). Dans ce mémoire le terme de système s'applique à la fois aux études dans l'Actuel et dans l'Ancien.

Dans la suite de ce mémoire, le terme éventail (Figure I-9) est appliqué à toute accumulation composée :

- d'une zone d'alimentation unique à érosion prépondérante (canyon) ;
- d'une zone de transit à érosion et dépôt (complexe chenal-levées) ;
- et une zone à accumulation prépondérante (les lobes distaux).

Ils se développent au niveau du glacis et de la plaine abyssale. Ils sont toujours reliés à une importante source de sédiment, souvent un fleuve, soit directement, soit par l'intermédiaire d'un delta. **Dans cette étude, le terme "éventail" est limité aux accumulations à source ponctuelle. Un système turbiditique peut être composé de plusieurs éventails. L'important**

dans ce type de démarche étant de pouvoir différencier les processus qui amènent à une variabilité de configurations au sein d'un même système turbiditique.

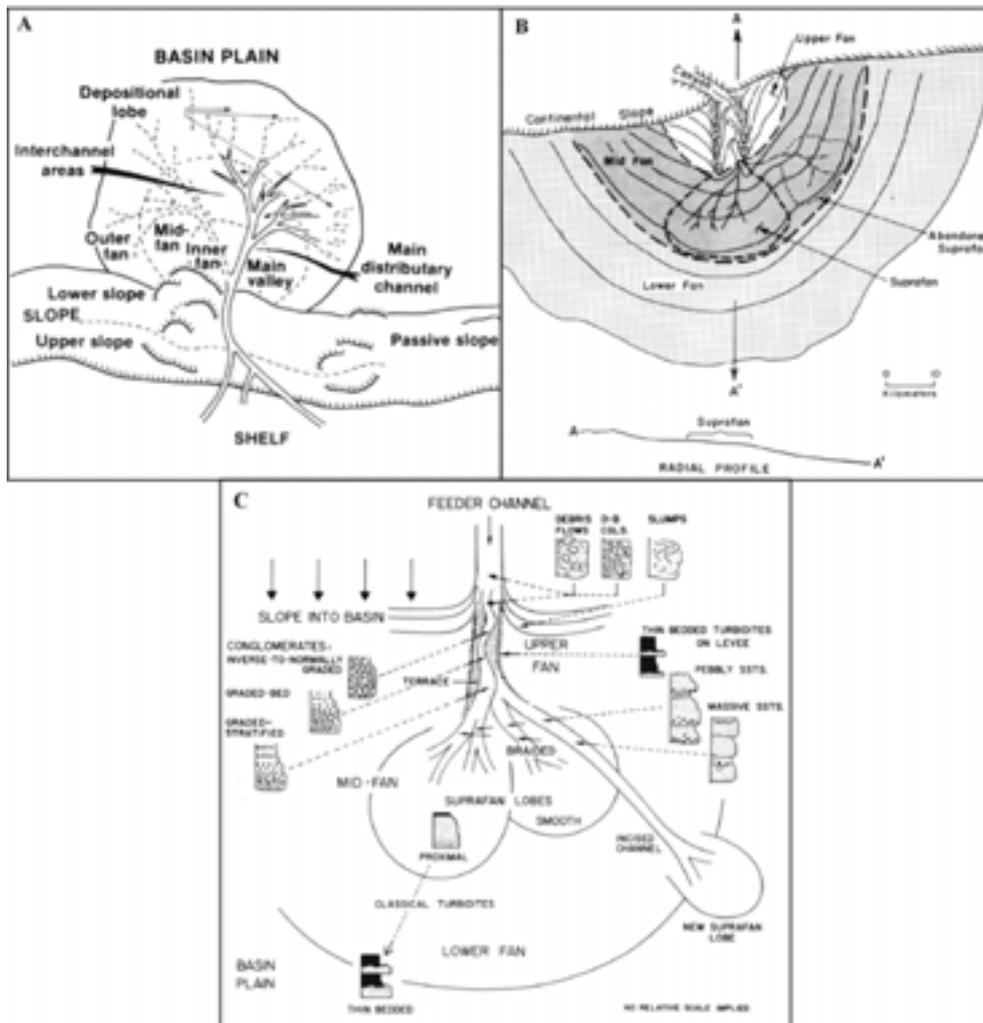


Figure I-9. Les modèles d'éventails profonds A) anciens de Mutti et Ricchi Lucchi (1972), B) modernes de Normark (1978), et C) modèle synthétique de Walker (1978).

La plupart des éventails profonds actuels sont des éventails qui couvrent d'importantes surfaces et qui sont situés sur des marges passives. Ils s'étendent perpendiculairement à la marge (Mutti, 1992). La nature des sédiments qui alimentent les éventails sous-marins profonds varie depuis les vases très fines (granularité < 2 µm) jusqu'aux sédiments grossiers (granularité > 1 cm ; Normark et Piper, 1991 ; Reading et Richards, 1994 ; Figure I-8). Cette diversité de la gamme granulométrique rencontrée au niveau des éventails sous-marins est à l'origine de la classification de Mutti et Ricci Lucchi (1972 ; Tableau I-1). Ils ont défini les éventails à forte efficacité de transport, alimenté par un canyon bien développé dans lequel agissent des processus gravitaires susceptibles de transporter des sables et des particules grossières sur de grandes distances, et des éventails à faible efficacité de transport, généralement alimentés par un delta, inaptes à transporter des sables sur de grandes distances.

L'efficacité ou capacité de transport correspond à la distance sur laquelle les sables sont transportés.

Critère	Eventail vaseux à forte efficacité de transport	Eventail sableux à faible efficacité de transport
Granularité des sédiments	Silts et argiles	Sables et silts grossiers
Domaine d'alimentation continental	Vaste	Restreint
Taille de l'éventail	Centaines de km ²	Dizaine de km ²
Forme de l'éventail	allongée	circulaire
Pente	Faible	Forte
Distance de transport	Centaines à milliers de km	Dizaines de km
Concentration des particules en suspension	Faible	Forte
Lobes sableux (surface)	Grands	Petits
Dépôts en bordure d'éventail	Développés	Faibles à absents
Dépôts de plaine abyssale	Développés	Faibles à absents
Exemples	Amazone, Zaïre, Orénoque, Mississippi, Nil	Navy; Hueneme

Tableau I-1. Caractéristiques des éventails sableux à faible capacité de transport et des éventails vaseux à forte efficacité de transport (Modifié d'après Mutti et Ricci Lucchi, 1972 ; Rigaut, 1997, Mulder 2002).

Ces modèles ont permis de comparer plus aisément les systèmes anciens et les systèmes modernes. Toutefois, ils se sont rapidement révélés incomplets et ne suffisaient pas pour expliquer la diversité et variabilité des systèmes gravitaires observés. De plus, ils amenèrent une grande confusion au niveau des termes utilisés. Plusieurs auteurs (Normark et Piper, 1991 ; Mutti, 1992 ; Miall, 1999 ; Shanmugam, 2000) proposèrent alors **d'abandonner en partie ou totalement les modèles et de travailler sur les objets élémentaires des systèmes turbiditiques.**

3. Les objets élémentaires :

Ainsi, Mutti et Normark (1991) proposèrent de travailler sur un certain nombre **d'objets sédimentaires élémentaires** communément rencontrés sur un grand nombre de systèmes turbiditiques. Ces objets reconnaissables aussi bien dans l'Ancien que dans l'Actuel, sont : (1) les surfaces d'érosion, (2) les chenaux, (3) les levées, (4) les lobes, et (5) les dépôts associés à la transition chenal-lobe. Cette partie présente leur morphologie ainsi que les processus de dépôt responsables de leur édification.

3.1. Les vallées incisées sur le plateau et les prismes de rebords de plateau

Une vallée incisée est une gouttière de taille et profondeur variables qui résulte du creusement du plateau continental par un fleuve durant une période de bas niveau marin relatif (Posamentier et al., 1991). Le remplissage des vallées est constitué par des dépôts fluviaux ou estuariens (Allen et Posamentier, 1993). La distinction entre les chenaux fluviaux et les canyons est essentiellement basée sur des critères géographiques, morphologiques et des processus sédimentaires enregistrés dans leur comblement.

3.2. Les vallées sous-marines

Les marges continentales sont disséquées par des canyons sous-marins formés probablement 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. Ces vallées assurent le transit des particules du plateau vers le bassin. En fonction de la profondeur et de la largeur, plusieurs types de vallées sous-marines peuvent être définis (Clark et Pickering, 1996 ; Stow et Mayall, 2000).

Les canyons sont des vallées caractérisées par des pentes latérales abruptes et un fort dénivelé amont-aval. Les profondeurs peuvent atteindre 1000 m à 3000 m. Les canyons ont souvent une section en V. Ils représentent un intérêt évident dans la compréhension des processus actuels de transfert de sédiment du continent vers les grands fonds. Les canyons sont considérés comme des zones dominées par l'érosion. Ils peuvent montrer 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 (Berné et Loubrieu, 1999), soit à des levées confinées qui traduisent des processus de construction à l'intérieur du canyon liés à des débordements de courants de turbidité à cet endroit (canyons du Zaïre, Babonneau et al., 2002 ; de Capbreton, Cirac et al., 2001), soit à des méandres abandonnés (Tranier, 2002).

Quatre modèles conceptuels de formation et d'évolution des canyons existent (Shepard, 1981 ; Berné et Loubrieu, 1999 ; Mulder, 2000) : (1) en milieu aérien, de manière similaire aux canyons fluviaux. Cette hypothèse pourrait s'appliquer aux canyons méditerranéens qui s'expriment dans le Messinien. (2) en milieu sous-marin, par une suite de glissements en masse provoquant une érosion régressive sur la pente continentale. Les alignements de *pockmarks* dans l'axe des canyons sont un argument en faveur d'une érosion régressive suivant des zones de moindre résistance. (3) soit par érosion continue (progressive) par des processus gravitaires entretenus, par exemple les courants de turbidité hyperpycnaux générés à l'embouchure des fleuves. (4) soit par accumulation sédimentaire "négative". Les canyons seraient alors considérés comme des zones moins progradantes d'une marge qui finalement deviendraient des conduits sédimentaires préférentiels.

Les ravines (« gullies ») sont des vallées sous-marines relativement rectilignes, caractérisées par de faibles largeurs (entre 100 et 250 m) et profondeurs (5 à 50 m maximum) (Piper et al., 1990 ; Field et al., 1999). Ces vallées se situent sur le rebord du plateau ou sur la pente. Elles sont caractérisées par des pentes abruptes et des processus d'érosion. Elles ne semblent pas être rattachées à un réseau fluvial. Une ravine est souvent associée à d'autres ravines formant ainsi un groupe de ravines (Field et al., 1999). Sur une même marge, leur localisation est souvent variable au cours du temps. L'origine de ces ravines est souvent associée à des déstabilisations du rebord du plateau sous la forme de glissements (Piper et al., 1990).

3.3. Les complexes chenal-levées

La morphologie des chenaux est contrôlée par les processus d'érosion et de dépôt produits par les écoulements turbiditiques. Généralement érosifs dans leur partie amont, les chenaux passent ensuite à une morphologie de type dépositionnelle. La diminution de pente et la perte d'énergie des écoulements turbiditiques sont responsables de cette évolution morphologique. Les chenaux érosifs n'ont généralement pas ou peu de levées construites (Figure I-10). La morphologie des chenaux où l'on observe un dépôt est fortement influencée par la nature des apports. Les chenaux transportant 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 voir méandriques et présentent des levées bien développées.

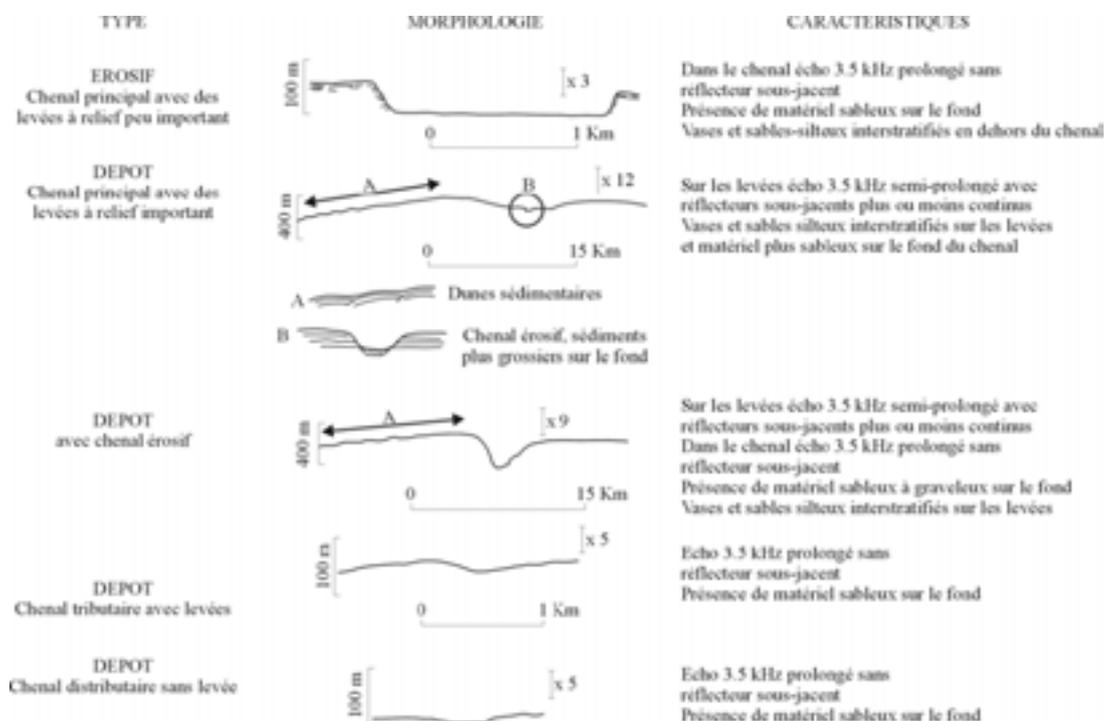


Figure I-10. Caractéristiques de différents types de chenaux turbiditiques à différentes échelles (modifié d'après Mutti et Normark, 1991 ; Zaragosi, 2001).

Les levées se développent sur les flancs latéraux des chenaux, dans une zone appelée « éventail moyen » (Normark, 1970). Leur hauteur par rapport au fond du chenal diminuent de quelques centaines à quelques dizaines de mètres de l'amont vers l'aval. Leurs extensions latérales peuvent atteindre plus de 50 km, de part et d'autres de l'axe du chenal (Damuth et al., 1995).

Les levées sont construites par *débordement de la partie sommitale composée de particules fines* des écoulements turbiditiques (Figure I-11). Le débordement entraîne un appauvrissement relatif en fraction fine dans l'écoulement et un enrichissement relatif en sable le long de son trajet. Ce processus explique le transport des sables dans les chenaux et le développement de lobes sableux en aval des systèmes chenal-levées.

Sur les profils sismiques, les levées sont facilement reconnaissables par leur relief positif et par leurs réflecteurs sismiques de faible à moyenne amplitude, continus et parallèles sur de très longues distances et se terminant en downlap sur des surfaces plus ou moins érosives. Les levées présentent un flanc interne très raide, soumis à des processus d'érosion et à des glissements en masse qui peuvent alimenter les écoulements circulant dans le chenal. Des processus de construction y sont également décrits avec des levées confinées (Babonneau et al., accepté). Le flanc externe est caractérisé par des pentes très faibles et soumis à des processus de dépôt.

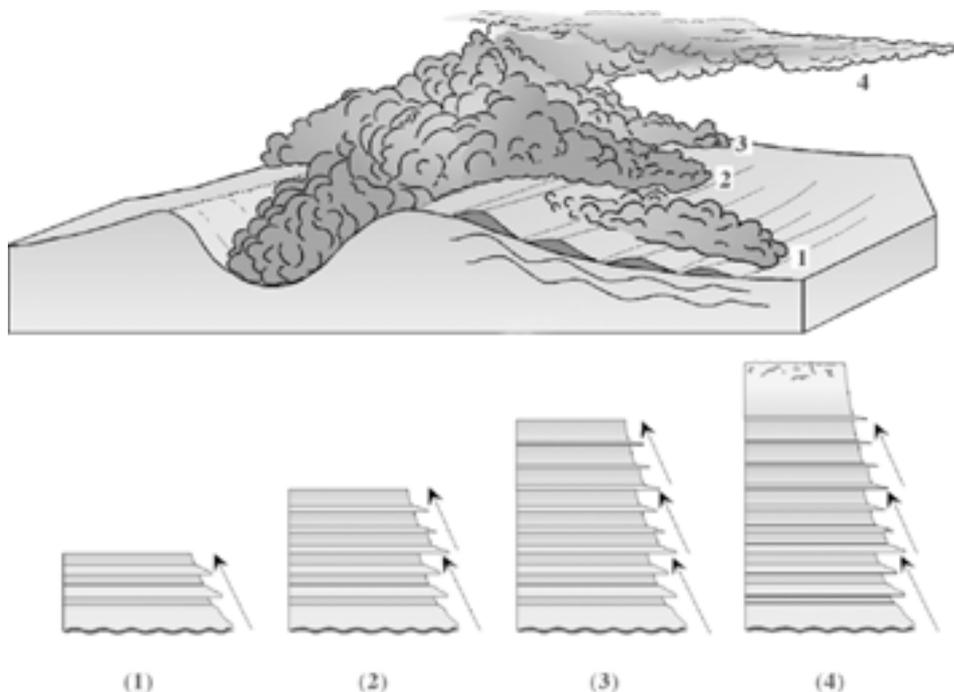


Figure I-11. Schéma conceptuel illustrant le processus de débordement permettant la construction des levées (d'après Migeon, 2000). Un même écoulement turbiditique peut générer plusieurs débordements successifs (1, 2, 3). La succession de ces débordements, suivi de la décantation du "nuage turbiditique" (4) provoque la mise en place de séquences argilo-silteuses laminées normalement granoclassées.

Contrairement aux canyons, les chenaux sont peu stables dans le temps. **L'avulsion correspond à des processus de migration brutale des chenaux.** L'avulsion peut être localisée à différents niveaux. Plusieurs mécanismes peuvent initier l'avulsion (rupture, effondrement, brèche dans la levée) Les écoulements gravitaires vont emprunter cette ouverture pour créer un nouveau système chenal-levée (*Figure I-12*). Ce type d'avulsion entraîne la migration de tout le système chenal-lobe-levée (Flood et Piper, 1997). Les écoulements qui s'étalent dans la dépression externe à la levée vont déposer des dépôts sableux tabulaires (HARP's, *High-Amplitude Reflection Packets*). Les HARP's forment alors la base d'un nouveau système chenal-levée (*Figure I-12*).

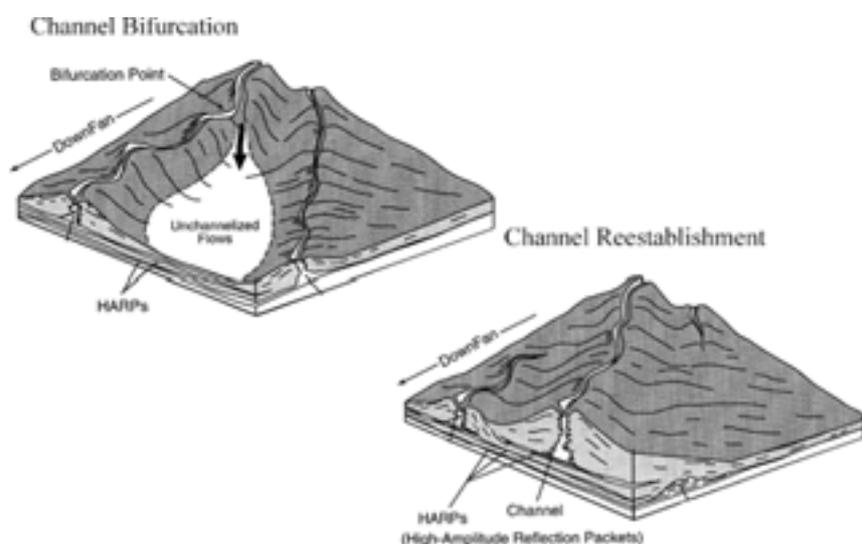


Figure I-12. Exemple d'avulsion illustrant le développement d'un nouveau complexe chenal-levées (Flood et Piper, 1997).

3.4. Les lobes

D'une façon générale, le terme lobe regroupe les dépôts sableux au débouché de chenaux. La plupart des concepts ont été développés à partir d'études dans les environnements anciens. Bien que de nombreux auteurs essayent de clarifier les différents concepts (Mutti et Normark, 1987 ; Mutti et Normark, 1991 ; Shanmugam et Moiola, 1991), la définition du terme lobe reste encore floue et sujette à controverses pour plusieurs raisons (Shanmugam et Moiola, 1988) : (1) la définition du terme *depositional lobe* proposée par Mutti et Ricchi Lucchi (1972) pour des systèmes anciens, n'a pas été complètement adoptée par la communauté scientifique (Shanmugam et Moiola, 1988), (2) les auteurs travaillant sur des systèmes modernes ont introduit une multitude de terme dont les plus fréquemment utilisés sont : le *fan lobe* (Bouma, 1985), l'*erosional lobe* (Thornburg et Kulm, 1987), le *channelized lobe* (Nelson et al., 1985), le *leveed-valley lobe* (Normark et Gutmacher, 1985), chacun définissant des concepts différents. Par exemple, le *fan lobe* désigne un éventail complet (*Figure I-14-A*) et le *suprafan lobe* désigne uniquement l'éventail moyen (*Figure I-9-B*). Le problème s'est compliqué lorsque certains géologues ont utilisé le terme de *depositional lobe* dans des systèmes modernes (Thornburg et Kulm, 1987), et dans un tout autre contexte que celui de la première définition proposée par Mutti et Ricchi (1972) (Shanmugam et Mc Pherson, 1987).

Le récapitulatif de quelques terminologies utilisées est présenté dans le *Tableau I-2*. Il est important pour les géologues pétroliers de clarifier cette nomenclature car chaque concept fait référence à des géométries et donc des réservoirs potentiels différents. Ces concepts sont importants dans la mesure où ils sont très largement utilisés. Toutefois, ils ne sont pas basés sur les mêmes critères de reconnaissances : géométrie et lithologie de détail pour les lobes anciens et morphologie et géométrie d'ensemble pour les lobes modernes (*Tableau I-2*). Ceci rend alors très difficile leur comparaison.

Les faciès décrits dans le *Tableau I-2* sont basés sur la nomenclature établie par Mutti et Ricchi Lucci (1972) avec :

A = niveaux de sable et de gravier massifs, avec des galets de vase,
pas de séquence de Bouma

B = niveaux épais de sable massifs,
pas de séquence de Bouma

C = niveaux épais de sable moyen granoclassés
avec des séquences de Bouma

D = niveaux fins de sable latéralement continus,
dominés par des séquences Tc de Bouma

E = niveaux peu épais de sable fin sous forme de lentilles,
dominés par des séquences Tc de Bouma

F = dépôts en masse en bas de pente

G = niveaux de vase dominés par de la sédimentation pélagique
mélangée avec des débris terrigènes.

Ainsi dans cette étude, le terme lobe sera utilisé pour décrire un objet sédimentaire riche en sable, de forme lobée, et se situant au débouché d'une vallée sous-marine, d'un complexe chenal-levée ou d'un chenal. Le lobe est une zone de dépôt préférentiel (Normark, 1978). Il représente le point le plus distal d'apport en sable dans le bassin (Mutti et Normark, 1991). Son extension varie de quelques mètres à plusieurs kilomètres et dépend de la taille du système, de la taille et de la configuration du bassin réceptacle, et du volume apporté par les courants de turbidité (Mutti, 1985).

Dans le développement d'un lobe, plusieurs facteurs interviennent comme la tectonique ou le rapport sable/vase (*Tableau I-1*) (Shanmugam et Moiola, 1988). Schématiquement, les systèmes des marges actives sont caractérisés par de forts gradients de pente, un rapport sable/vase élevé, des chenaux en tresses, et des lobes de taille modeste. Les systèmes des marges passives sont caractérisés par de faibles gradients de pente, un rapport sable/vase faible, des chenaux sinueux associés à des levées et à des lobes de taille importante.

Noms	Caractéristiques et processus
<p><i>Depositional lobe</i> (Figure I-9-A) (Mutti et Ricchi Lucci, 1972)</p>	<p style="text-align: center;">critères de reconnaissance et caractéristiques:</p> <ul style="list-style-type: none"> - décrits à partir d’affleurements dans des systèmes anciens - localisés dans la partie distale d’un système (éventail inférieur), au débouché du chenal majeur - épandage. Ces épandages peuvent être attachés ou détachés du chenal d’alimentation - absence de chenaux - présence de sillons d’érosion tabulaire à la base - gamme granulométrique : sable fin à grossier - lits continus sur des dizaines de kilomètres - épaisseur variant de 3-15 m - dominance du faciès C de Mutti (1977) dans la partie proximale sous la forme de lits épais de sable qui alternent avec de fins lits de vase - partie distale composée de turbidites fines litées, faciès D de Mutti (1977) sous la forme de fins lits de sable qui alternent avec des lits de vase plus épais, petits cycle de séquences dont l’épaisseur augmente vers le haut - contenu en sable : 50 à 80 % - connectivités verticale moyenne et latérale bonne - qualité du réservoir : bon <p style="text-align: center;">processus et exemples :</p> <ul style="list-style-type: none"> -aggradation à l’échelle du lit et progradation à l’échelle du système (Shanmugam et Moiola, 1991). - écoulements de haute densité pour le faciès C et écoulements de faible densité, non chenalisé pour le faciès D. - les séquences strato-croissantes sont interprétées en cycles de compensation : chaque cycle résulte du lissage progressif du relief produit par l’empilement des lits individuels durant la construction de chaque lobe. Lorsqu’un lit de sable se dépose sur une surface plane, il crée un relief topographique. Le courant de turbidité suivant va alors lisser ce relief, le dépôt du lit sera alors plus fin sur le sommet du lit précédent mais plus épais sur les parties latérales. Ces cycles sont décrits sur des systèmes à forte capacité de transport (système riche en sable et en vase). - typique de marge active, décrits sur des systèmes anciens confinés (Grès d’Annot)

Tableau I-2. Récapitulatif des concepts utilisés pour décrire les dépôts sableux des systèmes anciens et modernes (suite du tableau pages 26 et 27).

Noms	Caractéristiques et processus
<p><i>Suprafan lobe</i> (Figure I-9-B) (Normark, 1970)</p>	<p style="text-align: center;">critères de reconnaissance et caractéristiques:</p> <ul style="list-style-type: none"> - décrits à partir de données sismiques et de carottages dans des systèmes modernes - caractérise l'éventail moyen, au débouché du chenal majeur - partie amont chenalisée contrairement à leur partie aval - de forme convexe bombée en coupe transversale - empilement vertical et latéral de plusieurs lobes - gamme granulométrique : sédiments grossiers, essentiellement des sables - composé à priori de séquences stratocroissantes et granocroissantes, peu de lits de vase inter-lités, faciès A et B de Mutti (1977) d'après Shanmugam et Moiola (1991) - des glissements en masse y sont souvent observés - contenu en sable : 90 à 100 % - connectivités verticale et horizontale : excellentes - qualité du réservoir : excellente <p style="text-align: center;">processus et exemples :</p> <ul style="list-style-type: none"> - dépôt rapide de sédiments grossiers et formation de chenaux en tresse à l'endroit où l'écoulement n'est plus chenalisé par le complexe chenal-levées majeur. Ces chenaux en tresse se forment sur des gradients de pente forts et avec des apports importants de sédiments, ils ne sont pas associés à des faciès de vase caractéristiques de levées. Les écoulements sont de forte énergie et chenalisés. - typique des petits éventails sableux modernes (éventails du Navy avec des niveaux de sable de 2 m, système du Hueneme, systèmes du Tavignano et du Fium Orbo), marges actives ou immatures passives - attention car le terme <i>suprafan lobe</i> désigne l'éventail moyen mais il est parfois utilisé pour décrire l'éventail moyen et l'éventail inférieur (Mutti et Normark, 1987).
<p>« Sheet sands » (Figure I-13) (O'Connell, 1985)</p>	<ul style="list-style-type: none"> - éventail inférieur et franges des lobes des grands éventails modernes - épandage de sable - pas de séquences strato-croissantes (Shanmugam et Moiola, 1988) - épaisseur variant de 4 à 10 m, - largeur de quelques kilomètres, - leur empilement vertical forme un lobe (Bouma, 2000). (Amazone, Mississippi, Bengale, Indus, Zaïre)

Noms	Caractéristiques et processus
<p><i>Fanlobe</i> (Figure I-14-A) (Bouma, 1985)</p>	<ul style="list-style-type: none"> - caractérise un éventail entier depuis le canyon jusqu'à l'éventail inférieur - les dépôts sont génétiquement associés - l'activité est synchrone - faciès A et B (chenaux) et E et F (levées) - géométrie : lenticulaire - contenu en sable : 10 à 50 % - connectivités verticale et horizontale faibles - qualité du réservoir : moyennement bonne dans les chenaux - défini sur l'éventail du Mississippi qui est alors composé de l'empilement de plusieurs <i>fanlobes</i>
<p><i>Lobe des slope aprons</i> (Figure I-8) (Reading et Richards, 1994)</p> <p>ou <i>gully lobe</i> (Shanmugam et Moiola, 1991)</p> <p>ou <i>ponded lobe</i> (Figure I-14-B) (Nelson et Maldonado, 1988)</p>	<p style="text-align: center;">Critères de reconnaissance et caractéristiques :</p> <ul style="list-style-type: none"> - décrit à partir de données sismiques et de carottages - forme plus ou moins bombée en coupe transversale - gamme granulométrique : sable et vase - sur des pentes variant de 2 à 7° (rarement au-dessus de 10°) - 50 m d'épaisseur, large de 1 à plusieurs km, et plus de 5 km de long - au débouché de ravines ou de canyons, présence possible de chenaux construits - chenaux ou ravines droits ou légèrement sinueux - localisés sur la pente ou en pied de pente - faciès F et D de Mutti (1972) - structure interne : faciès avec des réflecteurs sigmoïdes progradants dans des environnements de faible énergie, et faciès avec des réflecteurs obliques progradants dans des environnements de haute énergie (Vail et al., 1977) - contenu en sable : 10 à 30 % - communications verticale et horizontale : très faible - qualité du réservoir : faible <p style="text-align: center;">Processus et exemple :</p> <ul style="list-style-type: none"> - écoulements de haute densité et plus particulièrement pour certains auteurs, écoulements en masse provenant de rupture du plateau ou de la pente plutôt lors de hausse du niveau marin relatif (Surlyk, 1987) - selon Richards et al. (1998a) ils sont les précurseurs des éventails classiques d'où leur commune association avec des éventails ou dans des ramps - ils pourraient correspondre aux <i>ponded lobes</i> mais avec une chenalisation possible pour les <i>slope aprons</i>, caractéristique non décrite pour les <i>ponded lobes</i>. - <i>slope apron</i> de l'Ebre, marge passive immature (Nelson et Maldonado, 1988), pas d'évidence de chenaux.

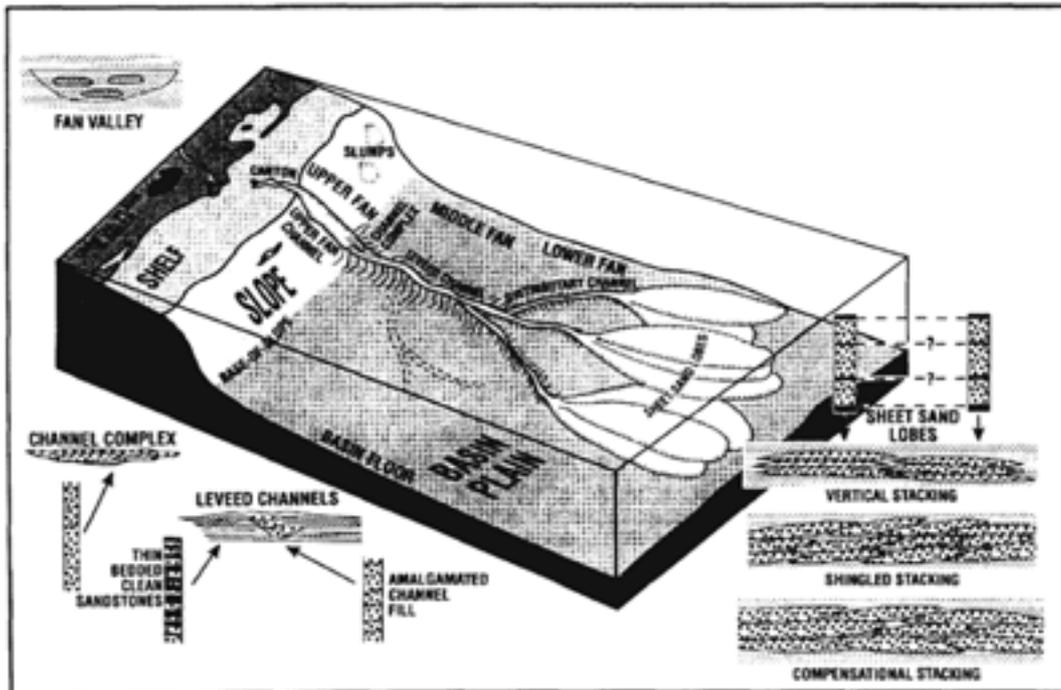


Figure I-13. Définition des épandages sableux distaux « sheetsand » dans le modèle de Bouma (2000) sur les éventails turbiditiques riches en particules fines (fined-grained submarine fan).



A -

B -

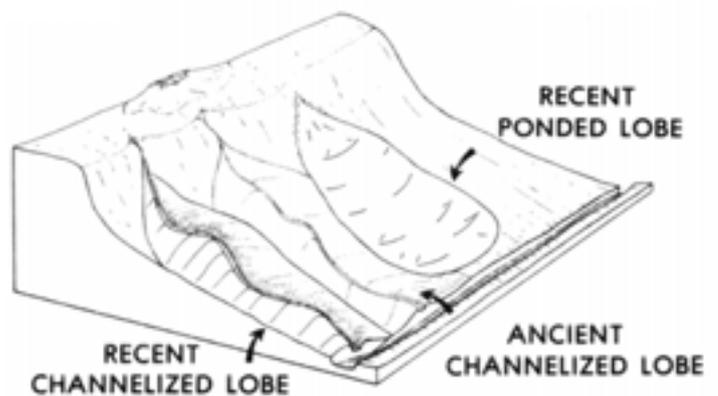


Figure I-14. A - Localisation du dernier fan lobe de l'éventail du Mississippi (Bouma, 1985) et B- Modèle du système de l'Ebre avec des lobes chenalisés et des non chenalisés (ponded lobe) (Nelson et Maldonado, 1988).

4. Les facteurs de contrôle de la sédimentation

Lors du développement des systèmes turbiditiques, plusieurs facteurs interviennent. Ces facteurs sont d'origine externe (facteurs allocycliques) et d'origine interne (facteurs autocycliques). La grande variabilité et l'interaction entre ces facteurs conduisent à l'édification de systèmes dont la taille, la géométrie, les faciès et l'architecture sont variables.

Les facteurs principaux sont : la tectonique, le climat, la nature des sédiments (*Tableau I-1*) et les variations eustatiques (Stow et al., 1985). Ces facteurs interagissent entre eux. L'impact relatif de chaque facteur varie en fonction du système étudié (*Figure I-15* et *Tableau I-3*) (Bouma, 2000). Bien que ces facteurs ne puissent être quantifiés, ils nous permettent de mieux comprendre l'architecture générale des systèmes.

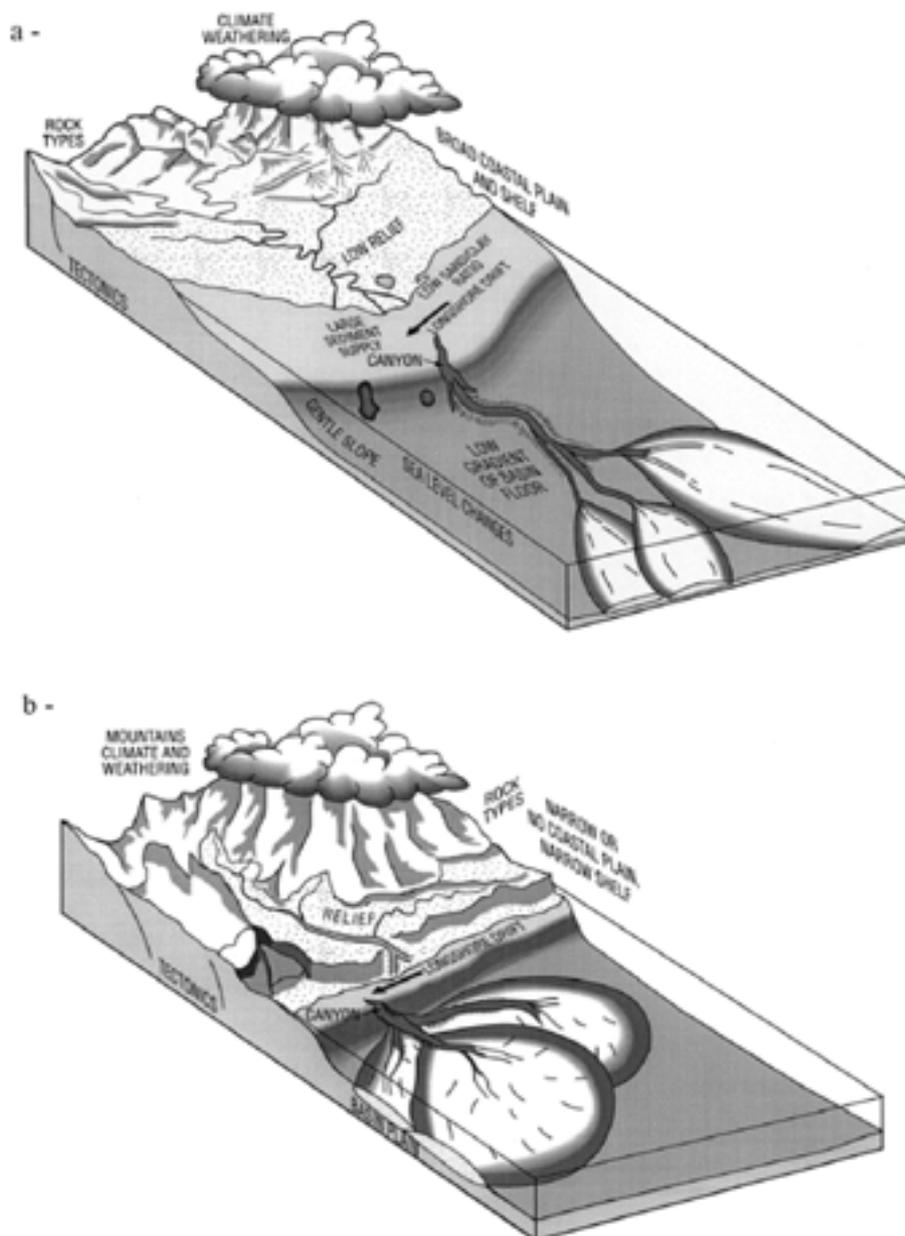


Figure I-15. Facteurs de contrôle : a- système riche en particules fines et b- système riche en particules grossières (Bouma, 2000).

Facteur	Marge passive immature, marge transformante et rift	Marge passive mature
Influence tectonique	Grande	Faible
Influence eustatique	Faible à grande. Directe à indirecte	Grande. Directe
Plaine côtière et plateau continental	Etroit	Large
Configuration du bassin	Restreinte et contrainte	Large et ouverte
Taille de l'éventail	Dizaines de km ²	Centaines de km ²
Dépôts au niveau du bassin	Faiblement développés	Bien développés
Distance de transport	Courte (dizaines de km)	Grande (milliers de km)
Quantité de sédiments	Faible à grande	Grande
Pente du talus	Forte	Faible
Rapport sable/argile	Fort	Faible
Morphologie de l'éventail inférieur	Lobes	Systèmes chenal/levée, lobes
Exemples	Navy, Toyama	Mississippi, Zaïre

Tableau I-3. Facteurs affectant le développement des systèmes turbiditiques profonds en contexte de marge passive (modifié d'après Shanmugam et Moiola., 1988 ; Mougamba, 1999, Mulder, 2000).

Schématiquement, la tectonique conditionne le type de marge qui va contraindre le volume du bassin, la forme des systèmes et leur extension ou leur confinement longitudinal et latéral (Tableau I-3). Le volume des apports dépend de facteurs tels que les reliefs et les pentes qui sont directement liés à l'environnement tectonique régional. La morphologie du bassin influence la géométrie des dépôts aussi bien que la balance entre aggradation et progradation (Piper et Normark, 2001). La morphologie du bassin et la topographie engendrée par les dépôts précédents sont des paramètres importants qui influencent le comportement des écoulements et peuvent affecter la localisation des dépôts et les faciès (Kneller, 1995 ; Kneller et McCaffrey, 1999 ; McCaffrey et Kneller, 2001 ; Mulder et Alexander, 2001b).

La quantité et la nature des apports dépendent aussi de l'environnement climatique qui conditionne la nature et l'intensité du couvert végétal. Les variations climatiques et eustatiques, et pour le Quaternaire, glacio-eustatiques, influent pour des périodicités courtes sur le volume des apports sédimentaires et sur l'enregistrement sédimentaire, ainsi que sur les processus initiant des écoulements qui alimentent le bassin.

L'étude des systèmes turbiditiques doit prendre en compte la nature, le taux et volume des apports, les mécanismes qui initient les courants de turbidité, et donc les processus de transport et de dépôt, aussi bien que la morphologie créée par les écoulements précédents.

Chapitre II : Données et Méthodes d'Analyses

Depuis une dizaine d'années, les progrès techniques ont permis aux géologues marins de disposer d'un nombre toujours croissant d'outils et d'engins pour la reconnaissance et l'étude des fonds océaniques par des profondeurs d'eau très variables (de quelques mètres à plus de 5000 m). La compréhension des systèmes turbiditiques profonds reste dépendante des avancées techniques. Le chantier Est-Corse, par sa taille et la faible profondeur d'eau, offre la possibilité d'utiliser, non seulement des outils variés avec une haute résolution avec un minimum de temps d'acquisition.

Ce chapitre présente les différents outils utilisés. Les méthodologies employées et développées pour les analyser sont également détaillées et récapitulées dans le *Tableau II-1*.

1. Description des outils utilisés

1.1. Le positionnement

Des données de grande qualité seraient inutilisables sans un positionnement fiable. Les progrès réalisés dans ce domaine depuis une dizaine d'années permettent, grâce aux systèmes GPS et DGPS, de positionner un navire avec une marge d'erreur d'environ 2 m pour le DGPS qui a été utilisé pour cette étude.

1.2. Le sondeur multi-faisceaux EM300

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.

Les données utilisées dans ce mémoire proviennent du sondeur multifaisceaux EM300 du Suroît. 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.

Dans cette étude, l'EM300 a permis d'imager la morphologie de l'ensemble de la zone d'étude avec une haute résolution. Les données d'imagerie ne nous ont pas permis d'obtenir des informations contrastées en raison du drapage homogène de vase hémipélagique sur l'ensemble de la zone.

1.3. La sismique réflexion

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.

Ainsi, en fonction de la résolution que l'on souhaite obtenir, plusieurs types de sources acoustiques peuvent être utilisées, tels que les *boomers* (1000-5000 Hz), les *sparkers* (500-1000 Hz) ou les canons à air et à eau (200-500 Hz) (*Figure II-1*).

Le boomer correspond à une source sismique haute résolution permettant d'obtenir 50 à 60 m de pénétration pour une résolution de 0,4 m (Piper et al., 1999). L'information sismique est d'une résolution suffisamment élevée pour permettre une analyse lithosismique par comparaison avec la lithologie des carottes prélevées dans les faciès rencontrés. En revanche, la pénétration, faible, surtout dans les sédiments grossiers, n'est pas propice à la délimitation verticale des corps sédimentaires, si ceux-ci excèdent une certaine épaisseur. La stratigraphie relative des corps est donc difficile avec ce type de sismique.

Le sparker, acquis simultanément avec le boomer, permet une pénétration de 300 m avec une résolution de 1-2 m. On dispose ainsi d'une information sur une plus grande profondeur, au détriment de la résolution, plus faible bien qu'il s'agisse également d'une sismique haute résolution. Cet outil ne permet pas de corrélation lithosismique, mais sa plus grande pénétration confère à cette technique un intérêt du point de vue de la stratigraphie et de la géométrie des dépôts.

Les caractéristiques du signal réfléchi pourront parfois être interprétées en terme de nature des dépôts. Dans les environnements turbiditiques, un faciès acoustique de forte amplitude (typique des chenaux) peut caractériser des dépôts très grossiers. Un faciès de moyenne à faible amplitude (typique de levées sédimentaires) caractérise des dépôts plus fins. Des faciès acoustiques semi-transparents à transparents caractérisent des dépôts très fins (par exemple des vases hémipélagiques).

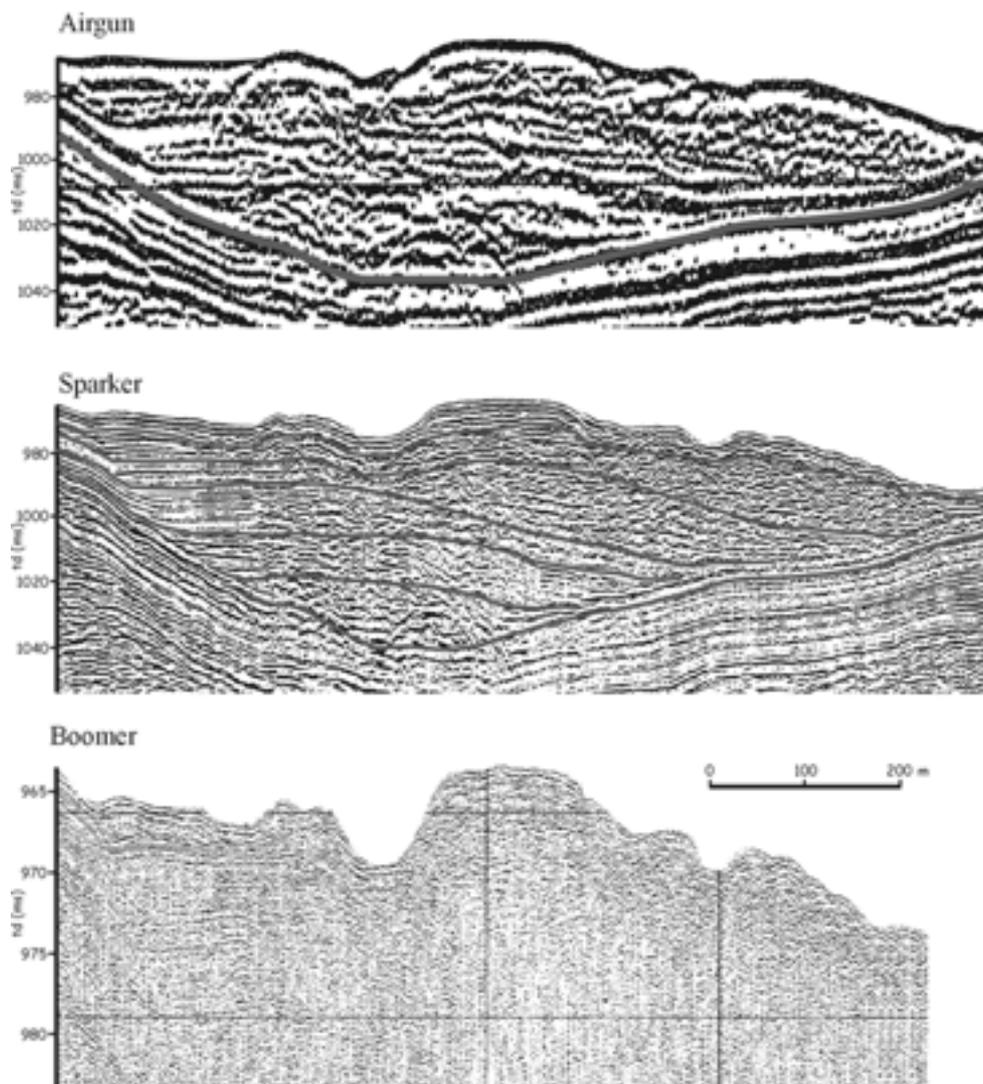


Figure II-1. Comparaison de différents types de sismiques, airgun, sparker et boomer, levés au même endroit. Echelles horizontales identiques (Guiomar, 1998).

Dans cette étude, nous disposons de 47 profils sismiques sparker, dont 25 acquis simultanément avec de la sismique boomer lors des missions Corfan 1 et 2 conduites par l'Ifremer (Figure II-2). Ces profils couvrent la totalité de la zone d'étude, soit 1900 km. L'espacement entre chaque ligne sismique est de 1 km. L'acquisition simultanée de profils sismiques sparker et boomer permet une comparaison systématique des deux signaux sismiques et ainsi de disposer des avantages de chacune des sismiques utilisées. Des profils sparker supplémentaires, ont été acquis avec un maillage plus serré dans des régions ciblées de la zone d'étude.

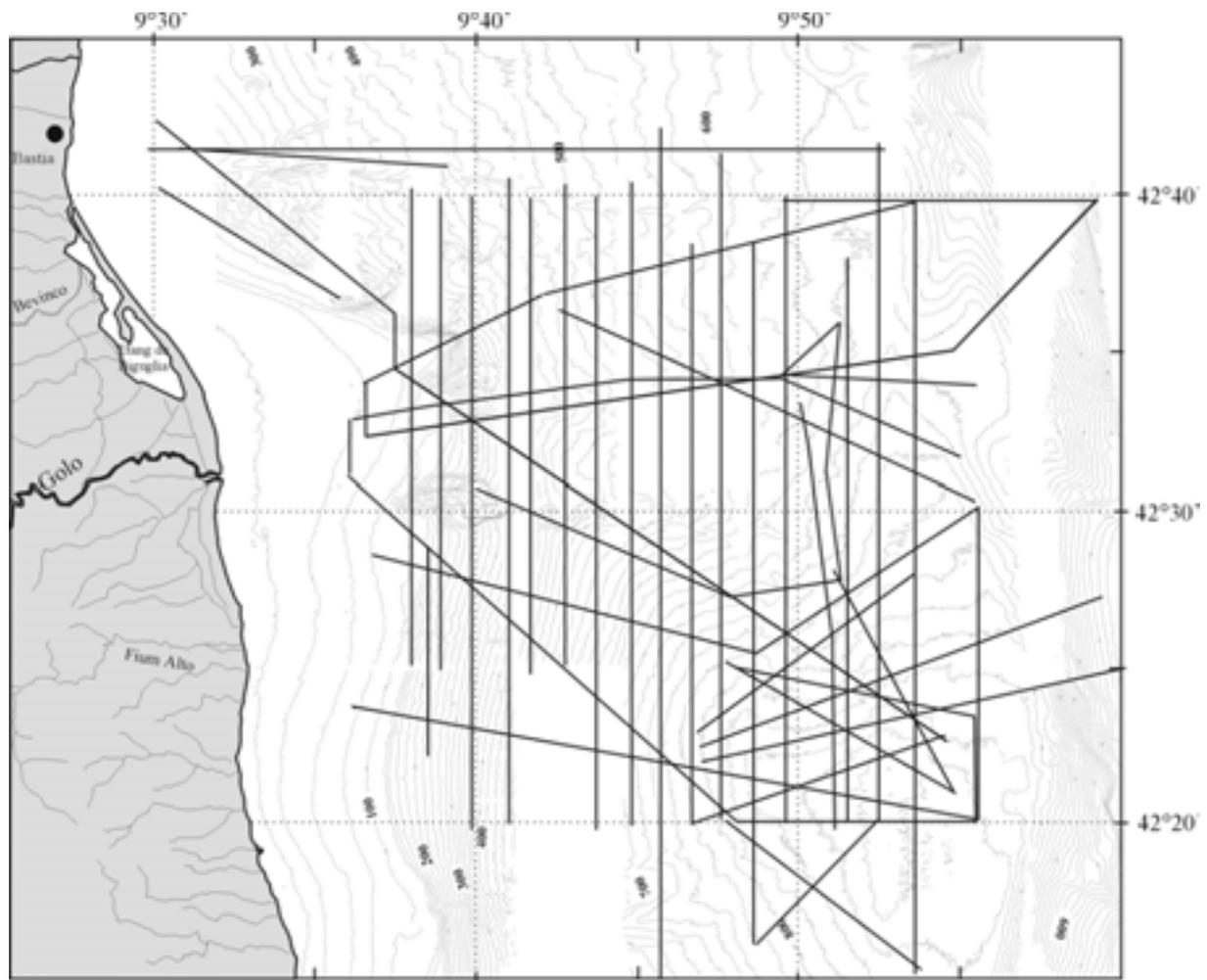


Figure II-2. Carte montrant la couverture sismique sur la marge du Golo (profils sparker et boomer) réalisée lors des missions Corfan 1 et 2 (Ifremer). Les isobathes sont en mètres.

L'analyse sismique des profils sparker nous a fourni de nombreuses informations sur l'architecture et la géométrie des corps sédimentaires. La stratigraphie relative des dépôts sur les 200 premiers mètres de sédiments et les différentes étapes de construction de la marge au débouché du fleuve Golo ont pu être définies. Cette stratigraphie relative a été détaillée ponctuellement dans les 50 premiers mètres de sédiments par l'analyse de la sismique boomer.

1.4. Le carottier de type Küllenberg

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 Küllenberg se compose :

- d'un tube en acier de 60 à 100 mm de diamètre interne dans lequel est insérée une gaine PVC qui reçoit les sédiments et permet leur récupération. Sur les navires océanographiques de l'Ifremer, la longueur du tube en acier varie de quelques mètres à 30 m. Sur le Marion Dufresne, le carottier Calypso peut être équipé de tube de plus de 60 m de long.
- d'un lest de 800 à 1000 kg qui surmonte le tube, allant jusqu'à 6500 kg sur le carottier Calypso.
- d'un système de largage de l'ensemble lest+tube contrôlé par un bras de déclenchement auquel est relié soit à un déclencheur, soit à un carottier « pilote » de 60 à 100 mm de diamètre et de 1 m de long.

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 le carottier pilote. Ce dernier, atteint le fond le premier et, par l'intermédiaire du bras de déclenchement, il actionne le système de largage. Grâce au lest, le carottier acquiert au cours de sa chute libre de quelques mètres l'énergie cinétique nécessaire à son enfoncement dans le sol. A l'intérieur du tube, un piston crée une dépression à la surface du sédiment et favorise 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 constitué de fines lamelles souples d'acier recourbées vers le haut (« la peau d'orange ») retient les sédiments au cours de la remontée. Ce système n'empêche pas les sédiments peu cohésifs tels que les sables d'être lessivés. Les sables sont donc souvent perdus s'ils sont proches de l'extrémité du tube avant que le carottier n'ait été ramené à bord du navire.

Le carottier Küllenberg est très efficace pour le prélèvement de 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 les plus grossiers mais parfois aussi un fluage complet de ces niveaux tout le long du tube (fluage). Les déformations ne sont pas linéaires et elles peuvent affecter les niveaux à différentes profondeurs tout le long de la carotte. Les déformations les plus importantes sont observées au niveau des sédiments non compactés du sommet et dans des niveaux de sables.

Dans cette étude, 35 carottages küllenberg d'une dizaine de mètre chacun et une carotte calypso longue de 25 m (MD 012434) ont été réalisés sur la zone d'étude (*Figure II-3*).

1.5. Le carottier de type Interface

Afin de prélever correctement les premiers centimètres de sédiment, prélèvement très difficile avec les carottiers décrits précédemment, des carottiers interfaces ont été développés. Récemment, l'Ifremer a mis au point un carottier interface qui permet de prélever de façon fiable les 85 premiers centimètres sous le fond marin.

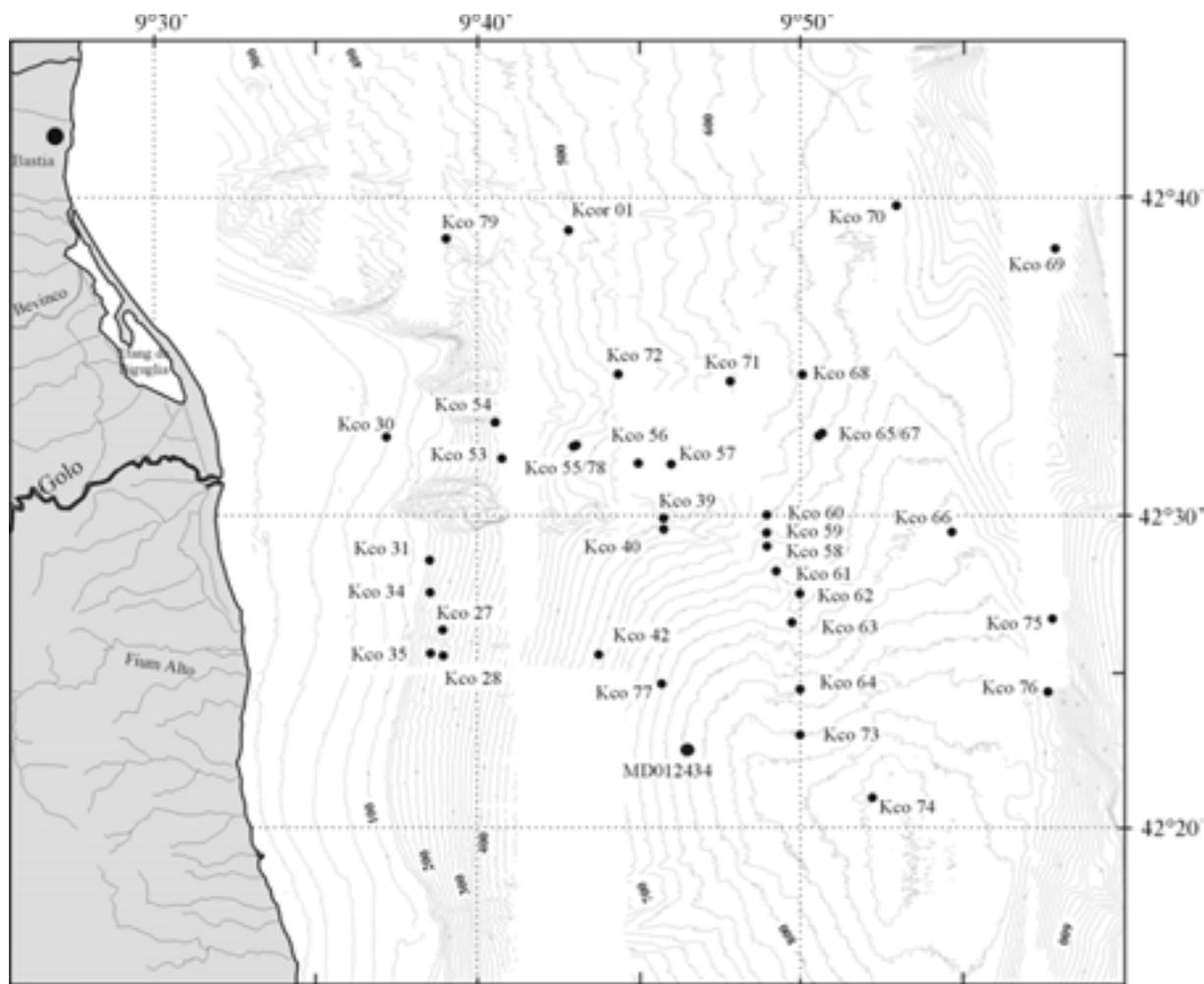


Figure II-3. Carte de localisation des carottes prélevées sur la marge du Golo. Les carottes küllenberg et interface Kco et Kcor ont été prélevées lors des missions Corfan 1 et 2 (Ifremer) et la carotte MD 012434 lors de la mission Colargol sur le Marion Dufresne (Université Bordeaux I)

Ce carottier se compose (Figure II-4):

- d'un châssis et d'un lest cylindrique constitué de rondelles de plomb (80 kg maximum),
- d'un tube de carottage en altuglas transparent de 10 mm de diamètre,
- d'un système de fermeture haute (bouchon) et basse (trappe).

Lors de la descente, le carottier est manipulé par son lest qui vient en butée sur le châssis et qui le soulève. Deux cales de 20 mm d'épaisseur sont positionnées entre le châssis et le lest. Au moment où le châssis se pose sur le sol, ces cales sont libérées, le lest continue de descendre et enfonce le tube. Une fois le carottage effectué, c'est-à-dire quand il n'y a plus de tension sur le câble, les axes qui maintenaient le bouchon ouvert lors de la descente, sont éjectés et le bouchon vient obturer le haut du tube. Lors de l'extraction de la carotte, une fois que le lest arrive en butée sur le châssis, les trappes de la base du carottier peuvent se fermer.

De cette façon, les premiers centimètres de sédiment sont parfaitement prélevés sans aucun manque ni perturbations (Apprioual, 2002).

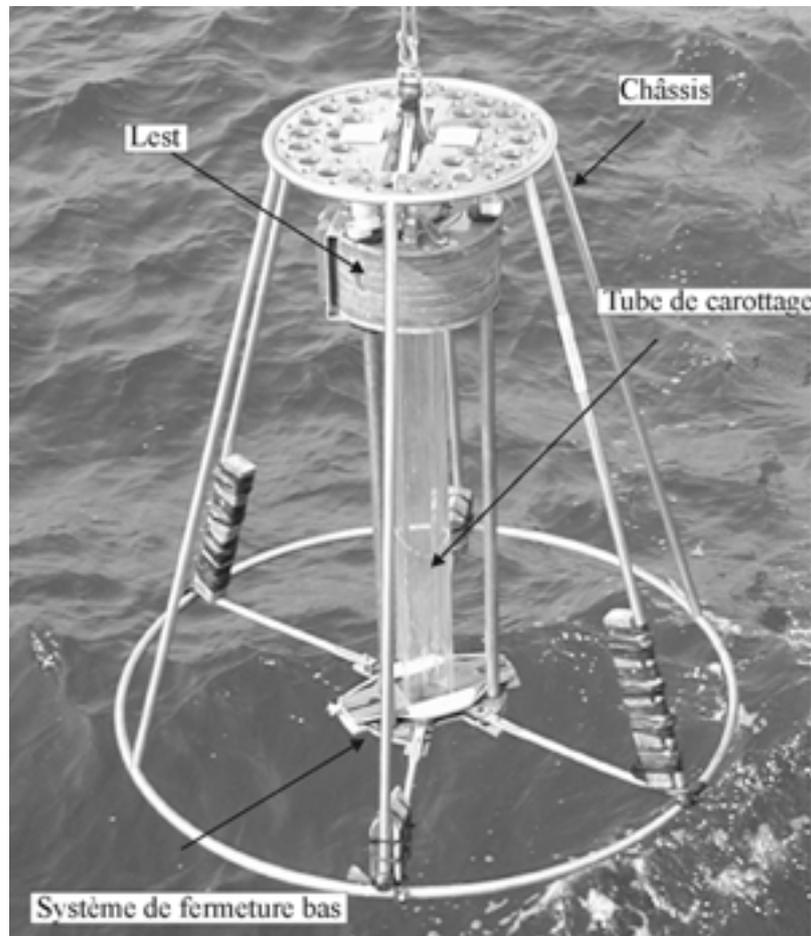


Figure II-4. Photographie du carottier Interface.

Dans cette étude, des carottes interface ont été prélevées sur la quasi-totalité des sites des carottages küllenberg (Figure II-3).

2. Protocole d'étude

2.1. Protocole d'étude de la bathymétrie

Les données sondeur multifaisceaux présentées dans cette thèse ont été traitées par A. Normand (Ifremer) sous la forme de modèles numériques de terrain (MNT) pour la bathymétrie. Le Système d'Information Géographique (SIG) Arcview et le logiciel Caraibes, nous ont permis de traiter les données bathymétriques et ainsi de réaliser l'ensemble des cartes et le bloc 3D bathymétrique présentés dans ce mémoire. Une fonction d'ombrage directionnel (Zaragosi, 2001) a été appliquée et a permis de visualiser non plus les données bathymétriques, mais directement la morphologie du fond (carte de bathymétrie ombrée).

2.2. Protocole d'étude de la sismique réflexion

Les profils sismiques sparker ont été traités à l'Ifremer avec le logiciel SITHERE par M. Le Formal. Chaque profil a été interprété en terme de faciès sismique en utilisant la classification de Nely et al. (1985). L'étude globale des profils boomer a été réalisée par Pichevin (2001). Ponctuellement les profils boomer m'ont servi pour les corrélations litho-sismiques. Sur chaque profil sparker, j'ai pointé 11 réflecteurs régionaux. Ces réflecteurs marquent des changements majeurs dans les faciès sismiques. La base de notre étude, c'est-à-dire la profondeur maximale de pénétration du signal sismique sparker est matérialisée par le réflecteur A et se situe à environ 200 m de profondeur. Chaque intervalle délimité par les 11 réflecteurs régionaux, a ensuite été cartographié en terme de paléo-faciès et en terme d'épaisseur de dépôt, c'est-à-dire en cartes isopaques (logiciel Surfer).

2.3. Protocole d'étude des prélèvements par carottage

Un nombre important de méthodes, non destructrices ou destructrices, permet d'étudier les carottes (Bouma, 1969). Les développements techniques très récents réalisés pour quelques unes de ces méthodes m'ont permis de décrire avec une grande précision les séquences sédimentaires de dépôt et de leur associer des mécanismes dynamiques de dépôt.

J'ai réalisé les ouvertures, les descriptions et les photographies des carottes à l'Ifremer en collaboration avec R. Apprioual. La suite de cette partie est consacrée à la description des différentes méthodes et ce, dans l'ordre dans lequel je les ai utilisées au cours de l'étude des carottes Küllenberg, Calypso et Interfaces.

2.3.1. Le banc multiparamètres

Le banc MSCL (Multi-Sensor Core Logger) permet de mesurer de façon simultanée et automatisée **la gamma densité, la vitesse du son et la susceptibilité magnétique** des sédiments au sein des carottes non ouvertes ou de demi carottes. Les mesures ont été réalisées par G. Floch (Ifremer) sur des carottes non ouvertes.

Les mesures de la gamma densité et de la vitesse du son nous renseignent sur la nature des sédiments avant l'ouverture de la carotte. Elles peuvent mettre en évidence des séquences de dépôts et permettre de réaliser des corrélations entre les carottes. Les résultats sont toutefois à utiliser avec prudence car, au sein des carottes, des vides dus à un mauvais remplissage ou à un tassement de sédiment induiront des valeurs de densité et de vitesse non significatives.

2.3.2. La radioscopie 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.

La radiographie classique a toutefois de nombreuses limites (temps d'exposition longs, reproductibilité de l'image...). Les documents obtenus sont souvent difficiles à interpréter et

ils ne peuvent pas être retouchés et améliorés. Pour réduire les problèmes et désavantages de cette méthode d'analyse, tout de même très intéressante, 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). 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 lié 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. J'ai réalisé l'ouverture, la description, la photographie et les plaquettes des carottes en collaboration avec R. Apprioual à l'Ifremer et les rX en collaboration avec J. Saint Paul à l'Université Bordeaux I.

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. Ces courbes mettent parfois en évidence des séquences de dépôt ainsi que les granoclassements.

Il est possible de faire subir aux images numériques **des traitements mathématiques** pour souligner les structures présentes, et ainsi faciliter le travail d'analyse (Migeon et al., 1999 ; Lofi et Weber, 2000). A l'aide du logiciel Adobe Photoshop, j'ai fait subir à un grand nombre d'images rX le traitement suivant :

- un rehaussement des contrastes pour une meilleure visualisation des images,
- un lissage pour éliminer les classes de pixel qui sont les moins représentées sur la totalité de l'image, et qui correspondent, dans la grande majorité des cas, à un bruit de fond induit par la caméra CCD. Visuellement, l'image originale perd de sa netteté, mais l'image analysée finale sera très peu perturbée par des signaux parasites,

- 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.

L'analyse des données de radioscopie apporte un précieux complément d'informations sur **la nature des environnements de dépôt** et surtout sur **l'agent dynamique de transport et les processus dynamiques de mise en place des sédiments**.

2.3.3. Mesure de la granularité

La mesure de la taille des grains a été effectuée à l'aide d'un granulomètre laser Coulter LS130 par G. Chabaud (Université Bordeaux I). 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 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).

J'ai réalisé deux types d'échantillonnages:

- un échantillonnage systématique sur l'ensemble des carottes avec un pas de 5 cm pour le mètre supérieur de la carotte puis un pas de 10 cm pour le reste de la carotte,
- un échantillonnage de détail avec un pas de 0,5 à 1 mm. Cet échantillonnage a été focalisé sur le sommet de certaines carottes interfaces et sur des séquences de dépôt mises en évidence par les images rX.

Les mesures granulométriques que j'utilise dans la suite de ce mémoire correspondent aux valeurs de la moyenne (courbe noire) et aux valeurs du 90 centile (D90, courbe rouge). Le 90 centile fournit la granularité des 90 % de sédiments les plus grossiers contenu dans l'échantillon.

Les prélèvements systématiques permettent de suivre **l'évolution de la granularité des dépôts** au sein de chaque carotte puis entre les carottes, ce qui fournit des informations à grande échelle sur la dynamique des écoulements. Les prélèvements de détail permettent (1) de caractériser, en fonction du granoclassement et/ou de la teneur en sédiments fins ou grossiers, **l'agent de transport et de la dynamique de dépôt des sédiments** au sein d'une

séquence, et (2) **d'estimer la vitesse des écoulements** en utilisant les équations présentées dans le chapitre I.

2.3.4. *Mesure de la teneur en carbonates*

Les teneurs en carbonates (CaCO_3) ont été mesurées par D. Poirier à l'aide d'un calcimètre Bernard automatique à l'Université Bordeaux I. Une petite quantité de sédiment broyé est attaquée par une dose d'acide chlorhydrique. L'action de l'acide sur les carbonates provoque le dégagement de CO_2 . Le volume de gaz dégagé est mesuré grâce au déplacement d'un volume d'eau dans une colonne graduée puis ramené à une teneur en carbonates.

J'ai réalisé l'échantillonnage des carottes selon un pas de 5 cm pour le premier mètre des carottes, puis selon un pas de 10 cm.

Les teneurs en carbonates peuvent fournir **des indications sur les variations climatiques** enregistrées au sein des carottes et permettre **des corrélations entre les carottes**. Cette analyse a donné de très bons résultats en soulignant de façon très nette la limite Holocène-Pleistocène. Les variations de couleur des sédiments nous permettent également de caractériser la limite entre l'Holocène et le Pléistocène.

2.3.5. *Analyses des constituants*

La réalisation de frottis et de lavages (récupération des tamis 63 et 150 μm) nous permet de caractériser les principaux constituants contenus dans les échantillons (teneur en détritique et en minéraux argileux, matière organique, faunes...etc.)

2.3.6. *Chronostratigraphie*

- Mesure des teneurs en ^{210}Pb en excès et ^{137}Cs

Cette analyse permet de préciser l'âge du dépôt des sommets des carottes. La conservation d'une activité de Plomb (1) sans activité de Césium correspond à un dépôt datant de plus de 40 ans et moins de 100 ans, et (2) associée à une activité de Césium correspond à un dépôt datant de moins de 40 ans. Les mesures des teneurs en Plomb ont été réalisées par J-M. Jouanneau (Université Bordeaux I).

- La datation ^{14}C

C'est l'outil indispensable à toute **chronostratigraphie postérieure à 40 000 ans**. En domaine continental, tout organisme vivant présente la même radioactivité que le gaz carbonique atmosphérique. Cette radioactivité, supposée constante sur au moins les derniers 40 000 ans, est entretenue en permanence par les bombardements cosmiques interagissant avec l'azote (formation de l'isotope radioactif ^{14}C). A la mort de l'organisme, les tissus n'incorporent plus de ^{14}C et celui-ci se désintègre alors selon une demi-vie de 5568 ± 30 ans (fixée par convention ; Stuiver et Braziunas, 1998). L'âge de l'organisme est alors obtenu directement par mesure de l'activité ^{14}C restante. Dans les environnements turbiditiques, le

remaniement du matériel pose le problème de la validité des datations. C'est pourquoi, le plus souvent possible, les échantillons sont choisis dans des niveaux hémipélagiques se trouvant juste en dessous des niveaux turbiditiques à dater. Les échantillons ont été préparés par F. Vinçon (Université Bordeaux I) et les datations ont été effectuées sur des foraminifères planctoniques par le laboratoire « Center for Accelerator Mass Spectrometry L-397 » de Livermore aux Etats-Unis.

- Les isotopes de l'oxygène

En période glaciaire, le stockage de l'eau sous forme de glace au sein des calottes polaires et des glaciers continentaux est synonyme d'un stockage de l' ^{16}O , et donc d'un enrichissement des océans en ^{18}O . Ces changements sont archivés dans les sédiments par le biais de l'oxygène piégé dans les tests d'organismes marins, et leur amplitude, accessible par l'analyse par spectrométrie de masse du $\delta_{18}\text{O}$ des tests. Quand les mesures concernent des organismes planctoniques, elles donnent accès aux changements de volume des glaces et de températures ayant affecté les couches superficielles des océans. Elles peuvent aussi traduire des événements plus localisés, comme des arrivées d'eaux douces (fontes) ou des anomalies liées à une exceptionnelle pluviosité. Quand elles concernent des organismes benthiques, sensés ne pas avoir été contraints par des changements de température superficielle, c'est un signal plus global de changement du volume des glaces, et donc du niveau marin, qui est obtenu. Dans ce travail, les analyses isotopiques ont été réalisées sur des foraminifères benthiques par C. Fontanier et M. Pujol à l'Université Bordeaux I.

3. Conclusions et tableau récapitulatif

Chaque type de données nécessite des connaissances particulières pour être interprétée le plus efficacement possible. Ces données sont souvent difficiles à intégrer et synthétiser, car les informations qu'elles fournissent concernent des échelles très variées. Il est néanmoins indispensable de ne jamais en négliger aucune. La quantité et la qualité des données disponibles sur la marge Est-Corse (*Tableau II-1*) confèrent à cette étude une résolution rarement acquise à l'heure actuelle dans l'étude des systèmes turbiditiques modernes.

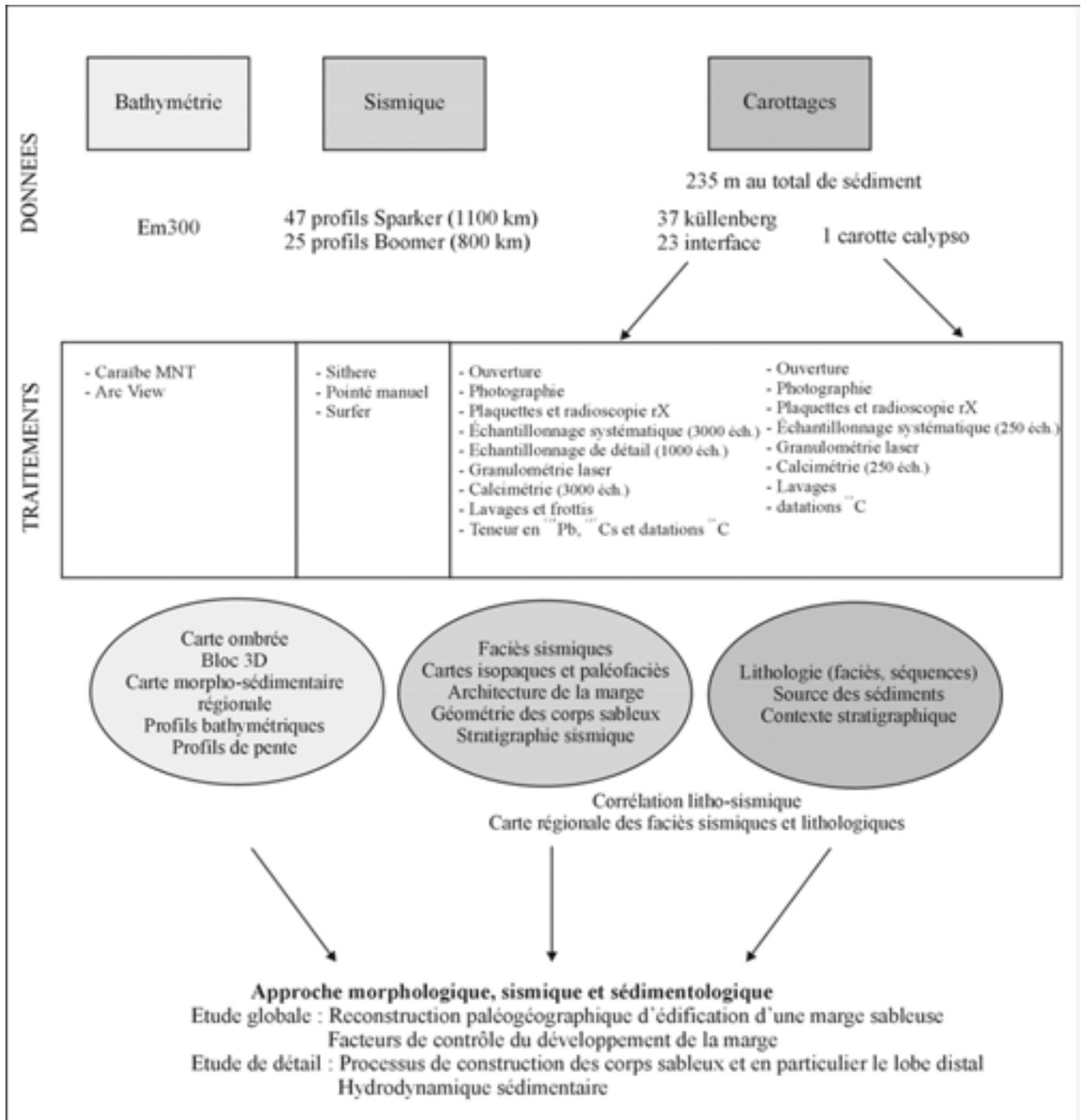


Tableau II-1. Récapitulatif des données et traitements utilisés dans ce mémoire.

Chapitre III : Cadre Régional

La Corse est une île située à l'Est de la Méditerranée occidentale au large de la France métropolitaine et de l'Italie (*Figure III-1*). Longue de 180 km et large de 85 km, la Corse est constituée de massifs montagneux, à l'exception de la plaine côtière orientale. Cette île présente des marges orientale Est et occidentale Ouest et des formations géologiques au Nord et Sud très différentes. Ces différences résultent de l'histoire géologique de l'île. Ce premier chapitre présente le cadre régional et explique l'originalité de la marge est-Corse. Les premiers paragraphes seront consacrés aux caractéristiques de la marge est-Corse à l'échelle régionale. Puis nous verrons les particularités de la zone d'étude, c'est-à-dire de la marge à proximité de l'embouchure du fleuve Golo : la marge du Golo (*Figure III-1*) et les facteurs influençant les apports sédimentaires.

1. La géologie de la Corse

La Corse est classiquement divisée en deux grandes entités géologiques : *la Corse hercynienne* qui couvre les deux-tiers Sud-Ouest (essentiellement constituée de roches magmatiques et métamorphiques) et *la Corse alpine* (caractérisée par la présence de roches allochtones, ophiolites, composant les reliefs orientaux) qui couvre le tiers Nord-Est de l'île et où se trouve le bassin versant du fleuve Golo (*Figure III-1*). Ces deux entités se trouvent en contact tectonique le long d'une ligne d'orientation NNW-SSE joignant l'île Rousse à Solenzara, en passant par Corte (*Figure III-1*).

La marge occidentale ouest-Corse est caractérisée par une pente continentale raide, sans plateau continental bien développé, entaillée par de profonds canyons, qui atteignent le socle par endroit et débouchent sur un bassin à 2500 m de profondeur (*Figure III-1*). La marge est-Corse est caractérisée par la présence d'un vrai plateau continental même s'il reste étroit, et de canyons moins profonds. Ces canyons se développent sur des pentes continentales relativement douces et débouchent dans des bassins de 1000 m de profondeur au maximum (*Figure III-1*).

L'est de la Corse est caractérisé par la présence à proximité de la côte de forts reliefs entaillés par de nombreux fleuves. Le plateau continental est étroit (de 5 km au Nord de la marge à 25 km au Sud) (*Figure III-1*). La pente continentale diminue vers l'Est jusqu'à atteindre une dépression méridionale, le canal de Corse. Ce canal est bordé à l'Est par la ride de Pianosa.

L'individualisation de la Corse commence dès le Crétacé Supérieur (*Figure III-2*) (Réhault, 1981). Le domaine océanique mésozoïque, s'étendant de la marge européenne au plateau africain commence à se fermer sous l'effet de la subduction du plancher océanique de la plaque européenne sous la plaque africaine.

A l'Eocène Supérieur, on assiste à l'obduction de ce plancher sur la marge européenne à l'emplacement du futur bloc corso-sarde (nappes ophiolitique dont on retrouve les témoins dans la Corse Alpine).

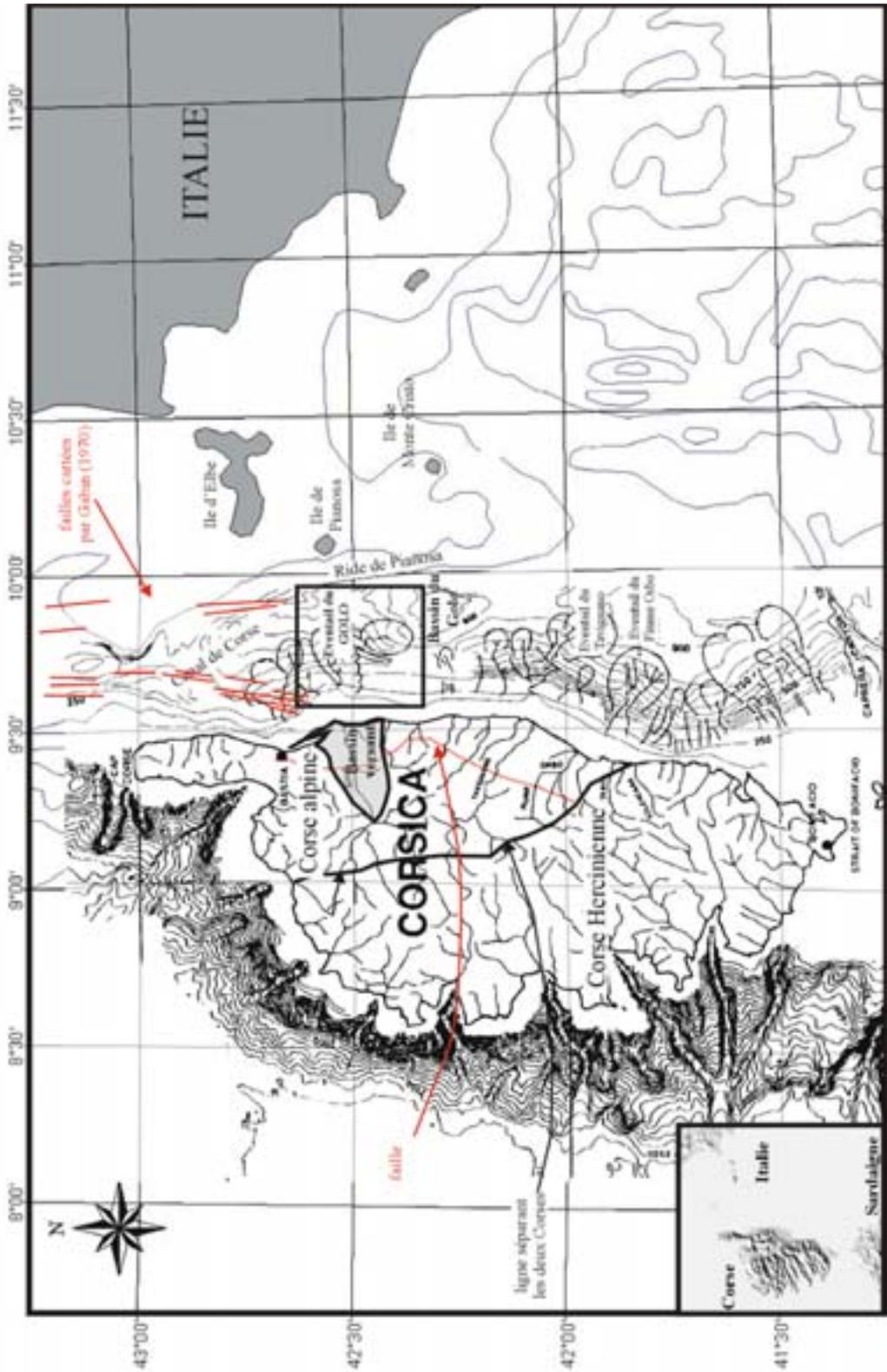


Figure III-1. Carte régionale de la Corse (modifiée d'après Bellaiche et al., 1994).

Le plancher subducte à nouveau sous le continent européen à l'Oligocène moyen. Cette subduction s'accompagne d'un volcanisme d'arrière-arc et de la formation de grabens à l'endroit du futur bassin provençal.

Au Burdigalien (Miocène inférieur), la thermicité est telle qu'elle conduit à l'ouverture du bassin liguro-provençal et à l'individualisation du bloc corso-sarde par une rotation anti-horaire (Edel, 1980). La subduction, à son terme, aboutit à la collision entre la marge nord-africaine et le bloc corso-sarde. Le relief de *la ride de Pianosa* (Figure III-1) date de cette étape de la fermeture de la Méditerranée.

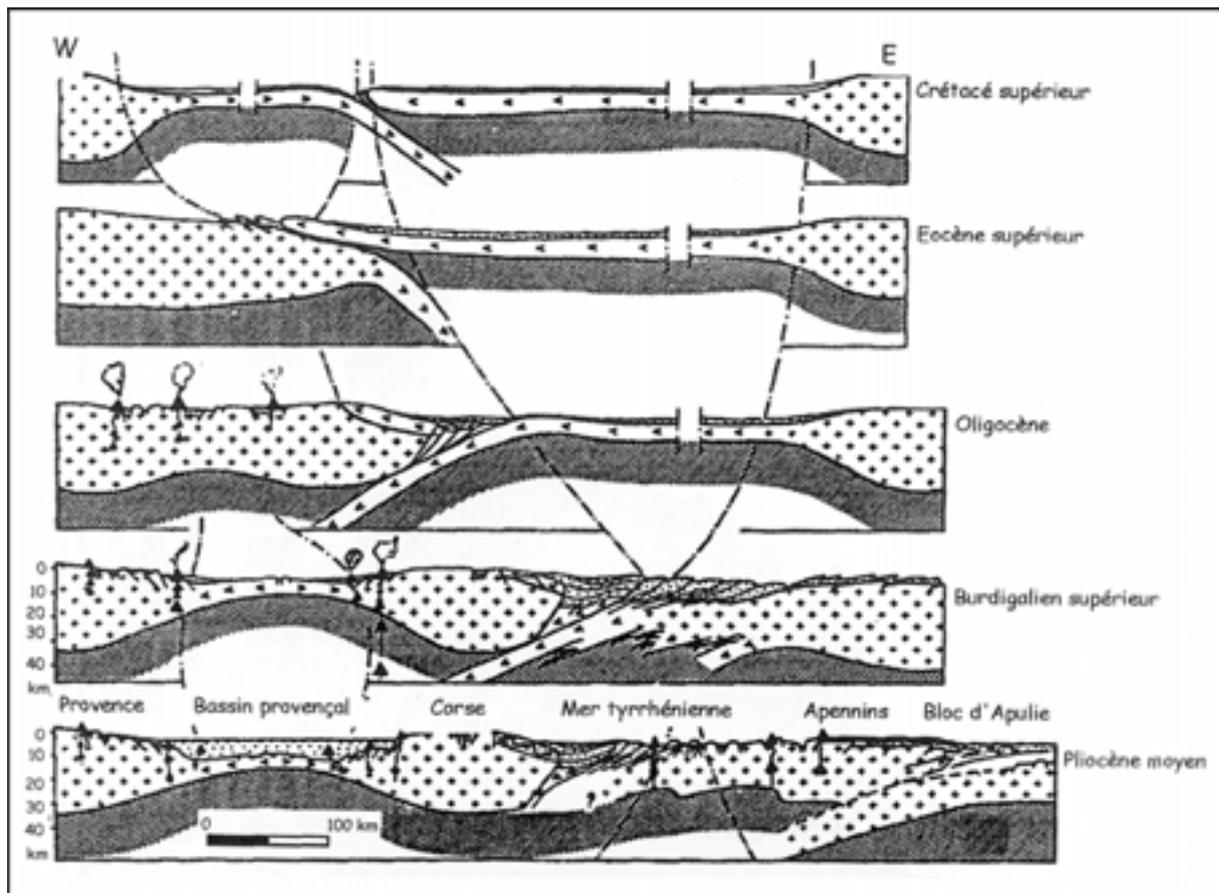


Figure III-2. Histoire géodynamique de la Corse (Rehault, 1981).

Du Miocène inférieur au Pléistocène, la translation vers l'Ouest de la zone de subduction a pour conséquence l'ouverture d'un bassin d'arrière-arc : la mer Tyrrhénienne. L'extension Tyrrhénienne correspond à l'effondrement progressif de la chaîne des Apennins (qui constitue le prisme d'accrétion lié à la zone de subduction sous la Corse orientale), au fur et à mesure de sa formation, du fait du couplage de deux processus successifs : une compression frontale et une extension en arrière. *Le canal de Corse* (Figure III-1), ancienne suture océanique, trouverait son origine dans cette première phase d'extension. Viaris de Lesegno et al. (1978) explique la pente générale vers le Sud du canal par le fait que la subsidence est plus active au Sud qu'au Nord, compte tenu d'un amincissement crustal plus important au Sud.

La dissemblance morphologique des deux marges de la Corse est le reflet de deux histoires géologiques différentes décrites précédemment. La marge ouest-Corse s'est formée en contexte distensif (rifting oligocène du bassin provençal) tandis que la marge est-Corse s'est structurée en contexte compressif (rotation du bloc corso-sarde d'Ouest en Est à partir du Burdigalien, Miocène inférieur).

2. Un arrière-pays montagneux proche et un régime hydrologique torrentiel : source et transport de matériel grossier

L'arrière pays de la marge est-Corse est composé de nombreuses montagnes. Ces montagnes présentent de forts reliefs et sont séparées de la côte par une plaine alluviale de moins de 15 km de largeur tout le long de la marge. Cet arrière pays montagneux est parcouru par de nombreux petits fleuves. Ces fleuves sont très courts et présentent de forts gradients. Ils sont caractérisés par un régime torrentiel et sont soumis à un climat très violent et contrasté (Conchon, 1975 ; Mulder et Maneux, 1999). Les études hydrologiques et morphologiques du réseau fluvial de la façade est-Corse permettent de préciser le rôle joué par les fleuves dans l'édification des systèmes turbiditiques.

Le régime hydrologique est unimodal avec une forte saisonnalité (une seule période de forts débits de décembre à avril) (Mulder et Maneux, 1999). *Des charges de particules en suspension de plusieurs grammes par litre* peuvent être mesurées à l'embouchure de plusieurs fleuves de la marge en période de crue (Bravone, Fium'Alto, Fium'Orbo par exemple).

A l'embouchure de certains fleuves, les débits mesurés sont faibles au regard de la taille du bassin versant. L'existence d'une plaine alluviale côtière de plusieurs kilomètres de large avant l'embouchure de certains fleuves (Tavignano, Fium'Orbo par exemple) constitue un piège et peut réduire les apports terrigènes en suspension au débouché des fleuves. Les aménagements humains le long de la côte peuvent aussi avoir joué un rôle important dans la réduction des apports au large (Mulder et Maneux, 1999). Des débits nettement supérieurs (Gauthier et Prone, 1980) et suffisants pour produire *des courants hyperpycnaux* ont dû exister en raison des dépôts alluviaux et de la présence de *matériel facilement érodable* tout le long des lits de certains fleuves (Mulder et Maneux, 1999). En effet, les systèmes les plus importants de la marge se développent au large des fleuves, dont les bassins versants sont constitués en grande partie de formations antéquatérinaires facilement érodables (Mulder et Maneux, 1999). Stanley et al. (1980) montrent l'association, dans les dépôts distaux du canal de Corse, de matériel fluvial (micas, fragments de plantes) et de matériel caractéristique du plateau (débris coquilliers bioclastiques). Ces apports seraient dus à des apports directs du fleuve dans les têtes de canyons et à des apports liés à des processus d'érosion sur le plateau.

Tout le long de la marge est-Corse, ces forts apports sédimentaires engendrés ont créé plusieurs kilomètres de deltas progradants durant le Pliocène et le Quaternaire (Conchon et Gauthier, 1985). Bellaiche et al. (1994) suggèrent que les éventails du Nord de la marge puissent être rattachés au réseau hydrographique actuel dont ils expliquent l'évolution.

3. Un plateau continental étroit à forte dynamique sédimentaire

Tout le long de la marge, le plateau continental est étroit (moins de 25 km) (*Figure III-1*). Les forts apports engendrés par les fleuves sont soumis à une dynamique sédimentaire forte en raison de la petite taille du plateau continental et des climats violents. En effet, sur des plateaux continentaux étroits, *l'impact des tempêtes*, phénomènes fréquemment décrit en Corse, est très important et pourra, en fonction de l'intensité de la tempête, générer de forts apports sédimentaires au large par *remobilisation des sédiments*. De plus, sur le plateau, *la dérive littorale* du Sud vers le Nord de la marge joue aussi un rôle important dans la *redistribution des sédiments* (Orszag-Sperber et Pilot, 1976 ; Gauthier et Prone, 1980 ; Conchon, 1999). Cette dérive a produit par exemple cinq barres littorales sur le plateau continental qui alimente le système turbiditique du Tavignano (Gauthier et Prone, 1980). Le plateau est un lieu important de redistribution des sédiments tout le long de la marge est-Corse.

4. Une alimentation importante du bassin profond, les systèmes turbiditiques sableux

Les études antérieures de la marge est-Corse et, en particulier, sur les éventails sous marins sont peu nombreuses (Segre et Debrazzi, 1960 ; Gabin, 1972 ; Stanley et al., 1980) et reposaient, jusqu'à ces dernières années, sur une quantité de prélèvements et données bathymétriques et sismiques restreints. En 1991, des levés de reconnaissances effectués dans le cadre du programme d'exploration de la zone économique française ont permis une première cartographie de la marge. En 1993, la campagne Mesim de l'Atalante a permis l'acquisition de 18 profils méridiens bathymétriques, sondeurs multi-faisceaux et sismiques 3,5 kHz.

La carte régionale obtenue montre toute *une série de petits éventails turbiditiques sableux* tout le long de la marge (*Figure III-1*). Ces éventails sont de petites tailles et localisés sous de faibles profondeurs d'eau (< 1000 m).

5. Le canal de Corse, un bassin réceptacle confiné : structure de la marge du Golo

L'ensemble des sédiments composant ces éventails va s'accumuler dans une dépression méridionale : le canal de Corse. Ce canal est une large gouttière (50 km) qui correspond à la limite septentrionale de la mer Tyrrhénienne. Il est formé de plusieurs bassins dont le bassin du Golo profond de 900 m (*Figure III-1*). Ce canal correspond à un demi-graben, limité par une faille parallèle à l'ensemble de la marge (*Figure III-1*). Sa pente augmente vers le Sud (Stanley et al., 1980).

Le canal de Corse est bordé à l'Est par la ride de Pianosa (*Figure III-4*). L'existence de cette ride lui donne *une forme en cuvette* asymétrique avec des pentes beaucoup plus importante à l'Est qu'à l'Ouest (marge est-Corse). Cette forme en cuvette est due à *un contrôle tectonique* engendré par la remontée toujours active de la Corse Alpine et de la ride de Pianosa (Savoie et Rehault, com. pers.). La forte asymétrie du Canal de Corse montre l'importance de la

remontée encore active de la ride de Pianosa (*Figure III-4*). La sédimentation plio-quaternaire est confinée à l'intérieur de ce bassin et vient se biseauter sur la ride (*Figure III-4*).

Ce canal est le lieu d'accumulation maximale des sédiments. Les dépôts les plus anciens observés dans le canal et sont antérieurs à son ouverture. Il s'agit du prisme d'accrétion formé lors de la subduction de l'Afrique sous ce qui deviendra le bloc corso-sarde (*Figure III-2*). Le remplissage sédimentaire débute avec l'ouverture du canal de Corse au Burdigalien supérieur. La série actuelle atteint des épaisseurs de 4000 m en moyenne pouvant aller jusqu'à 8000 m au Sud (Gabin, 1972) surmontant les séries évaporitiques messiniennes où la surface érosive (*Figure III-4*). Le Messinien est représenté par des dépôts évaporitiques à la base, surmontés par des dépôts laguno-lacustres évaporitiques (Millot, 1979). Le Pliocène inférieur est d'abord caractérisé par des dépôts marneux d'origine pélagique. A partir du Pliocène moyen, se met en place *une sédimentation principalement terrigène* (écoulements gravitaires). Cette active sédimentation du Pliocène à aujourd'hui est attestée par l'épaisseur considérable de sédiments non consolidés observés dans le canal (1000 à 1500 m) (Viaris de Lesegno et al., 1978). Toutefois, au regard de l'histoire de la Corse, cette sédimentation apparaît relativement jeune.

6. La marge du Golo

Le système étudié, le système du Golo est un des trois plus grands systèmes de la marge (avec le Fiume Orbo et le Tavignano) (*Figure III-1*). Il se situe au Nord de la marge, au droit du fleuve Golo sous moins de 1000 m de profondeur d'eau (*Figure III-3*). Ce système a été décrit comme un éventail sableux multilobé (*Figure III-3*) (Bellaïche et al, 1994).

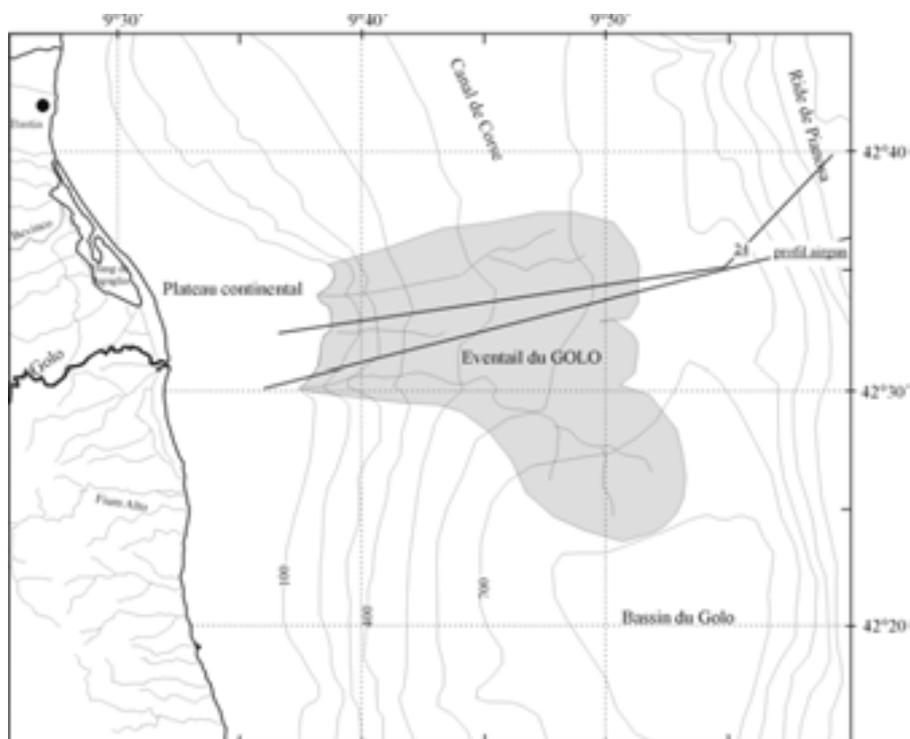


Figure III-3. Détail bathymétrique sur l'éventail du Golo (Figure modifiée d'après Bellaïche et al., 1994) et localisation des profils sismiques présentés sur la Figure III-4 et Figure III-5.

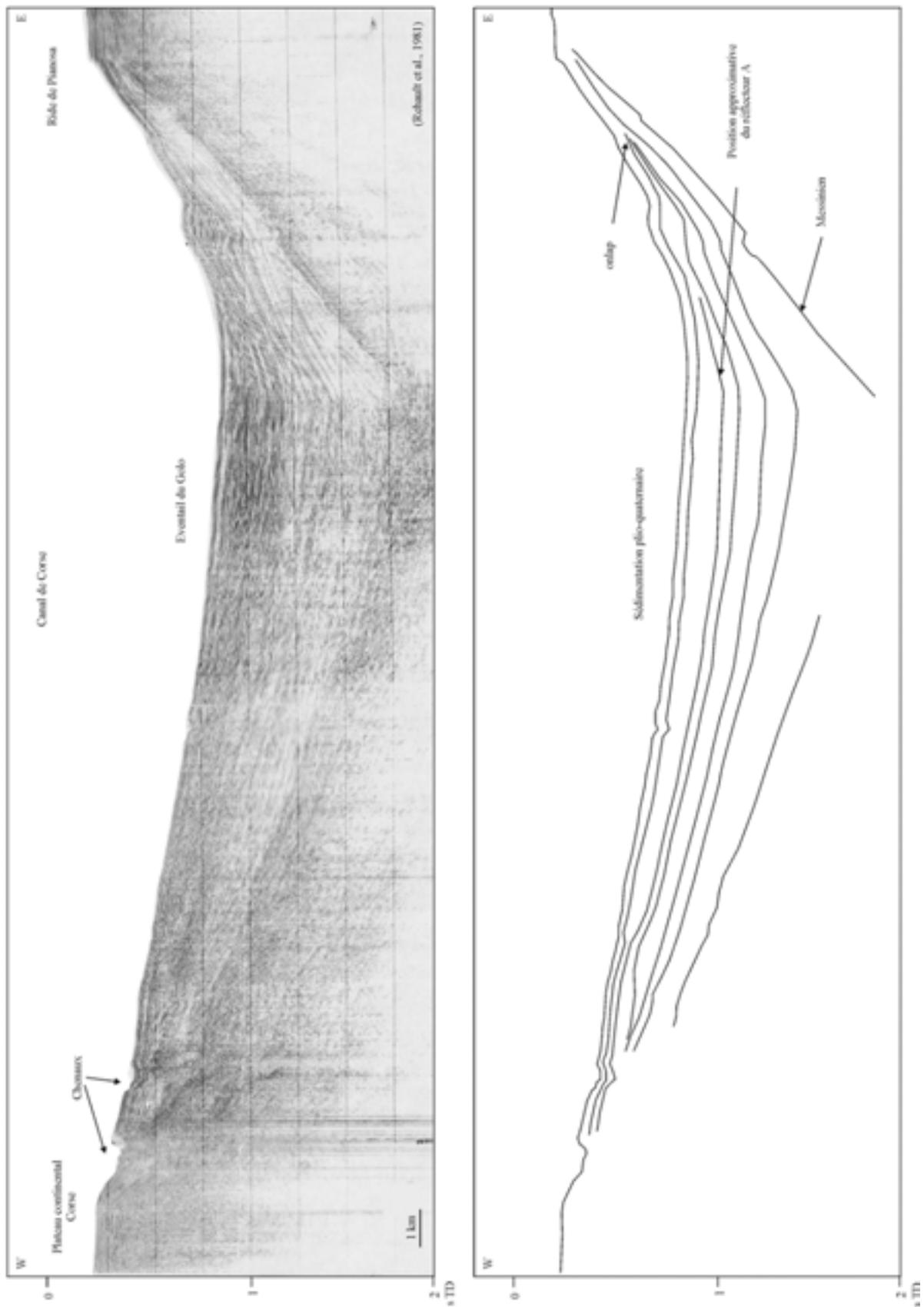


Figure III-4. Profil airgun montrant la structure de la marge du Golo, le remplissage plio-quaternaire sur la surface Messinienne et la profondeur de pénétration de la sismique sparker (base de cette étude, réflecteur A). Localisation du profil sur la Figure III-3.

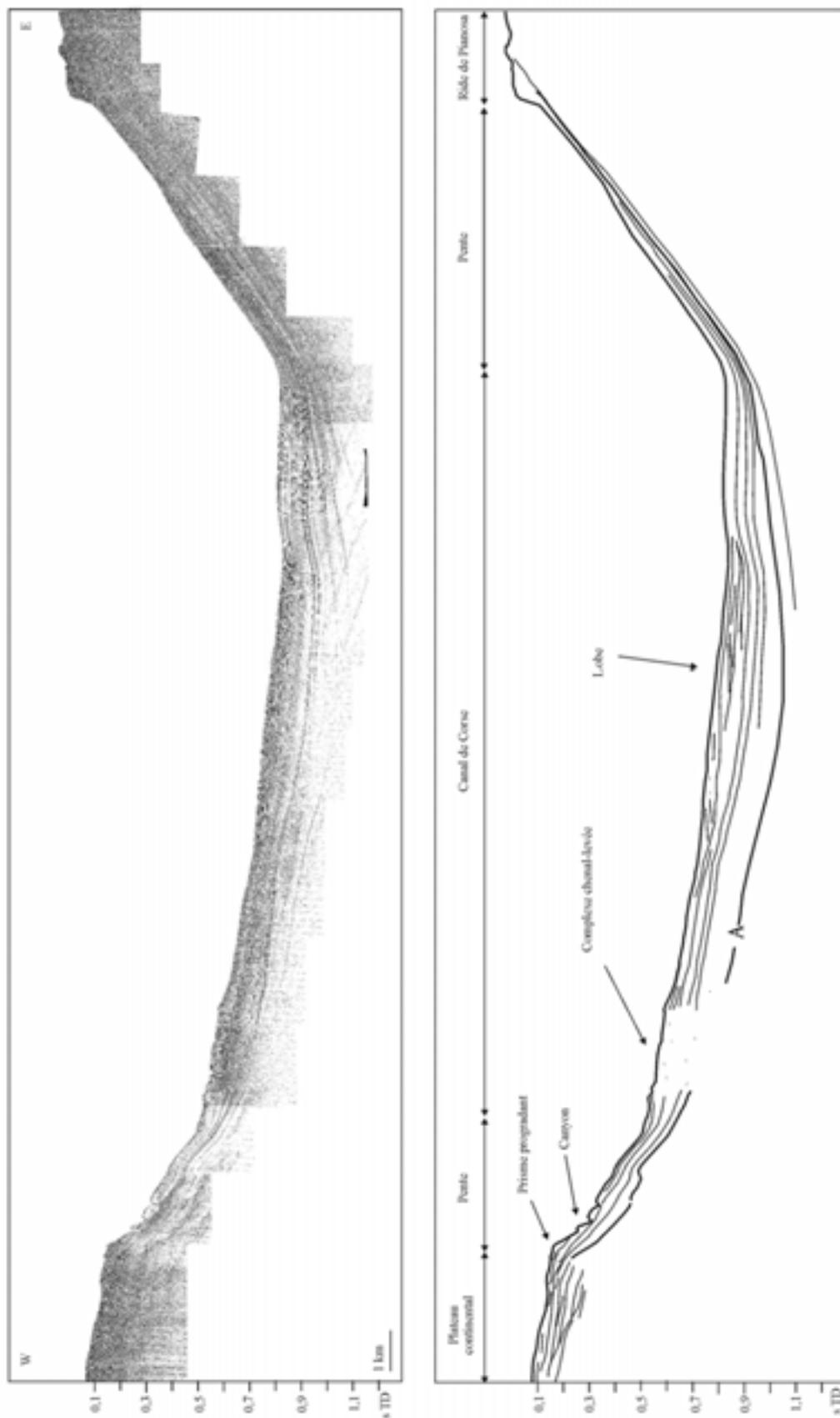


Figure III-5. Profil sismique sparker 24 montrant la structure de la marge du Golo et la localisation de la profondeur de pénétration de la sismique sparker (base de cette étude, réflecteur A). Localisation du profil sur la Figure III-3.

L'ensemble des caractéristiques précédemment décrites sont observées sur la marge à proximité du fleuve Golo (*Figure III-6*): un arrière pays montagneux proche parcouru par le fleuve Golo, une plaine alluviale pouvant piéger les particules, un plateau continental étroit soumis à une forte dynamique sédimentaire, et le canal de corse bordé à l'Est par la ride de Pianosa qui confine la sédimentation.

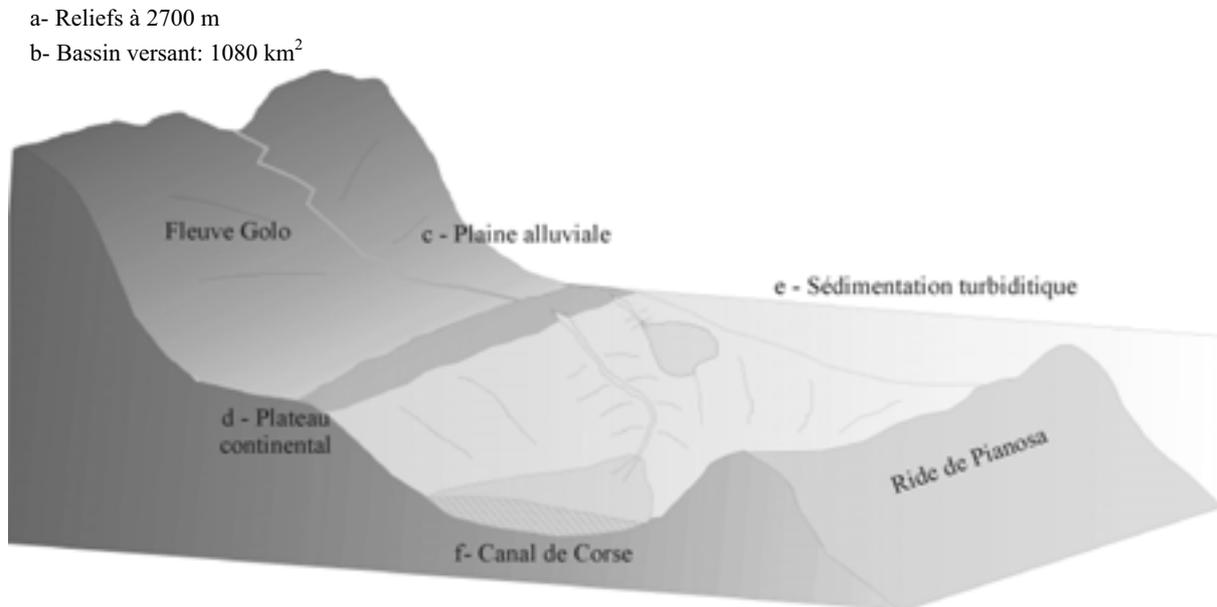


Figure III-6. Schéma de la marge du Golo du continent jusqu'au bassin.

L'*arrière-pays* de la marge est-Corse à proximité du fleuve Golo (*Figure III-6-a et -b*) est caractérisé par des montagnes qui résultent de la remontée, encore active de la Corse Alpine le long de la faille est-Corse (*Figure III-1*). Ces montagnes présentent de forts reliefs (altitude maximale du bassin versant du fleuve Golo de l'ordre de 2700 m, Mont Cinto) et sont séparées de la côte par une plaine alluviale de moins de 15 km (*Figure III-6-c*).

Le bassin versant du fleuve Golo est le plus développé de la marge (*Figure III-1*). Néanmoins le Golo a des débits faibles au regard de la taille de son bassin versant. L'existence d'une plaine alluviale côtière de plusieurs kilomètres avant l'embouchure ainsi que les aménagement humains tout le long de son cours peuvent réduire actuellement les apports terrigènes en suspension au débouché du fleuve. Les débits mesurés sont alors faibles par rapport à la taille des bassins versants. Cependant, selon Mulder et Maneux (1999), il serait susceptible de donner naissance à *des courants hyperpycniaux lors de crues majeures*. En effet, le profil de pente du Golo présente une concavité peu marquée et doit, théoriquement, avoir une forte tendance à l'érosion. De plus, ces débits ont pu être beaucoup plus importants en raison des dépôts alluviaux et de la présence de *matériel facilement érodable* tout le long du lit du fleuve. En effet, seule la partie inférieure du cours du Golo est

constituée d'alluvions. Des quantités importantes de sédiments peuvent être mises en jeu dans la mesure où le fleuve draine dans sa partie supérieure des formations facilement érodables (*Tableau IV-1*) (Bellaïche et al. 1994 ; Mulder et Maneux, 1999). Selon, Ottman (1958), durant le Quaternaire, le fleuve Golo a été très actif et a construit un important cône alluvial.

	Nature du substratum	Surface
Cours supérieur	granites	35 %
	gabbro, péridotites, basaltes en coussins	25 %
	rhyolite	5 %
	gneiss	5 %
Cours inférieur	quartzites et conglomérats à galets rhyolitiques	15 %
	alluvions	10 %
	autres formations sédimentaires	5 %

Tableau IV-1. Formations traversées par le fleuve Golo selon la carte géologique au 1/25 000^e exprimées en pourcentage de la surface totale du bassin versant (Mulder et Maneux, 1999).

Les forts apports engendrés vont ensuite se répartir dans le canal de Corse. A proximité du fleuve Golo, la surface messinienne se situe à 1,8 seconde et la sédimentation quaternaire étudiée dans ce mémoire, correspondant à la profondeur de pénétration de la sismique sparker (réflecteur A) est à 1 seconde (*Figure III-4* et *Figure III-5*). Des taux de sédimentation relativement constant de l'ordre de 15 à 40 cm / 1000 ans ont été calculés dans le canal de Corse pour l'Holocène et des taux de l'ordre de 70 cm /1000 ans dans la zone de l'éventail du Golo (Stanley et al., 1980).

7. Facteurs influençant la quantité des apports

Ainsi, la proximité et la nature de l'arrière pays montagneux, le régime fluvial torrentiel et l'hydrodynamique sédimentaire active du plateau continental liée à sa petite taille (dérive littorale, tempêtes) favorisent l'alimentation importante de matériel sableux. La part respective de chacun dans cette alimentation (directe ou indirecte) reste toutefois très difficile à déterminer.

Selon Gauthier et Prone (1980), le transport de sédiments vers le large est plus important durant les périodes de baisse du niveau marin relatif. Ottman (1958), à l'aide des analyses de grains de pollen, montre que le climat a été plus humide et océanique durant les périodes glaciaires. Conchon (1975), avec les fossiles continentaux, montre que les conditions climatiques des périodes interglaciaires ont été identiques à l'Actuel. L'augmentation du couvert végétal, durant ces périodes, a cependant pour effet de réduire l'érosion mécanique.

Des traces d'anciennes glaciations (Danube, Günz, Mindel, Riss, Würm, *Figure III-7*) sont observées sur les terrasses fluviatiles du Golo, avec par exemple des moraines datant du Dryas I (15 000 ans BP) à 1700 m d'altitude (Conchon, 1975). Le type et la quantité des apports sédimentaires le long de la marge semblent être influencés par *l'alternance de périodes glaciaires et interglaciaires*.

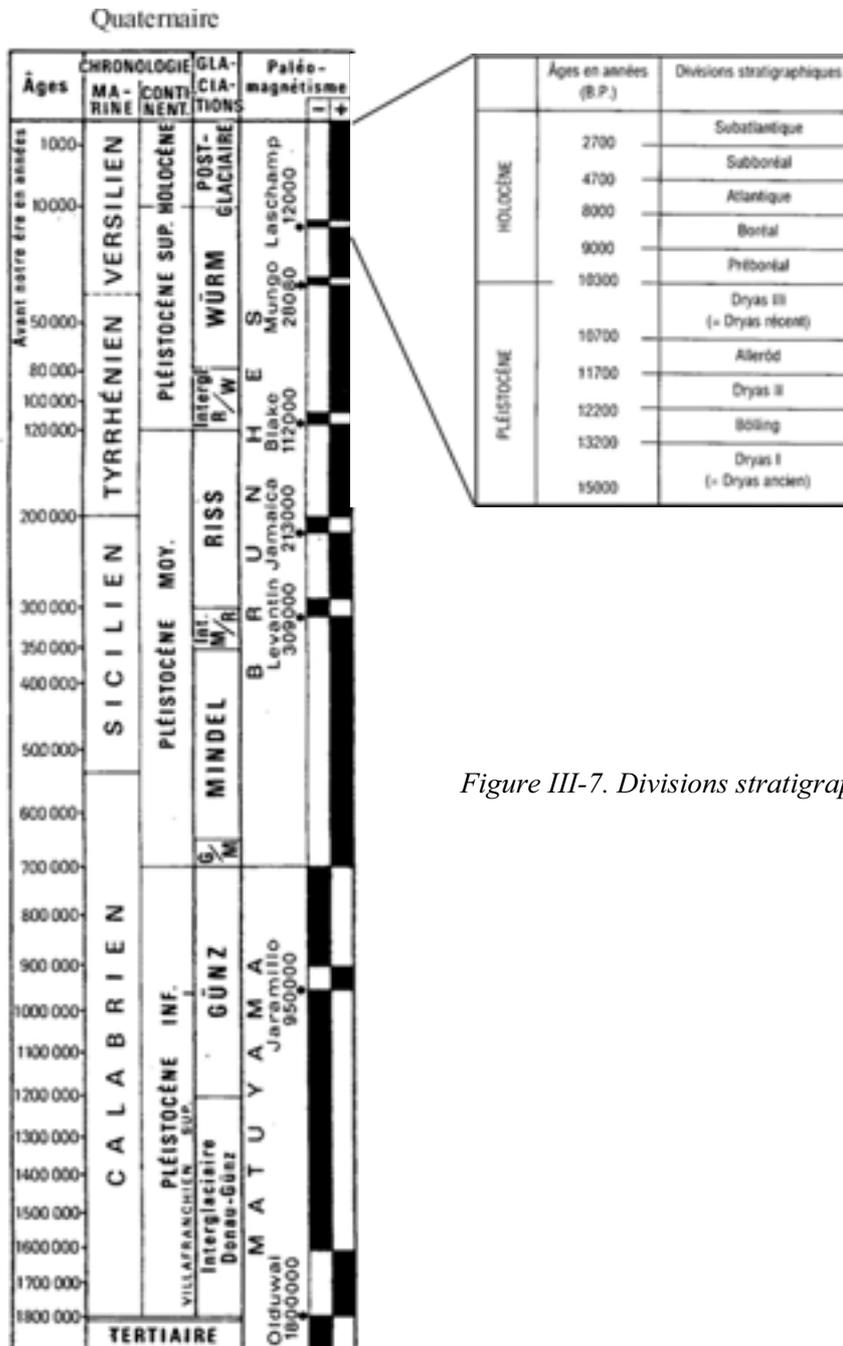


Figure III-7. Divisions stratigraphiques du Quaternaire.

Lambeck et Bard (2000) montre que durant le dernier maximum glaciaire (18 000 ans BP, *Figure III-10*) le niveau marin le long des côtes françaises méditerranéennes était 105 à 115 m en dessous de celui actuel (*Figure III-8*). Durant le stade isotopique 3, le niveau marin n'est pas descendu à moins de 80 m (*Figure III-10*).

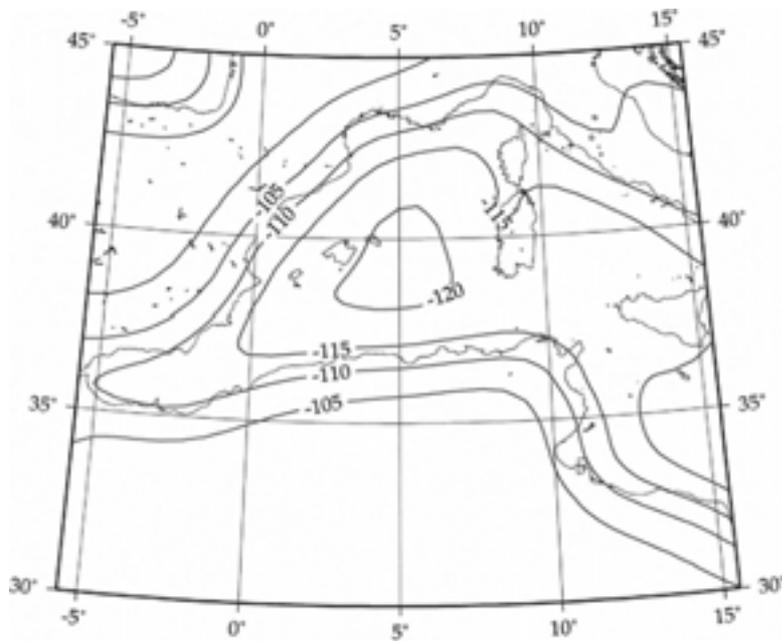
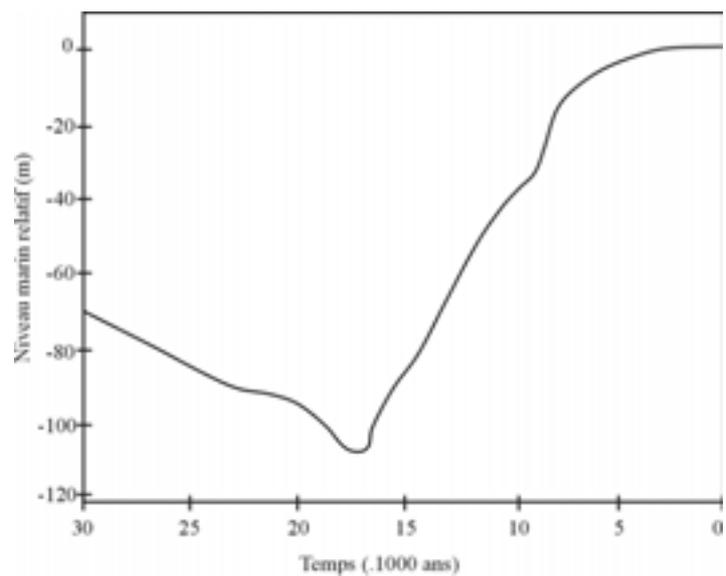


Figure III-8. Niveau marin prédit le long des côtes françaises durant le dernier maximum glaciaire (Lambeck et Bard, 2000).

Figure III-9. Courbe du niveau marin relatif pour les dernières 30 000 années prédit par le modèle de Lambeck et Bard (2000) le long de la côte d'azur.



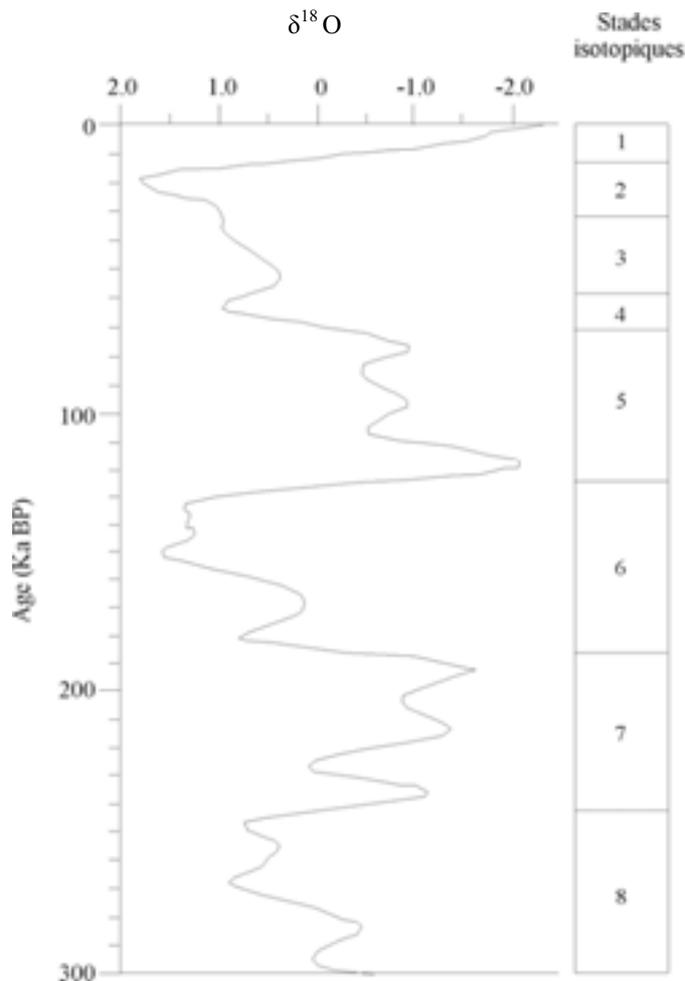


Figure III-10. Courbe isotopique SPECMAP et stades isotopiques (Imbrie et al., 1984).

L'impact de la tectonique et néotectonique sur la sédimentation Quaternaire dans la zone du fleuve Golo a été décrit par Conchon (1975). La remontée de la Corse alpine a engendré la formation de hauts reliefs (2700 m pour le Monte Cinto). La remontée encore active de la Corse alpine ainsi que la réactivation d'anciennes failles séparant des grabens ont accentué *les processus d'érosion* et permettent d'expliquer plusieurs observations faites à terre sur le bassin versant du Golo (Conchon, 1975 ; Rehault, 1984) : incision moderne du Golo et méandres du cours et formations des terrasses fluviales. Des données géophysiques à terre indiquent qu'il existe au Nord du Golo actuel des traces de paléo-chenaux remplis de dépôts quaternaires alluviaux. Bellaiche et al. (1993) suggèrent qu'un changement de direction du fleuve vers le Nord a eu lieu durant le Pléistocène. Conchon (1975) suggère que les changements de direction du fleuve sont liés à des événements tectoniques. La présence de failles dans les dépôts antémessiniens du canal de Corse met en évidence l'existence de mouvements tectoniques pendant ou après le Messinien (Stanley et al., 1980). Gabin (1972) cartographie une série de failles dans la partie Nord du canal de Corse (Figure III-1) au niveau d'un réflecteur intra-pliocène (IP) situé à 1,5 s TD en profondeur. Ces failles sont la preuve de mouvements tectoniques très récents : Pliocène-Quaternaire. Ainsi, à la fin du Pliocène, ou

peut-être au Quaternaire, les sédiments neufs de la partie N-W du canal de Corse se plissent et se faillent (failles syntectoniques : pliocène ou plio-quaternaire ; failles post-tectoniques : plio-quaternaire ou quaternaire ; rejeu d'anciennes fractures.

De plus, la marge est-Corse montre une activité sismique actuelle significative alors que la marge ouest-Corse est inactive (Ferrandini et al., 1994). Sur la marge est-Corse, ces événements ont une magnitude inférieure à 4,3 et leur foyer est localisé au niveau de la croûte supérieure (Ferrandini et al., 1994). Une telle sismicité pourrait être impliquée dans l'initiation des *glissements observés sur le plateau continental*.

Chapitre IV : Structure de la marge du Golo

Ce chapitre présente la morphologie détaillée ainsi que la structure sismique de la marge du Golo.

1. Morphologie de la marge

1.1. Le plateau continental

Dans le secteur du fleuve Golo, le plateau continental est le plus développé de la marge est-Corse. Il est caractérisé par un léger renflement (*Figure IV-1*). **Sa largeur varie de 9 km** (au Sud) à 12 km maximum au niveau du renflement. La limite du plateau se situe vers l'isobathe 110 m.

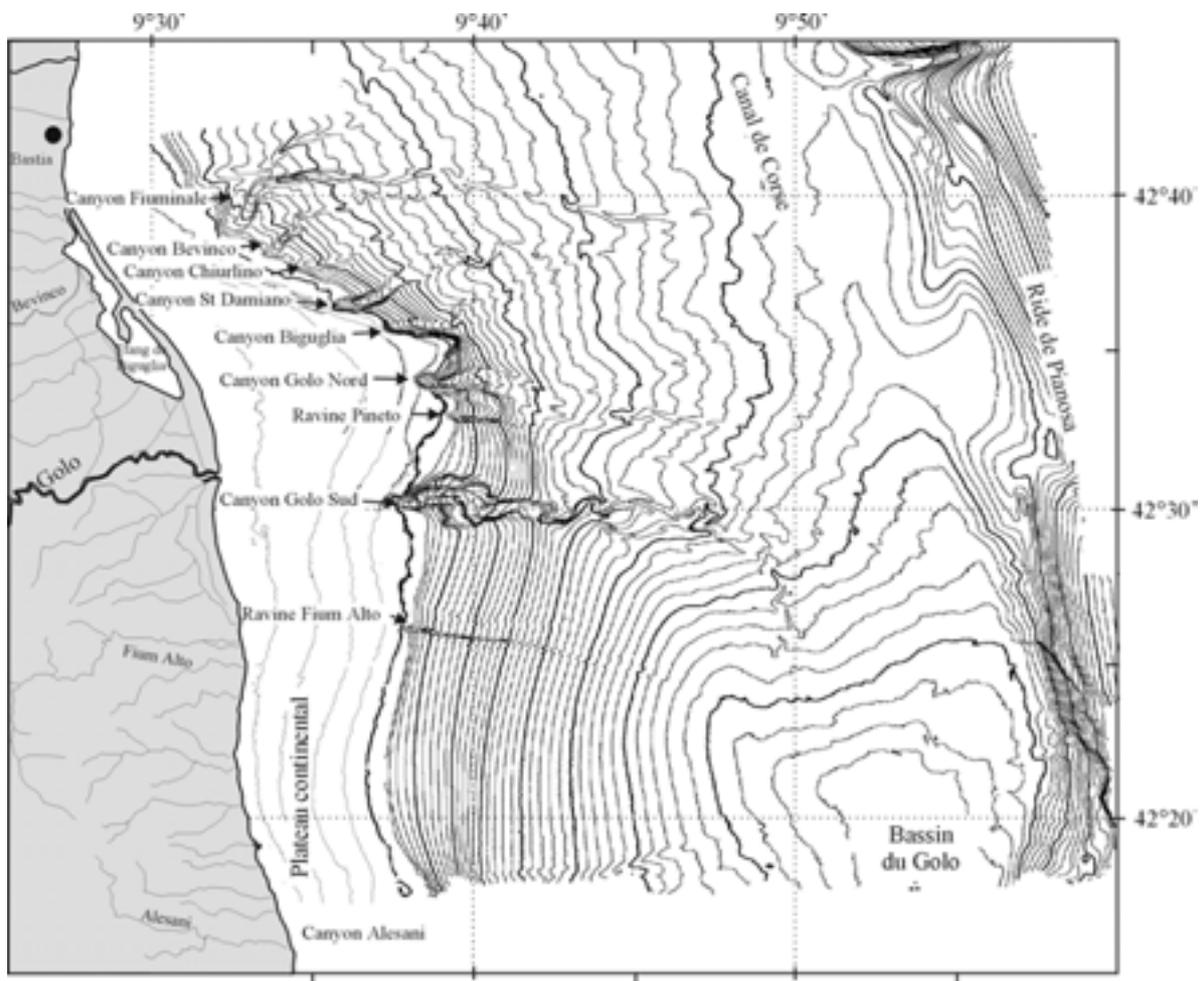


Figure IV-1. Carte bathymétrique de la marge du Golo. Les isobathes sont en mètres. Les isobathes sur le plateau continental proviennent de données SHOM.

1.2. Les vallées sous-marines

Le plateau est incisé par plusieurs vallées sous-marines, du Sud vers le Nord : Alesani, Fium Alto, Golo Sud, Pineto, Golo Nord, Biguglia, St Damiano, Chiurlino, Bevinco et Fiuminale (*Figure IV-1*). Seulement six de ces vallées ont été étudiées en détail : du Fium Alto au St Damiano (*Figure IV-2*). Les noms des vallées ont été attribués en utilisant la carte

topographique de la Corse. La plupart de ces noms correspondent à des fleuves sur le continent.

Selon la nomenclature présentée dans le chapitre I, nous avons pu définir différents types de vallées sous-marines (*Figure IV-2*) : **de larges et profonds canyons** qui incisent le plateau (Golo Sud, Golo Nord, Biguglia et St Damiano) et **des ravines étroites** et peu profondes qui incisent le rebord du plateau (Fium Alto et Pineto). Les canyons les plus développés sont situés en face du fleuve Golo et ont été appelés Golo Nord et Sud. Les ravines se situant à proximité du fleuve Golo montrent de grandes différences avec les canyons de la marge. Pour cette raison, leur morphologie et leur géométrie seront décrites séparément.

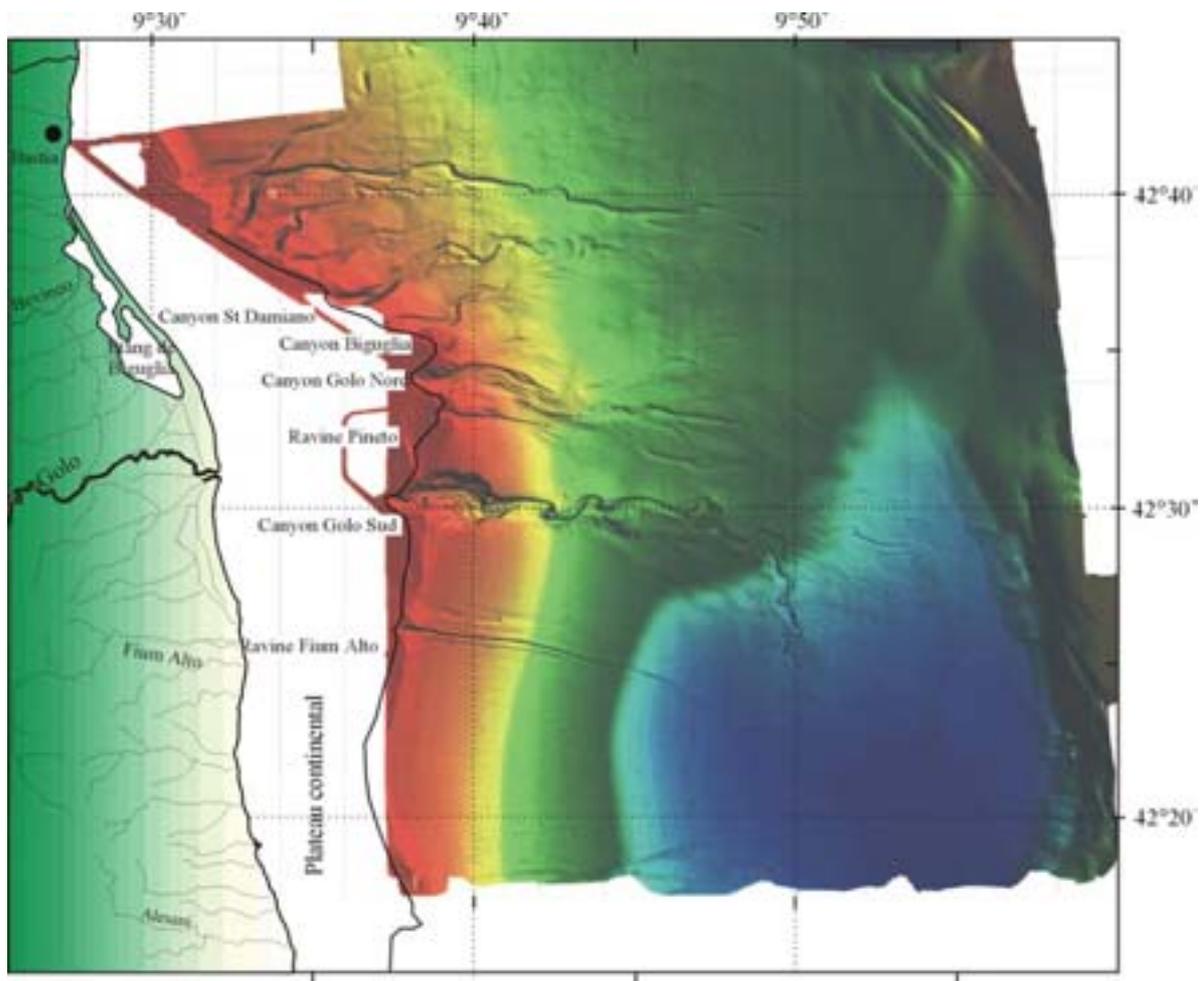


Figure IV-2. Carte bathymétrique ombrée de la marge du Golo.

Dans le secteur du fleuve Golo, le gradient de pente est de 3% ($1,7^\circ$) vers l'Est (*profil 39 sur la Figure IV-5*). La profondeur des canyons et des chenaux est calculée entre le fond du canyon ou du chenal et la moyenne de la hauteur des deux flancs du canyon ou des deux levées du chenal sur une même section transversale. Les largeurs sont calculées sur cette même section.

Le canyon du Golo Sud (Figure IV-2) a une section en V (*canyon amont*, Figure IV-3 et profil 3 sur la Figure IV-5). Sa largeur est de 1500 m pour une longueur, en ligne directe de 5 km. La longueur dans l'axe du talweg du canyon est de 6 km (Figure IV-7). La tête de canyon est très bien développée par rapport aux autres canyons de la marge (Figure IV-2) et a une orientation E-W. Son tracé est légèrement méandrique, avec une sinuosité (longueur/longueur dans l'axe du talweg) de 0,8. La profondeur du canyon est de 100 m dans la zone la plus amont et passe à 170 m moins de 2 km vers l'aval (avec une largeur maximale de 3500 m). Sa section devient alors en U (Figure IV-3). Plus en aval (450 m de profondeur d'eau), la largeur du canyon diminue (largeur inférieure à 2000 m, profil 2 sur la Figure IV-5). La pente du canyon est forte ($3,8^\circ$) avec une partie amont plus abrupte (Figure IV-7)

A l'intérieur du canyon, des terrasses sont observées, associées aux petits méandres. Les méandres sont irréguliers avec des rayons de courbures variables (Figure IV-3). Les terrasses sont simples (*flanc sud du canyon amont sur la Figure IV-3*) ou multiples (*flanc sud du canyon aval sur la Figure IV-3*). Ces terrasses peuvent s'observer sur un flanc uniquement ou sur les deux flancs du canyon. Dans ce cas, elles ne sont généralement pas symétriques (*canyon aval sur la Figure IV-3*). Des petits sillons d'orientation E-W sont observés dans la partie amont du canyon. Ces sillons correspondent à des petits affluents qui alimentent le canyon majeur.

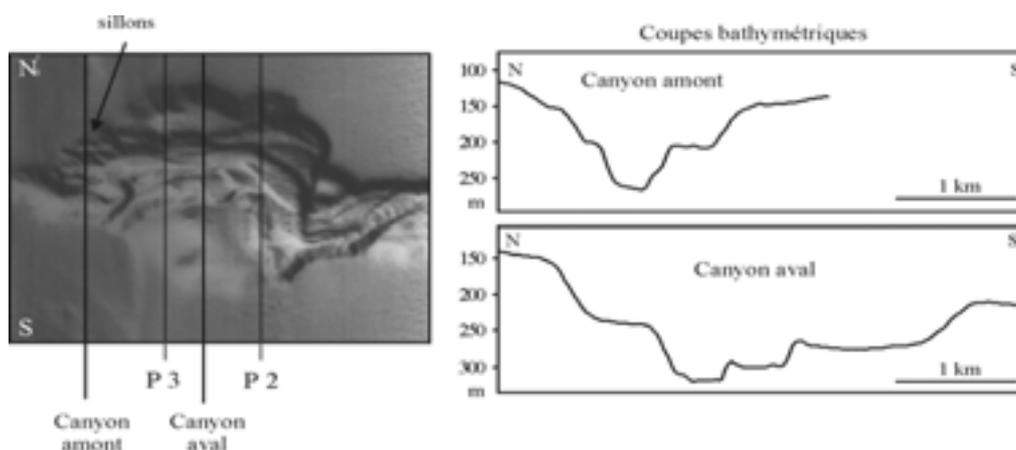
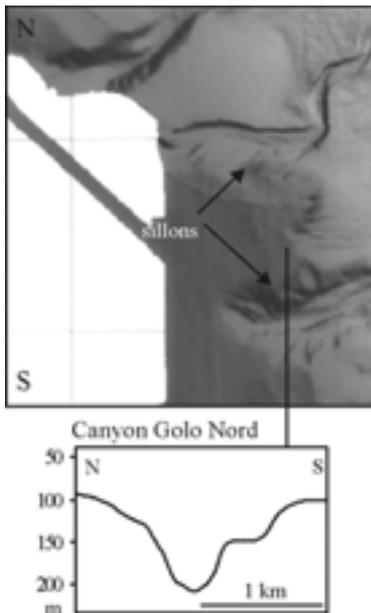


Figure IV-3. Détail de la carte bathymétrique ombrée et coupes bathymétriques illustrant la morphologie du canyon du Golo Sud. Les profils bathymétriques 2 et 3 sont illustrés sur la Figure IV-5.

Les canyons du Golo Nord, du Biguglia et du St Damiano sont droits, par rapport au canyon du Golo Sud (sinuosité de 1). Ils sont caractérisés par une section en V (*profil 3 sur la Figure IV-5*). Plus en aval, ils sont caractérisés par une section en U. Les canyons du Biguglia et du St Damiano ont des orientations identiques aux canyons du Golo Sud et du Golo Nord, mais ils sont légèrement obliques par rapport à la pente locale (Figure IV-4). Les profondeurs maximales des canyons du Golo Nord, du Biguglia et du St Damiano sont respectivement de 120 m, 50 m et 100 m. Ils ont des longueurs de 3 km, 4 km et 2 km avec des largeurs de l'ordre de 1000 m (*profil 3 sur la Figure IV-5*).



Des terrasses sont observées. Elles sont plus rares et moins étendues. Des sillons sont observés sur les flancs des canyons. A la différence du canyon du Golo Sud, ces sillons se situent sur les flancs sud et nord des canyons du Golo Nord et du St Damiano suggérant ainsi des apports latéraux par le plateau. Pour le canyon du Biguglia, ces gouttières se situent uniquement sur le flanc sud en raison de l'orientation oblique du canyon par rapport à la pente.

Figure IV-4. Détail de la carte bathymétrique ombrée et coupe bathymétrique illustrant la morphologie des canyons du Golo Nord, du Biguglia et du St Damiano.

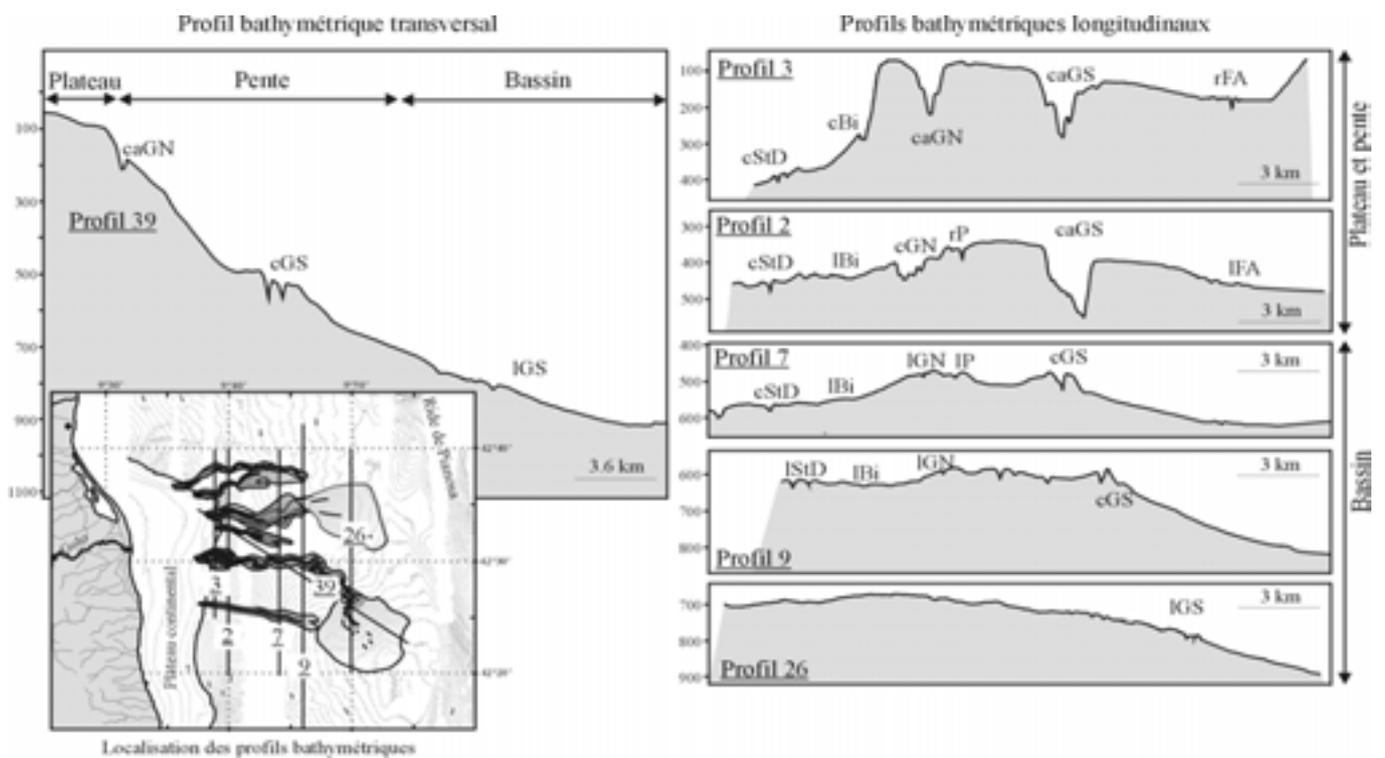


Figure IV-5. Série de profils bathymétriques transversaux et longitudinaux de la marge du Golo : FA : Fium Alto, GS : Golo Sud, P : Pineto, GN : Golo Nord, Bi : Biguglia, StD : St Damiano, ca : canyon, c : chenal, r : ravine et l : lobe. Tous ces profils sont orientés N-S excepté le profil NW-SE numéro 39. La profondeur est en mètres sous le niveau de la mer (calculée à partir des données TD (Temps Double)).

1.3. Les éventails turbiditiques du système du Golo

Ces canyons passent sur la pente et à des profondeurs d'eau différentes à des complexes chenal-levées plus ou moins développés.

L'éventail du Golo Sud présente un *complexe chenal-levées* qui s'étend de 450 m à 800 m de profondeur d'eau (Figure IV-6). La largeur maximale du chenal est de 1.7 km et sa longueur de 19 km. La longueur dans l'axe du talweg du chenal est de 32 km. La sinuosité moyenne est de 0,6. Elle augmente dans la partie distale du chenal. Sa direction amont, avant la latitude 42°30'N est E-W. A l'Est de cette latitude, il prend rapidement une orientation N-S et suit le méridien 9°46'E vers le Sud (Figure IV-6). Le chenal est bordé de levées repérables par le bombement latéral qu'elles forment de part et d'autre du chenal (*profil 7 et 9 sur la Figure IV-5*). Dans la partie amont du complexe, les levées ont une hauteur de 55 m et une largeur de 1 km (*profil 7 sur la Figure IV-5*). Leur hauteur diminue vers l'aval.

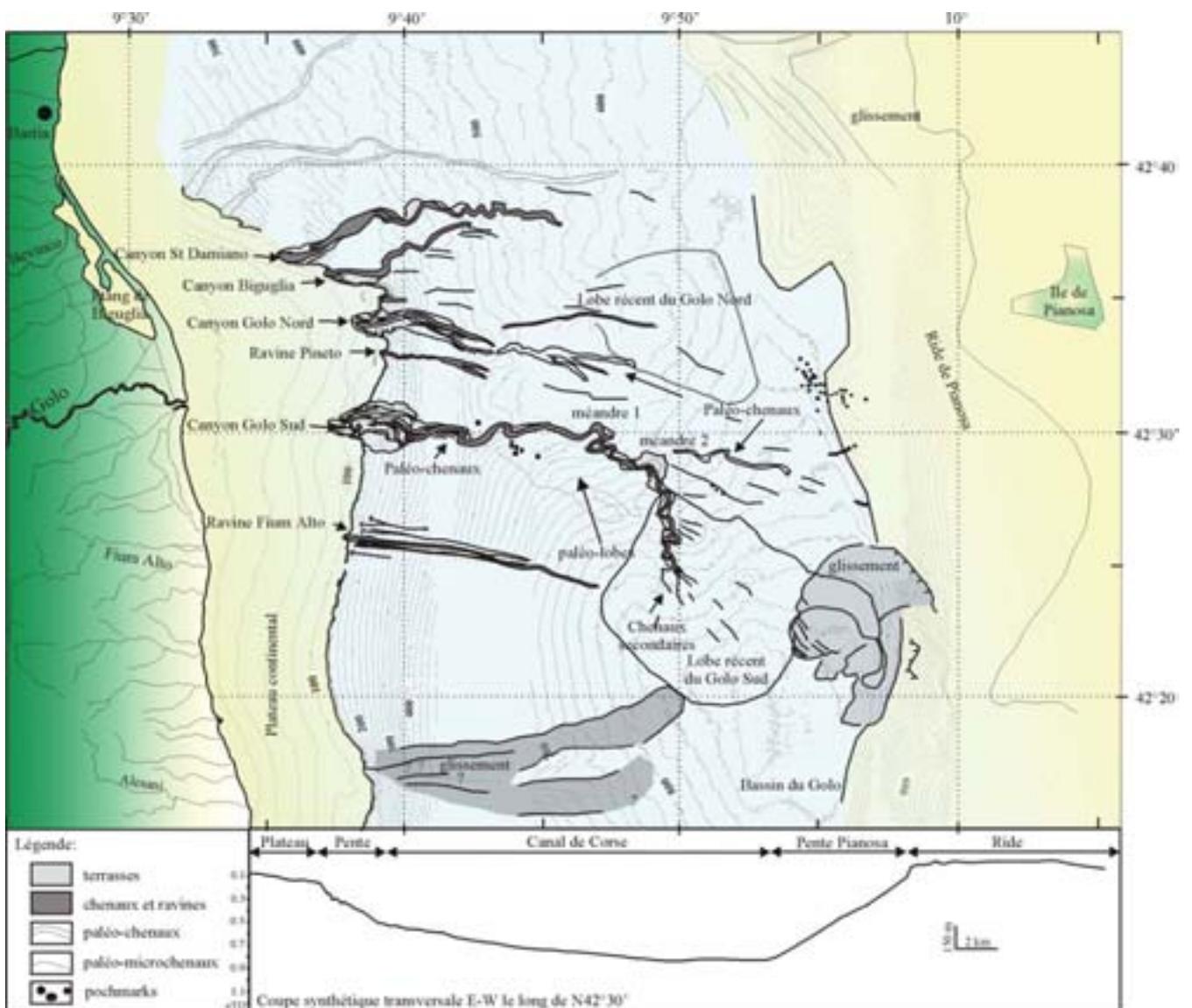


Figure IV-6. Carte morpho-sédimentaire et coupe bathymétrique synthétique de la marge du Golo.

Des méandres sont observés tout le long du chenal. Leur rayon de courbure peut être très important (*premier méandre aval sur la Figure IV-6*). Des *pockmarks* sont observés à proximité de ce méandre.

Basé sur la carte morpho-sédimentaire, le chenal peut être divisé en deux parties : une partie amont relativement rectiligne avec peu de méandres et terrasses (sinuosité de 0,7, *Figure IV-6 et Figure IV-8*) et une partie aval caractérisée par de nombreuses terrasses et méandres (sinuosité de 0,6, *Figure IV-6 et Figure IV-8*). La limite entre ces deux parties correspond au début de la bifurcation du chenal, au méandre 1 (9°46'N, *Figure IV-6*). Le profil longitudinal dans l'axe du canyon et du chenal est concave et logarithmique. Sur ce profil, les limites entre canyon, chenal aval et chenal amont sont positionnées. Des pentes légèrement plus douces caractérisent la partie aval plus sinueuse du chenal (*Figure IV-7*).

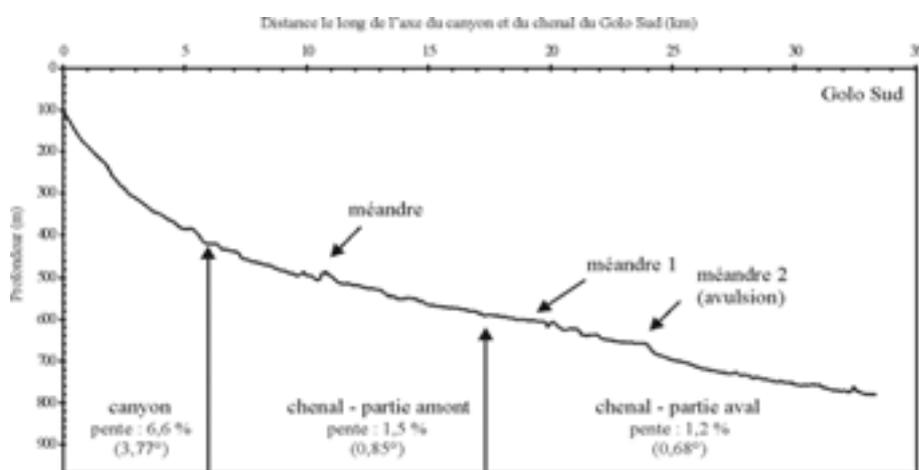


Figure IV-7. Profil longitudinal dans l'axe du canyon et du chenal du Golo Sud.

Globalement, la largeur et la profondeur du chenal diminue vers l'aval, de 1715 m à 330 m et de 70 m à 8 m respectivement (*Figure IV-8*).

Des zones complexes de migration du chenal sont clairement identifiées dans sa partie amont (*positions successives du chenal sur la Figure IV-8*) mais surtout dans sa partie aval et notamment au niveau du méandre 2 où l'on observe clairement un paléo-chenal qui se situe plus au Nord (*Figure IV-6*).

Le chenal, vers l'isobathe 800 m s'ouvre sur *un lobe* de forme bombée qui se situe dans la partie nord du bassin du Golo (*profil 26 sur la Figure IV-5*). Le gradient de pente est de 1°. Des petits chenaux secondaires, par ramification du chenal principal y sont alors observés (*Figure IV-6*). Ces chenaux sont de plus faible profondeur (10 m au maximum) et de l'ordre d'une centaine de mètres de largeur (*profil 26 sur la Figure IV-5*).

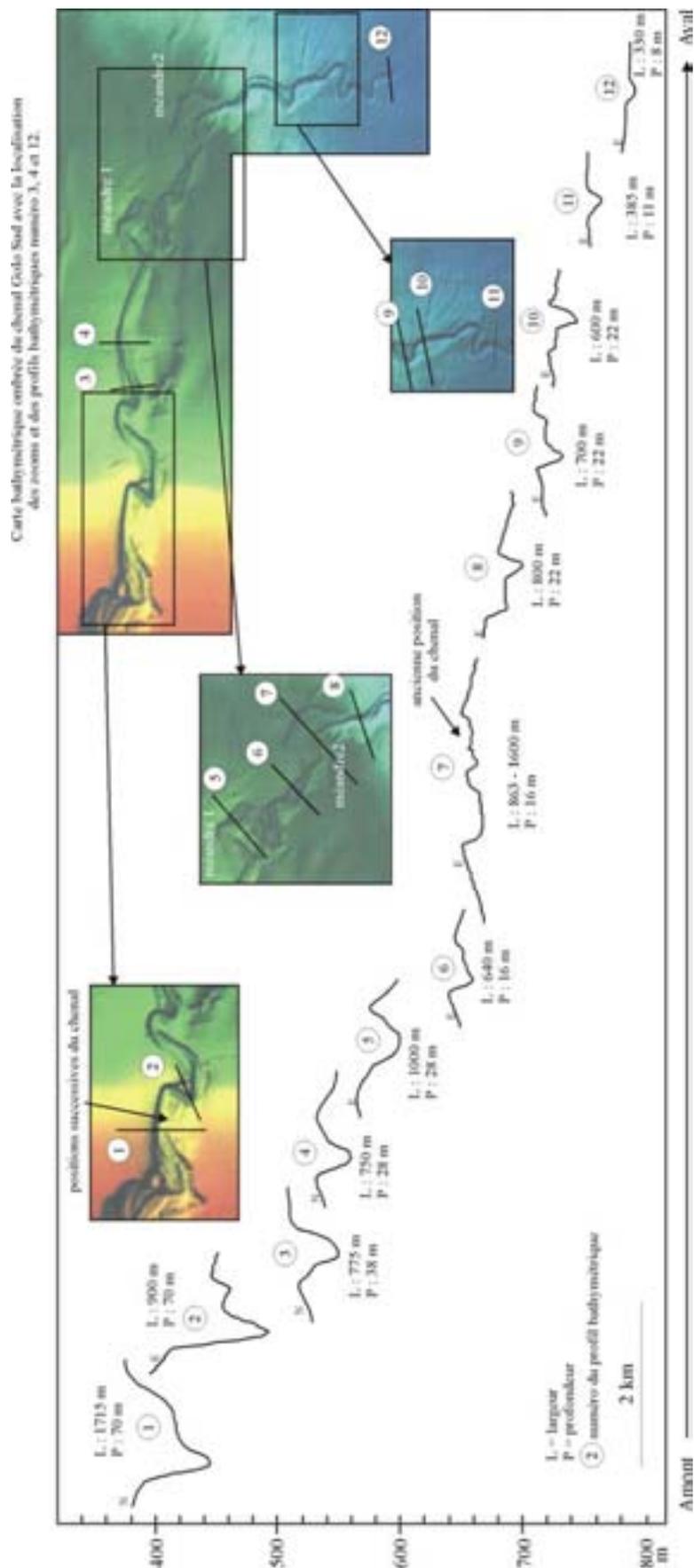


Figure IV-8. Série de coupes bathymétriques et de vues de détails de la bathymétrie ombrée illustrant l'évolution amont-aval de la morphologie du chenal du Golo Sud.

L'éventail du Golo Nord développe très rapidement un *complexe chenal-levées* sur la pente continentale (de 300 m à 400 m de profondeur d'eau) (Figure IV-2 et profil 2 sur la Figure IV-5). Ce chenal est moins sinueux que le chenal du Golo Sud et ne présente pas de terrasses (sinuosité de 0,80, Figure IV-6). Les levées sont bien développées, avec une hauteur maximale de 35 m. Le profil de pente dans l'axe du canyon et du chenal est concave et logarithmique. Il est similaire avec la partie amont du profil de pente du Golo Sud (Figure IV-9). Des paléo-chenaux et des chenaux secondaires sont observés en nombre important, mais ils sont difficiles à suivre sur la carte bathymétrique (Figure IV-6). Vers l'aval, le chenal du Golo Nord débouche sur un *lobe* de forme bombée (Figure IV-6). Le gradient de pente est de 1°.

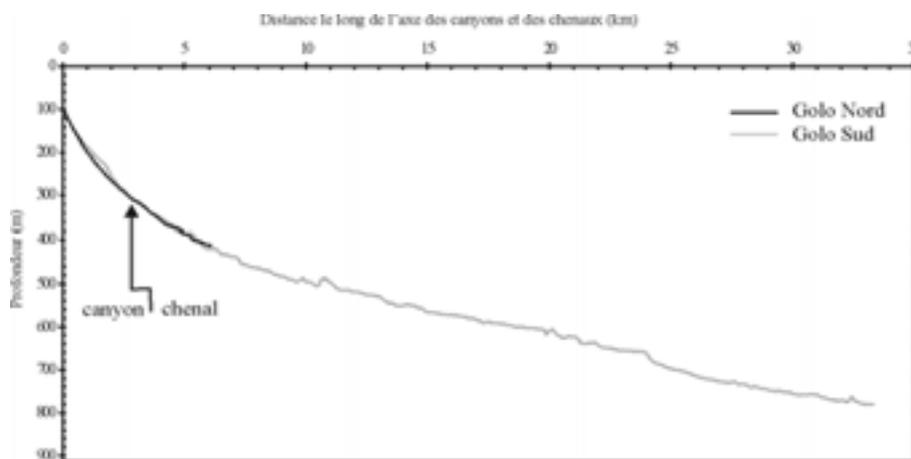


Figure IV-9. Profil longitudinal dans l'axe du canyon et du chenal du Golo Nord.

Les éventails du Biguglia et du St Damiano, localisés au nord de la marge du Golo présentent des *chenaux* respectivement de 10 km et 5 km de longueur. Ces chenaux se développent respectivement entre 250 et 450 m et entre 250 et 530 m de profondeur d'eau (Figure IV-6). La hauteur maximale est observée près du haut de pente (35 m sur le profil 3 sur la Figure IV-5). Les levées, peu développées, disparaissent rapidement, moins de 1 km vers l'aval (profil 2 sur la Figure IV-5). Aucun lobe n'est discernable sur la bathymétrie. Le chenal du St Damiano devient sinueux dans sa partie aval, où des terrasses sont observées (sinuosité de la partie amont et aval de 0,8 et 0,65). La pente est plus douce que dans la partie amont (1,4° et 0,7° respectivement) (Figure IV-10).

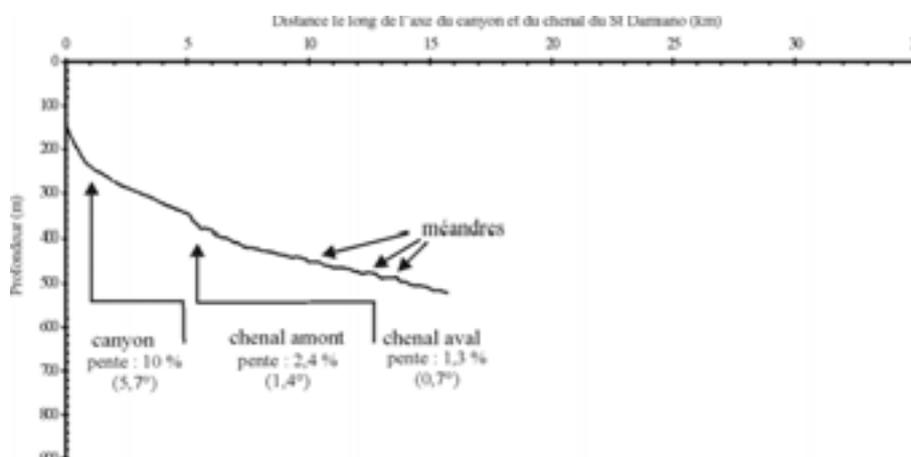


Figure IV-10. Profil longitudinal dans l'axe du canyon et du chenal du St Damiano.

1.4. Les ravines et les lobes du Pineto et du Fium Alto

Ces deux ravines ne présentent pas les mêmes caractéristiques que les canyons et les chenaux. Ce sont des vallées sous-marines qui ne présentent pas de tête sur le plateau, de terrasses, de passage vers l'aval à une zone avec des levées bien marquées (*profil 2 sur la Figure IV-5*). Ces ravines sont relativement droites (sinuosité de 0,9), étroites, peu profondes. Elles se développent de la rupture du plateau jusque sur la pente, de 120 à 300 m pour le Pineto et de 120 m à 340 m pour le Fium Alto (*Figure IV-6*). Les largeurs sont respectivement de 200 m et 350 m. La profondeur maximale est de 50 m et elle est observée dans la ravine du Fium Alto. Elle passe rapidement à moins de 10 m vers l'aval. La longueur de ces ravines est de 2 km pour le Pineto et 4 km pour le Fium Alto.

Les profils longitudinaux dans l'axe des talwegs des ravines sont rectilignes sauf dans la partie amont qui est marquée par des pentes plus fortes (*séparation possible entre une ravine érosive amont et une ravine-chenal moins érosive aval, flèche en pointillés sur la Figure IV-11*). Les valeurs de la pente de ces deux parties aval moins érosives sont plus fortes que celles observées dans les chenaux des éventails (*Figure IV-11*). Seule la sismique nous a permis de faire la distinction des lobes où subsistent des petits chenaux (profondeur inférieure à 10 m). Pour la ravine du Fium Alto, les valeurs de pente sont identiques à celle du lobe, contrairement au Pineto qui montre une diminution des valeurs de pente vers l'aval (*Figure IV-11*). Des ramifications sont observées dans la partie aval de la ravine du Pineto (*Figure IV-11*). Des ravines d'érosion beaucoup plus droites et de très faible profondeur (< à 5 m) sont observées à côté de la ravine du Fium Alto, certaines se situent uniquement sur la pente (*Figure IV-11*).

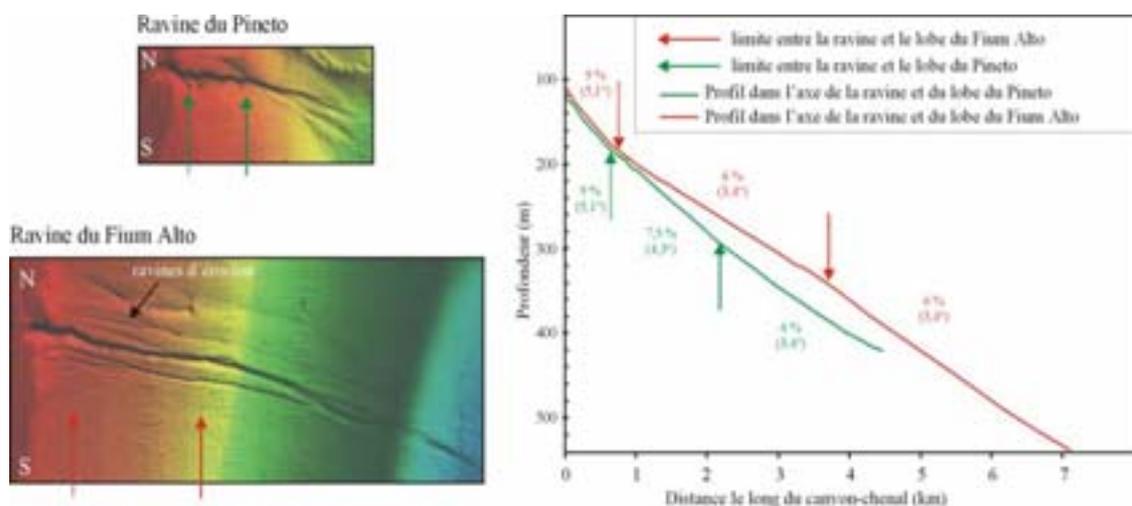


Figure IV-11. Détail de la carte bathymétrique ombrée et profils longitudinaux (avec les valeurs de la pente) à l'intérieur des canyons du Pineto et du Fium Alto. Les flèches en pointillés marquent un changement de pente au niveau de la ravine.

1.5. La ride de Pianosa

Le Canal de Corse est bordé à l'Est par la ride de Pianosa (Figure IV-6). Les pentes de la ride de Pianosa sont importantes (6° dans la partie Sud) et variables tout le long de la ride. La partie sud est caractérisée par des pentes plus fortes que la partie nord (Figure IV-2). Des *pockmarks* sont observés en nombre important tout le long de la pente. Deux zones de glissement sont observées dans les parties Nord et Sud de la ride (Figure IV-6 et Figure IV-12). Dans la partie Nord de la ride, le glissement est caractérisé par une grande ampleur. Juste au Nord, un canyon profond entaille la pente de la ride. Dans la partie sud, les glissements sont plus localisés et caractérisés par des loupes d'arrachement localisées sur la pente.

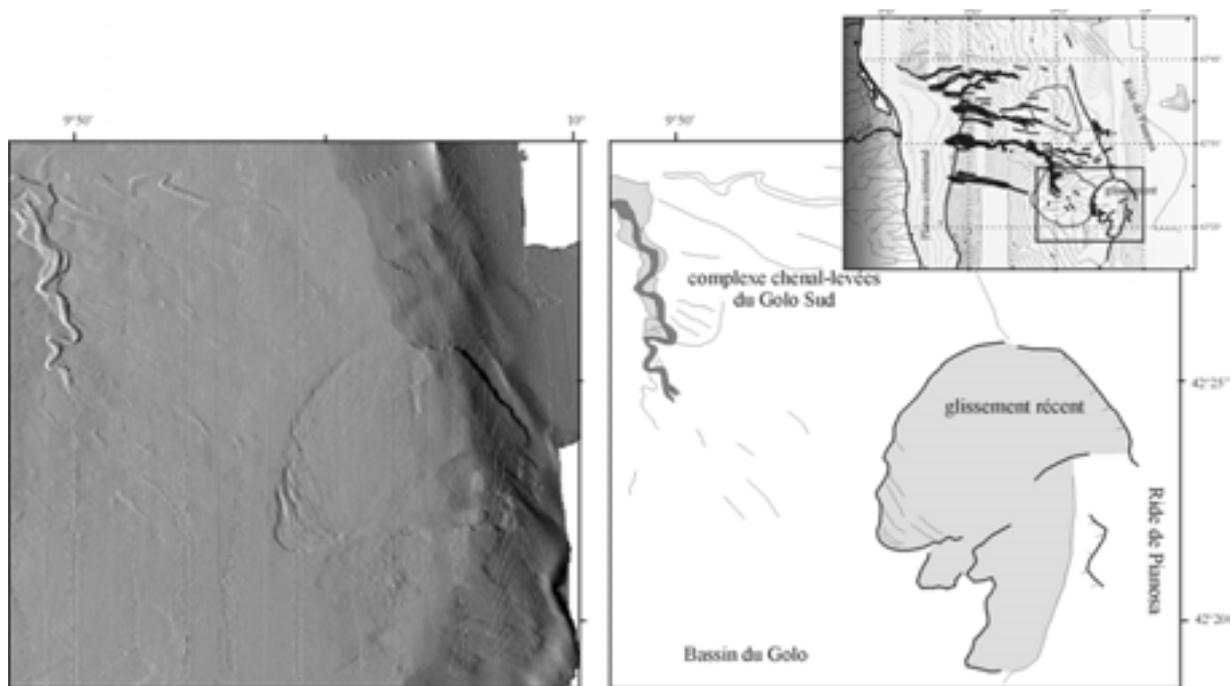


Figure IV-12. Détail de la carte bathymétrique ombrée sur le glissement de la partie sud de la ride de Pianosa.

2. Analyse sismique de la marge

Afin d'étudier de façon précise l'architecture et la géométrie des corps sédimentaires et de mieux comprendre les processus de construction, de nombreux profils sismiques sparker ont été réalisés sur l'ensemble de la marge du Golo (Chapitre II). Pour chaque figure illustrant un profil, une carte de localisation exacte sera fournie. L'analyse sismique, faciès et géométrie, des corps sédimentaires intègre les résultats obtenus lors de l'étude bathymétrique.

2.1. Faciès sismiques

Les faciès sismiques ont été classifiés en utilisant la méthodologie de Nely et al. (1985). Cinq faciès ont été identifiés : (1) le faciès lité continu, (2) le faciès lité continu à discontinu plus transparent, (3) le faciès chaotique (4) le faciès chaotique à hyperboles et (5) le faciès

transparent (*Figure IV-16*). Le faciès lité continu est caractérisé par des réflecteurs à forte amplitude qui peuvent être parallèles ou qui convergent en se biseautant rapidement. Le faciès lité continu à discontinu plus transparent est caractérisé par des réflecteurs de faible amplitude. Le faciès chaotique est caractérisé par des réflecteurs très discontinus d'orientation très variée et à forte amplitude généralement.

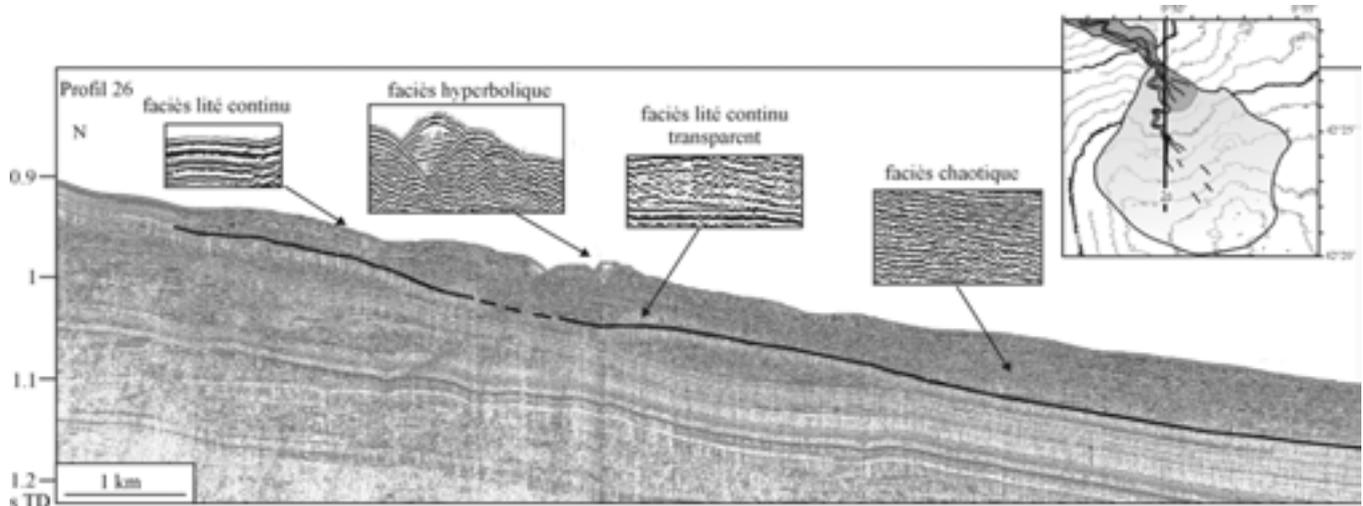


Figure IV-13. Profil sismique montrant les faciès sismiques observés sur la marge du Golo.

2.2. Géométries internes des corps sédimentaires

Le tracé des limites des corps sédimentaires est possible grâce à la reconnaissance aisée sur les données sparker des configurations sismiques suivantes : configuration de canyon avec un caractère érosif et un faciès chaotique à la base, configuration de levées avec des bombements latéraux des flancs des chenaux et composé du faciès lité continu divergent, configuration de chenal avec les faciès à hyperboles et chaotique pour le fond du chenal, configuration de lobe avec des formes lenticulaires et bombées à faciès chaotique au débouché des chenaux. La base de notre étude correspond à la limite de pénétration de la sismique sparker et est matérialisée par le réflecteur A dans la suite de ce mémoire.

En face du fleuve Golo, le **plateau continental** est caractérisé par un faciès lité continu parallèle de forte amplitude et fréquence (*Figure IV-14-b*). Des dépôts en forme de monticule ainsi que des surfaces érosives sont observés. Ces surfaces sont drapées par les dépôts plus jeunes. Des prismes progradants sont clairement identifiés (*Figure IV-14-a*). **La partie sud du plateau continental** est caractérisée par une vallée sous-marine : Alesani (*Figure IV-2*). Nous disposons de peu de données bathymétriques et sismiques dans cette zone. Toutefois, les données sismiques montrent clairement que cette vallée correspond en fait à **deux loupes de glissements**. Les glissements sont caractérisés par un faciès sismique transparent et se déposent jusque dans la partie SW du bassin du Golo (isobathe 800 m) au Sud du lobe récent du Golo Sud.

Des vallées incisées sont observées seulement en face des canyons (*Figure IV-14-c*). Elles correspondent à de larges gouttières (500 m au minimum) qui incisent le plateau sur plus de 35 m. A l'intérieur de ces vallées, de nombreux réflecteurs de forte amplitude sont observés. Ces réflecteurs matérialisent des paléo-vallées successives et suggèrent un remplissage progressif.

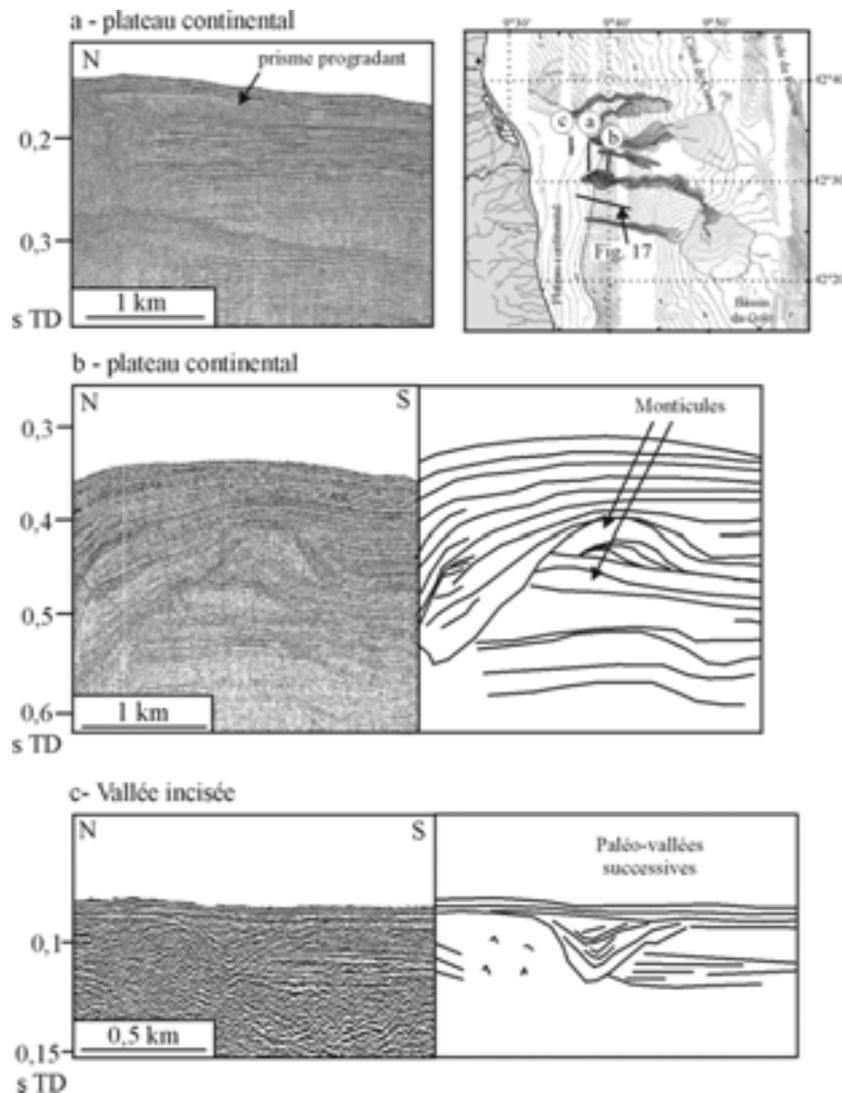


Figure IV-14. Exemple de profils sismiques montrant les géométries du plateau continental et des vallées incisées.

La limite plateau-pente montre des prismes progradant très bien développés et composés de réflecteurs sigmoïdes orientés vers le bassin (*Figure IV-15*). La surface basale est caractérisée par des terminaisons en *onlap*, et la supérieure par des terminaisons en *onlap*. Les réflecteurs sigmoïdes convergent vers le bassin. Deux configurations internes sismiques sont différenciées : (1) des configurations progradantes inférieure et supérieure caractérisées par des sigmoïdes obliques et (2) une configuration chaotique au centre. Le premier prisme progradant sur le rebord du plateau peut être décrit en quatre unités (*Figure IV-15*) : 1 – un

ensemble de cliniformes, 2 – une unité majeure chaotique se terminant en cliniformes, 3 – une unité mineure chaotique à cliniformes, 4 – et une unité masquée par l'écho de la surface. La base de notre étude (réflecteur A) se situe juste en dessous ou dans le premier prisme progradant sur le plateau (*Figure IV-15*).

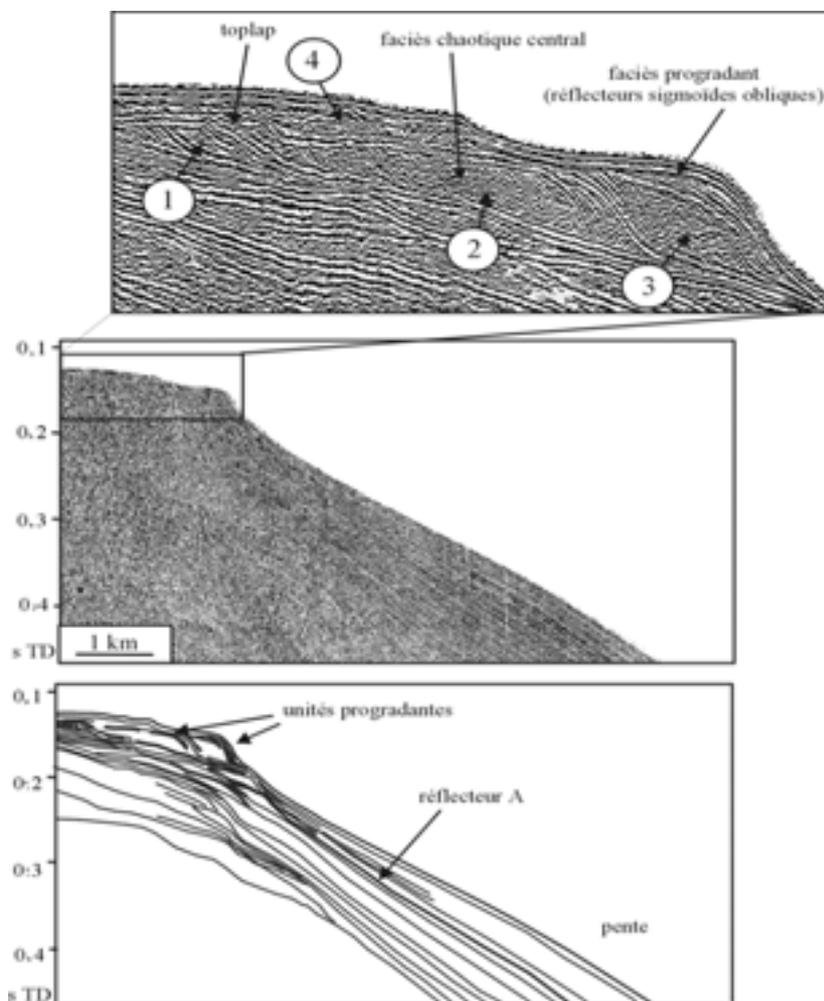


Figure IV-15. Profil sismique 29 (voir Figure IV-14 pour la localisation) montrant la géométrie interne du premier prisme du rebord du plateau et les quatre unités décrites dans le texte.

Les interfлуves sont caractérisés par de nombreuses surfaces en *onlap* (*Figure IV-15*). Les réflecteurs lités continus divergent vers le bassin, de 20 ms (16 m) de la rupture du plateau à plus de 200 ms (160 m) dans le bassin.

Comme nous l'avons précédemment décrit, deux types de **vallées sous-marines** sont observées : de larges canyons qui incisent profondément le plateau au droit des quatre éventails et des ravines étroites qui incisent le rebord du plateau au droit des dépôts du Pineto et du Fium Alto. La transition canyon-chenal des éventails est fixée à partir du moment où

l'on observe un caractère constructif au niveau des flancs des chenaux. La présence de terrasses, comme nous l'avons vu précédemment n'étant pas un critère utilisable.

Le fond **des canyons qui incisent le plateau** est caractérisé par un faciès chaotique (*Figure IV-16*). Les flancs des canyons sont caractérisés par une forte érosion. Les réflecteurs lités continus parallèles du plateau sont tronqués près des canyons. La localisation des canyons est relativement stable au cours du temps. Les terrasses identifiées sur la carte bathymétrique ombrée (*Figure IV-2*), sont caractérisées dans quelques cas par des réflecteurs lités continus divergents (*canyon du Golo Sud, profil 3 sur la Figure IV-16*).

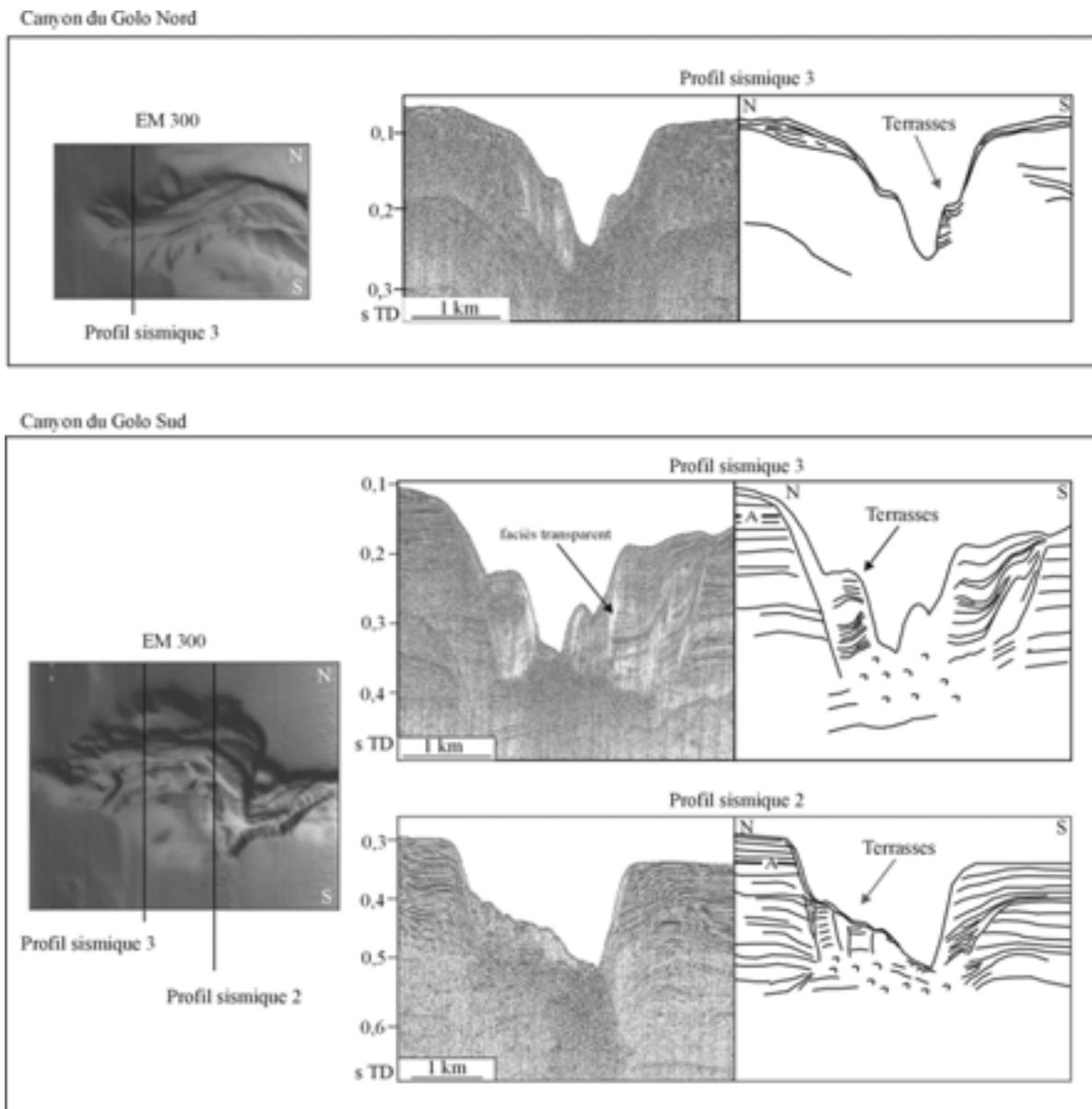


Figure IV-16. Profils sismiques illustrant la géométrie interne des canyons du Golo Sud et du Golo Nord replacés sur des détails de la carte bathymétrique ombrée. La base de l'étude dans le bassin (réflecteur A) est définie sur la Figure IV-20.

A l'inverse des terrasses sont caractérisées par des réflecteurs lités continus parallèles et un faciès transparent (Figure IV-16). Des signes de glissement peuvent y être observés (*réflecteurs perturbés sur le flanc sud du canyon du Golo Sud, profil 3 sur la Figure IV-16*). Les réflecteurs de ces terrasses ne peuvent être directement reliés à ceux du plateau.

Les ravines qui incisent uniquement le rebord du plateau ne sont pas caractérisées par un faciès chaotique ou des terrasses (Figure IV-17-a). Elles ne présentent pas les caractéristiques précédemment décrites. Elles sont très érosives. Elles passent directement à des lobes sur la pente (Figure IV-17-b).

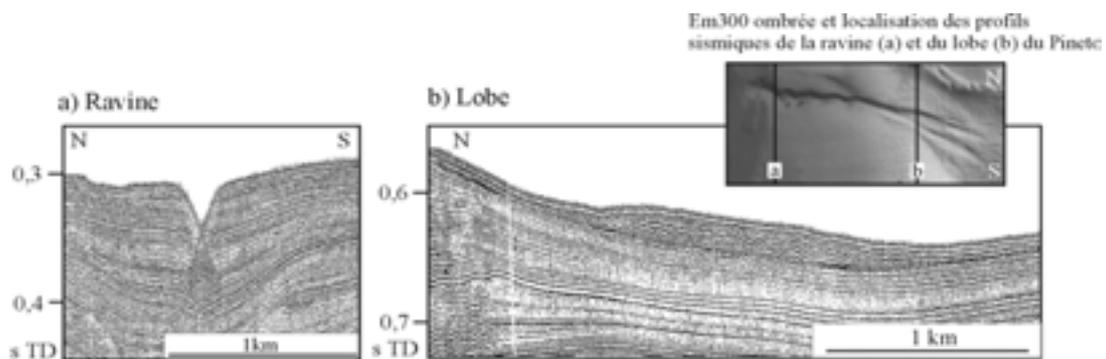


Figure IV-17. Profils sismiques et zoom de la carte bathymétrique ombrée montrant les caractéristiques de la ravine et du lobe (type 3) du Pineto.

Toutefois, des levées très frustes peuvent être observées (Figure IV-18) et marqueraient ainsi la limite entre une ravine amont et une ravine-chenal aval moins érosives. Les ravines observées sur la pente à proximité de la ravine du Fium Alto sont profondes de quelques mètres (maximum de 10 m).

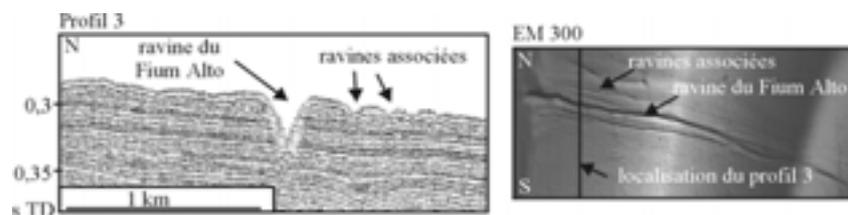


Figure IV-18. Profil sismique et détail de la carte bathymétrique ombrée montrant les caractéristiques de la ravine du Fium Alto

Deux types de **complexes chenal-levées** sont observés à l'intérieur du système du Golo : (1) de larges et profonds chenaux avec des levées bien développées (Figure IV-19-d et -g) et (2) des chenaux peu profonds avec peu ou pas de levées (Figure IV-19-a, -e et -f).

Les fonds des chenaux de type (1) sont caractérisés par un faciès chaotique. Leur base et leur forme sont souvent difficiles à déterminer en raison de l'empilement vertical de ces faciès qui indique plusieurs intervalles de construction (*Figure IV-19-d et -g*). Les levées sont caractérisées par un faciès lité continu divergent. Des processus d'érosion et d'aggradation caractérisent respectivement le fond et les flancs des chenaux. Des réflecteurs de forte amplitude (HARPs) sont observés à la base de certains chenaux (*Figure IV-19*). Des terrasses plus ou moins nombreuses sont observées sur les flancs des chenaux. Elles sont caractérisées par un faciès lité continu légèrement divergent (*Figure IV-19-d et Figure IV-20*).

Les chenaux de type (2) sont moins profonds avec peu ou pas de levées. Ils sont caractérisés par des sections en U ou en V (*Figure IV-19-a, -e et -f*). Leurs fond et flancs sont souvent caractérisés par un faciès lité continu parallèle (*Figure IV-20-c*). Les processus d'aggradation sont quelquefois plus importants sur les flancs. Dans quelques cas, le fond est caractérisé par du faciès chaotique. Quelques chenaux correspondent à un ancien chenal érosionnel qui est devenu inactif et a été comblé par du faciès lité continu (*Figure IV-19-e et Figure IV-20-a*). D'autres sont comblés par les dépôts de lobe postérieurs (*Figure IV-19-a, Figure IV-20-a*).

Trois types de lobes sont observés: (1) des lobes épais de forme radiale (70 km² de superficie pour une épaisseur généralement supérieure à 50 m) caractérisés par une organisation interne (*type 1, Figure IV-21*), (2) des lobes moins épais et de forme allongée caractérisés par une configuration interne peu organisée (*type 2 sur la Figure IV-19*) et (3) des lobes caractérisés par une configuration interne sigmoïdale (*type 3, Figure IV-17*).

Les lobes de type 1 et 2 sont caractérisés par un faciès chaotique avec quelques réflecteurs lités continus. Des terminaisons en *onlap* sont observées sur les surfaces basales et des terminaisons en *onlap* sur les surfaces sommitales.

Ces lobes présentent *une partie proximale* de forme bombée caractérisée par un faciès chaotique (*Figure IV-20-a et Figure IV-21-c*). Quelques réflecteurs continus et de nombreuses surfaces internes avec des terminaisons en *onlap*, *onlap* et *onlap* sont visibles (*Figure IV-21-c*). Plusieurs unités internes sont facilement identifiables à l'intérieur des grands lobes (*type 1*) suggérant une organisation interne (*Figure IV-21-c*). Pour les petits lobes (*type 2*), cette configuration proximale représente la majeure partie de la structure du lobe. Quelques unités internes de dépôt peuvent être observées mais elles sont moins organisées et très difficiles à pointer. Le faciès chaotique passe latéralement de façon abrupte au faciès lité continu. Des petits chenaux sont souvent actifs à la surface des lobes (*Figure IV-20-b et -c et Figure IV-21-b*). Des petits chenaux comblés peuvent être observés à leur base (*Figure IV-19-a et -b*) ou à leur surface (*Figure IV-20-b*).

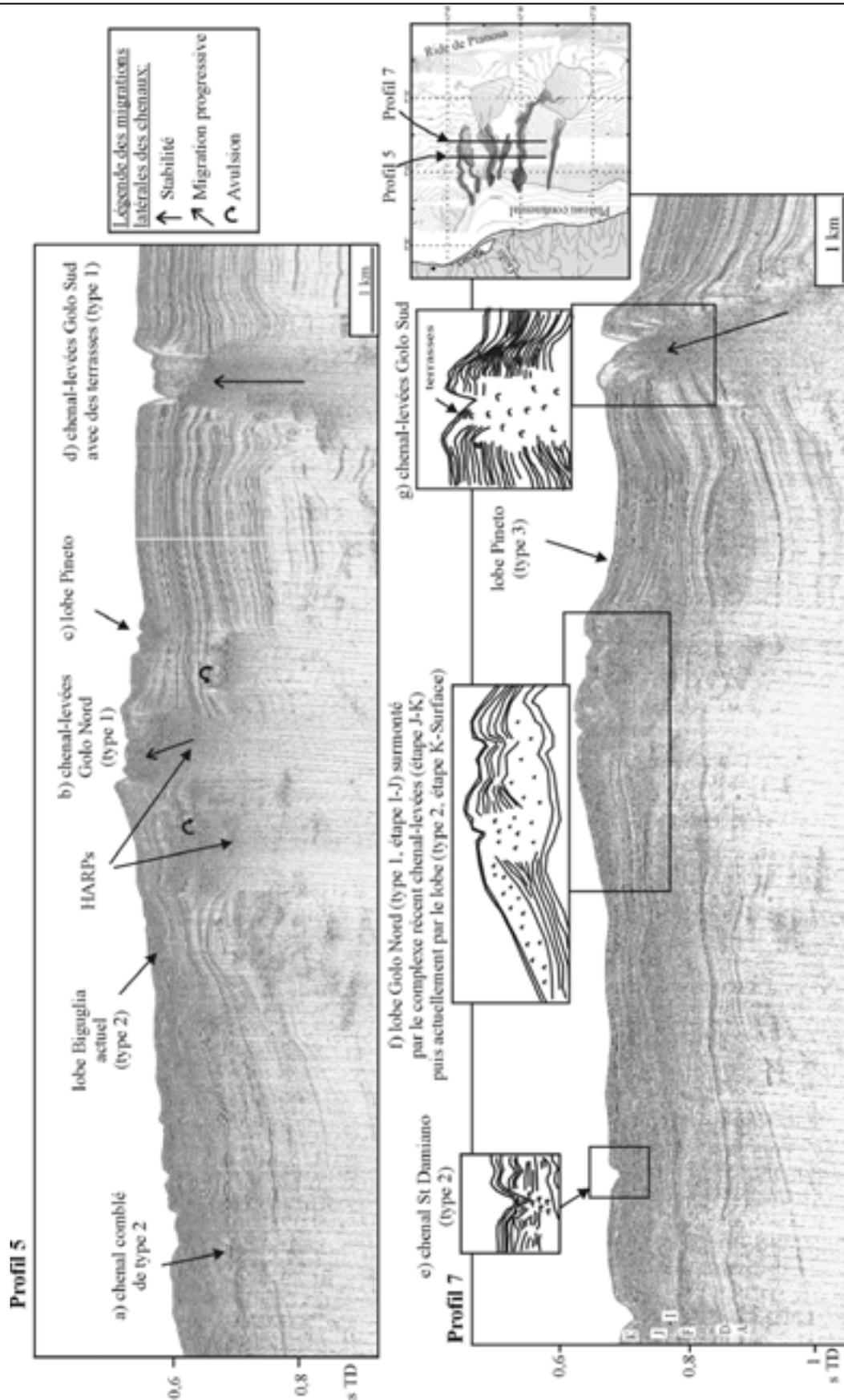


Figure IV-19. Profils sismiques illustrant les géométries et les migrations latérales observées sur les chenaux du système du Golo. Les lettres correspondent aux réflecteurs régionaux définis sur la Figure IV-20.

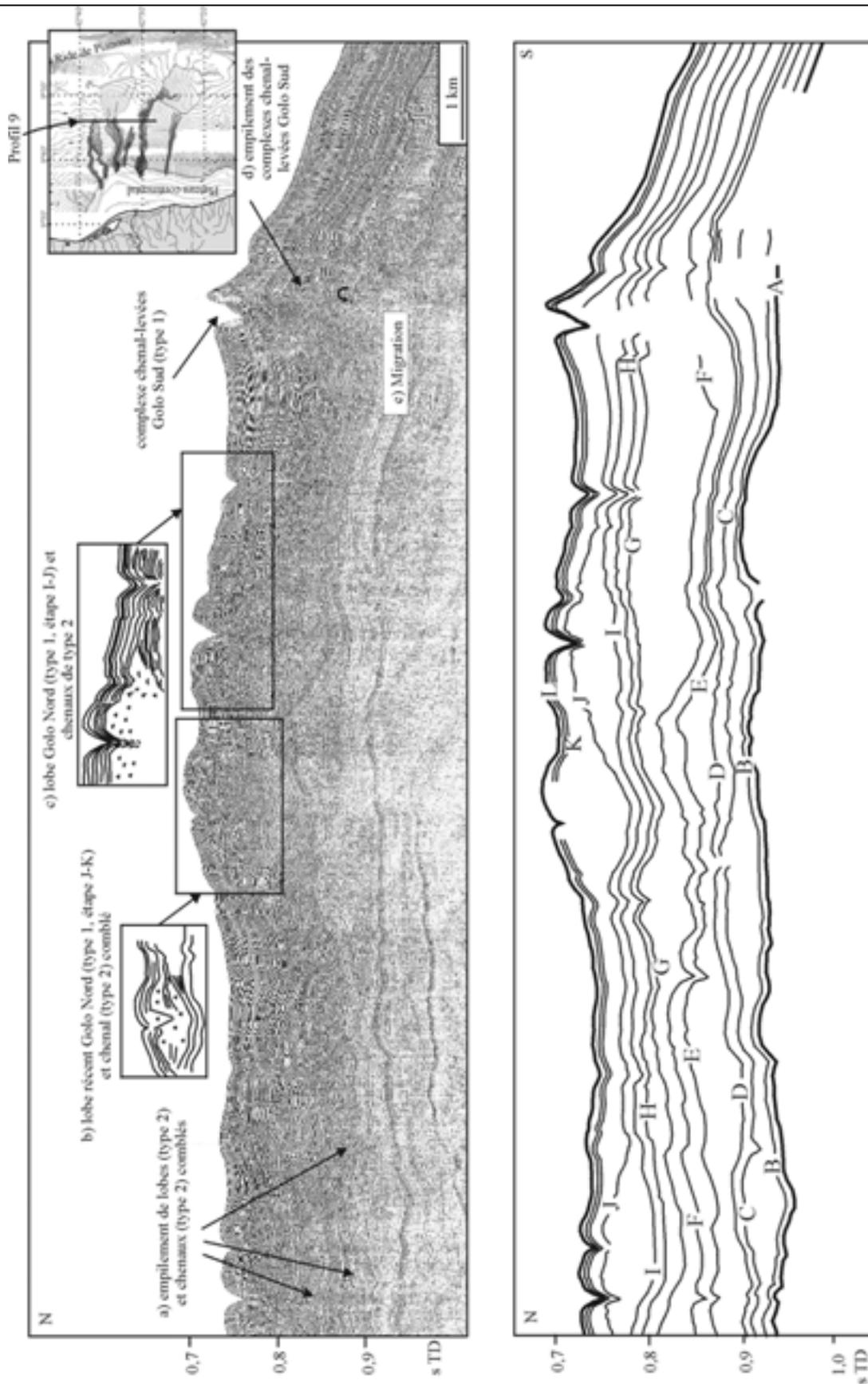


Figure IV-20. Profil sismique 9 montrant les géométries des corps sédimentaires du système du Golo et les 11 réflecteurs régionaux (du réflecteur A à la surface). Ces réflecteurs définissent les intervalles de construction de la marge des Figure IV-29 et Figure IV-30.

Cette partie proximale passe en aval à *une partie distale* de forme aplatie (*Figure IV-21-b*). Cette partie est essentiellement caractérisée par des réflecteurs lités continus caractérisés par des terminaisons en *onlap*. Le passage latéral au faciès lité continu plus ou moins transparent est progressif en comparaison des passages latéraux décrits pour leur partie proximale. Cette configuration est plus développée pour les grands lobes (type 1).

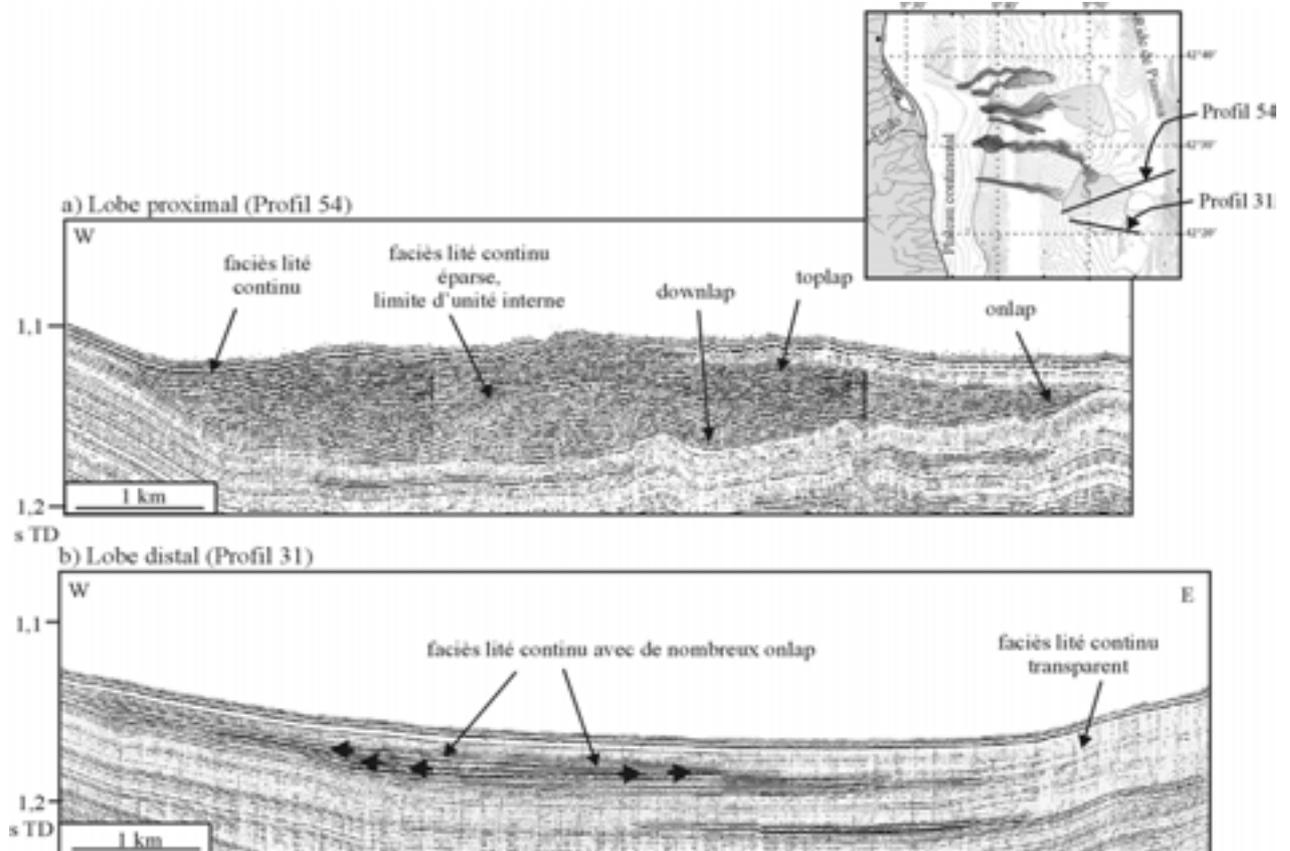


Figure IV-21. Profils sismiques illustrant l'évolution des géométries du lobe du Golo Sud.

Les lobes de type 3 sont caractérisés par une faible épaisseur et superficie (maximum de 13 m et 9 km²) et une forme allongée. Leur structure interne est caractérisée par un faciès chaotique organisé en réflecteurs obliques (sigmoïdes) progradants suggérant un dépôt du Sud vers le Nord (*Figure IV-17-b*).

La comparaison de ces trois types de lobes ainsi que la structure interne détaillée d'un grand lobe de forte épaisseur (type 1) constitue une partie importante de ce travail. Un chapitre à part entière y est consacré (Chapitre VI).

La ride de Pianosa est caractérisée, en haut de pente, par la présence d'un seul prisme progradant sur le rebord du plateau et un faciès lité continu qui divergent vers le bassin. La pente est caractérisée par des valeurs plus importantes (11 %) que celles de la pente continentale Corse (3 %).

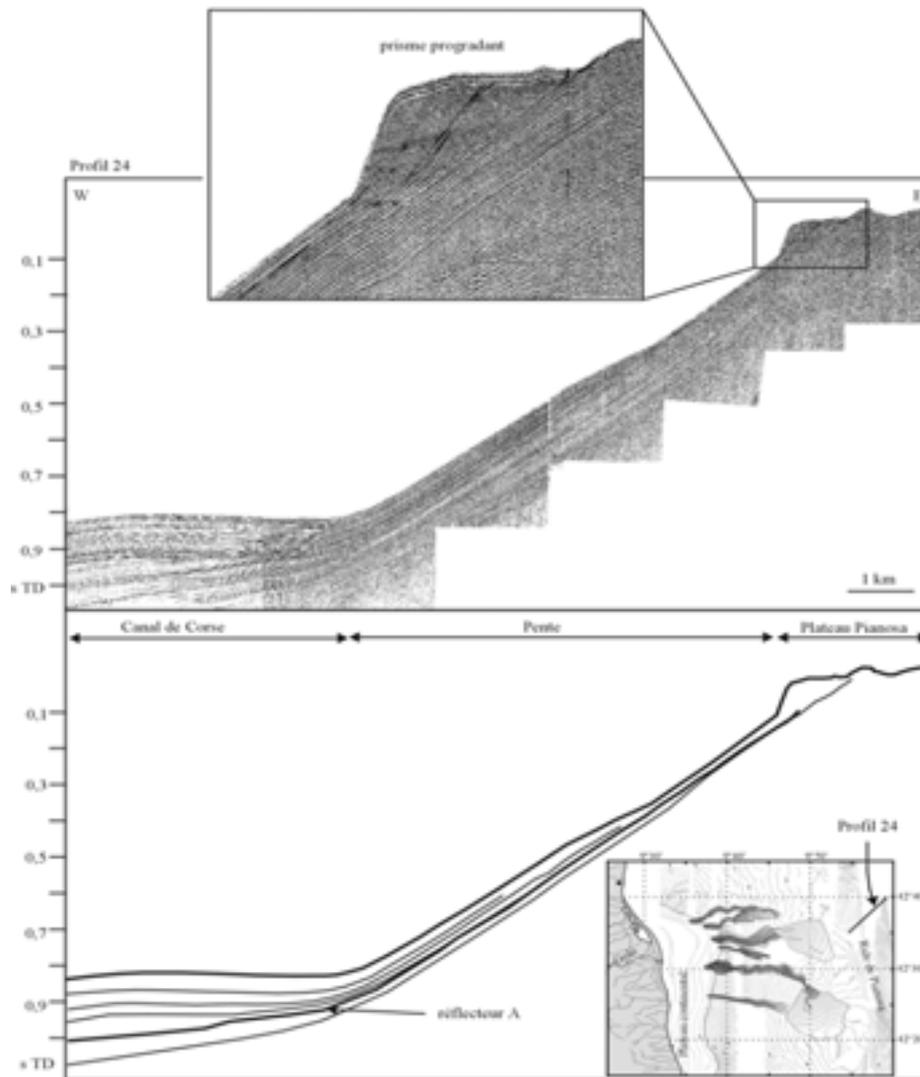


Figure IV-22. Profil sismique illustrant la géométrie interne de la ride de Pianosa.

2.3. Distribution des corps sédimentaires

2.3.1. Migrations longitudinales et latérales des corps sédimentaires

L'ensemble des observations est regroupé sur la Figure IV-23.

Les canyons, qui incisent le plateau (Figure IV-23-a) alimentent sur le haut de pente **des complexes chenal-levées bien développés** (type 1) (Figure IV-23-b). Ces complexes peuvent être séparés en deux parties (Figure IV-23-b): une partie amont relativement rectiligne et stable et une partie aval caractérisée par des méandres et des migrations latérales progressives ou par avulsion. Les chenaux stables sont caractérisés par l'empilement vertical de corps et il est difficile de déterminer le fond du chenal. Les migrations progressives sont caractérisées par un empilement vertical des complexes qui se décalent petit à petit au cours du temps. Il y a continuité du faciès chaotique caractérisant le fond des chenaux (Figure IV-19-b et -g).

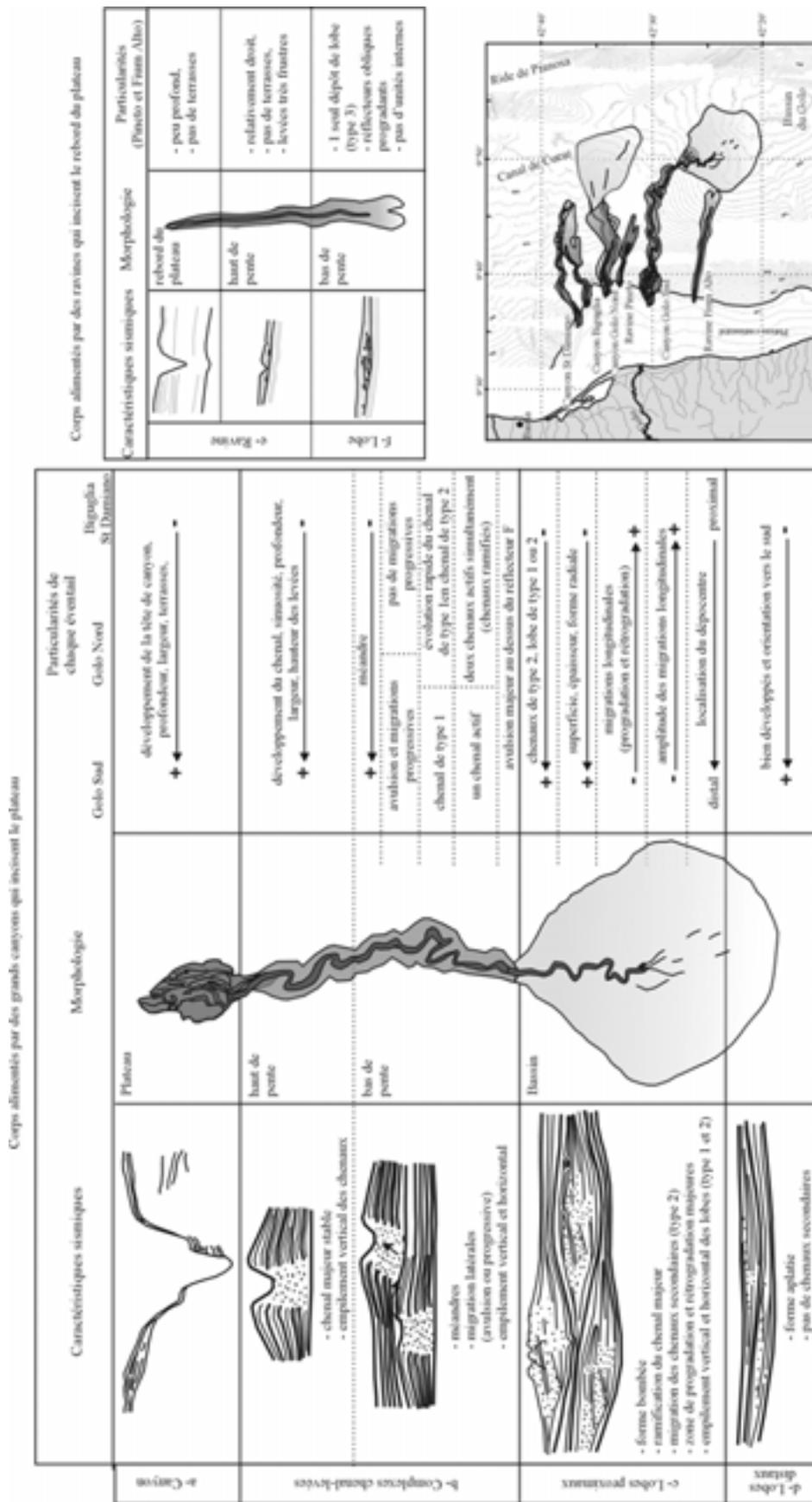
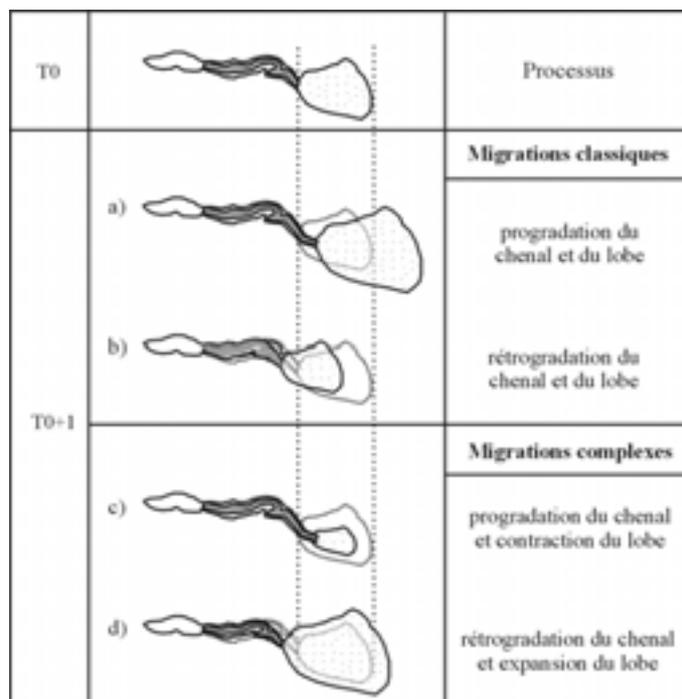


Figure IV-23. Evolution des configurations sismiques, schémas montrant les tailles, formes et assemblages des corps du système du Golo.

Lors de migrations brutales par avulsion, il n'y a pas de continuité au niveau des fonds de chenaux (*Figure IV-19-b et Figure IV-20-e*). Ces complexes chenal-levées bien développés (type 1) peuvent évoluer plus ou moins rapidement en petits chenaux de type 2 (*Figure IV-19-e*).

Ces complexes passent dans le bassin, plus ou moins profondément, aux dépôts de forme bombée **des lobes proximaux** de type 1 ou 2 (*Figure IV-23-c*). Des petits chenaux de type 2 peuvent être observés sur le sommet de ces lobes. Ils correspondent dans ce cas à des ramifications du chenal majeur amont. Les dépôts de lobes sont empilés à la fois verticalement et horizontalement. Ces lobes proximaux passent plus en aval **aux lobes distaux** caractérisés par des formes aplaties (*Figure IV-23-d*).

Suivant le type d'éventail et le temps, tous ces corps sont caractérisés par **des migrations longitudinales** plus ou moins complexes et importantes. Des exemples sont montrés sur les *Figure IV-19-f et Figure IV-20-a*. Les progradations sont caractérisées par le dépôt d'un nouveau complexe chenal-levées sur un dépôt de lobe. Ces chenaux peuvent être bien développés (type 1, *Figure IV-19-f*) ou petits (type 2, *Figure IV-20-a et -b*). Les rétrogradations sont caractérisées par le remplissage d'un chenal par un dépôt de lobe (*Figure IV-19-f*) ou par un drapage hémipélagique (*Figure IV-20-b*). Toutefois il est nécessaire de connaître l'environnement en amont car un remplissage hémipélagique peut signifier soit une rétrogradation, soit une période d'inactivité du système, soit encore une migration latérale qui engendre l'abandon de l'ancien chenal. La migration latérale pourra alors être associée à une progradation ou rétrogradation du chenal et/ou du lobe. Dans le cas de la *Figure IV-19-f*, la progradation du chenal est associée à une expansion du lobe. Nous avons ainsi pu définir quatre types de migrations longitudinales (*Figure IV-24*). Les migrations « classiques » correspondent à une



progradation ou rétrogradation du chenal et du lobe. Les migrations complexes correspondent (1) à une progradation du chenal associée à une contraction du lobe et (2) une rétrogradation du chenal associée à une expansion du lobe.

Figure IV-24. Migrations longitudinales décrites dans le système du Golo. Le temps T₀ correspond à la sédimentation préexistante (extension des dépôts de chenal et de lobe), le temps T₀₊₁ correspond aux dépôts suivants.

En revanche, les ravines du Pineto et du Fium Alto ne sont pas caractérisées par des migrations car elles alimentent **un seul petit lobe** (type 3) sur la pente ou en bas de pente (Figure IV-23-e et -f et Figure IV-25).

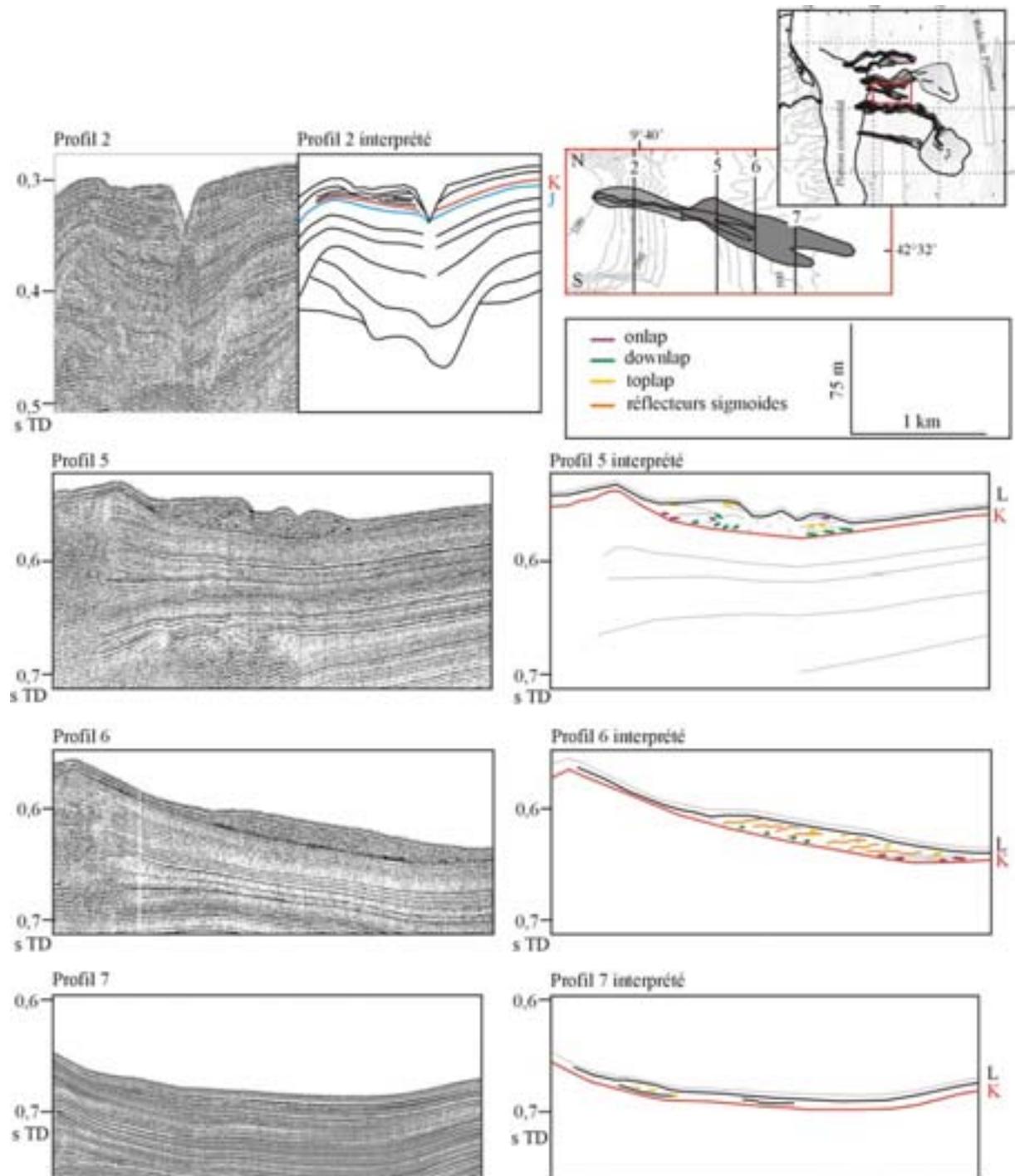


Figure IV-25. Evolution longitudinale des corps sédimentaires, du canyon du Pineto jusqu'au lobe. Les lettres K et L définissent des réflecteurs régionaux (Figure IV-20).

2.3.2. Particularités observées pour les quatre éventails du système du Golo

Globalement les quatre éventails du système du Golo montrent l'ensemble des caractéristiques précédemment décrites. Dans le détail, chaque éventail présente des particularités qui sont détaillées sur la *Figure IV-23*.

Le canyon du Golo Sud est le seul de la marge à être caractérisé par une tête de canyon bien individualisée (*Figure IV-26-a*). L'éventail du Golo Sud est caractérisé par un complexe chenal-levées le mieux développé de la marge au niveau de la profondeur, de la longueur, de la largeur, de la sinuosité, et de la présence de terrasses (*Figure IV-6 et Figure IV-26-b*). Des migrations latérales progressives et brutales y sont observées. Cet éventail est essentiellement caractérisé par l'empilement de lobes de type 1 dans le bassin (lobe épais, de forme radiale et organisation interne) (*Figure IV-26-c et -d*). Les migrations longitudinales sont de peu d'extension en comparaison avec les autres éventails. Les progradations ou rétrogradations du chenal et/ou du lobe sont faibles. Les lobes restent localisés dans la partie profonde du bassin.

L'éventail du Golo Nord est actuellement caractérisé par un complexe chenal-levées peu développé et un lobe de type 2 (lobe peu épais, de forme allongée avec peu d'organisation interne) (*intervalle K-surface sur les profils 6 et 8 sur la Figure IV-27*). Il semble donc très différent de l'éventail du Golo Sud. Toutefois, durant la période de temps étudiée, l'éventail du Golo Nord peut être comparé avec l'éventail du Golo Sud, car il est souvent caractérisé par un complexe chenal-levées bien développé et des lobes de type 1 (*intervalle J-K sur la Figure IV-27*). Actuellement, l'éventail du Golo Nord est caractérisé par une rétrogradation générale des dépôts (chenal et lobe). Des migrations longitudinales (classiques ou complexes) importantes peuvent y être observées mais généralement la sédimentation est caractérisée par un empilement de lobes dans le bassin, comme observé pour le Golo Sud. Des migrations latérales progressives et brutales y sont décrites.

Les éventails du Biguglia et du St Damiano sont essentiellement caractérisés par des complexes chenal-levées peu développés et des lobes de type 2 déposés dans la partie proximale du bassin, bien qu'ils puissent occasionnellement développer des lobes de type 1. Les migrations longitudinales sont importantes, par exemple, rétrogradation jusqu'en bas de pente lors du dépôt d'un petit lobe de type 2 après le dépôt d'un lobe de type 1 dans le bassin. Seules des migrations par avulsions sont observées pour ces deux éventails.

Ainsi du Sud vers le Nord de la marge, **il existe un continuum des morphologies et géométries** avec : (1) diminution de la profondeur et de la largeur des canyons, (2) diminution de la profondeur, longueur, largeur, et sinuosité des chenaux, (3) diminution de la hauteur des levées et de leur extension, et (4) diminution de la taille et épaisseur des lobes, avec passages de formes essentiellement radiales à des formes allongées.

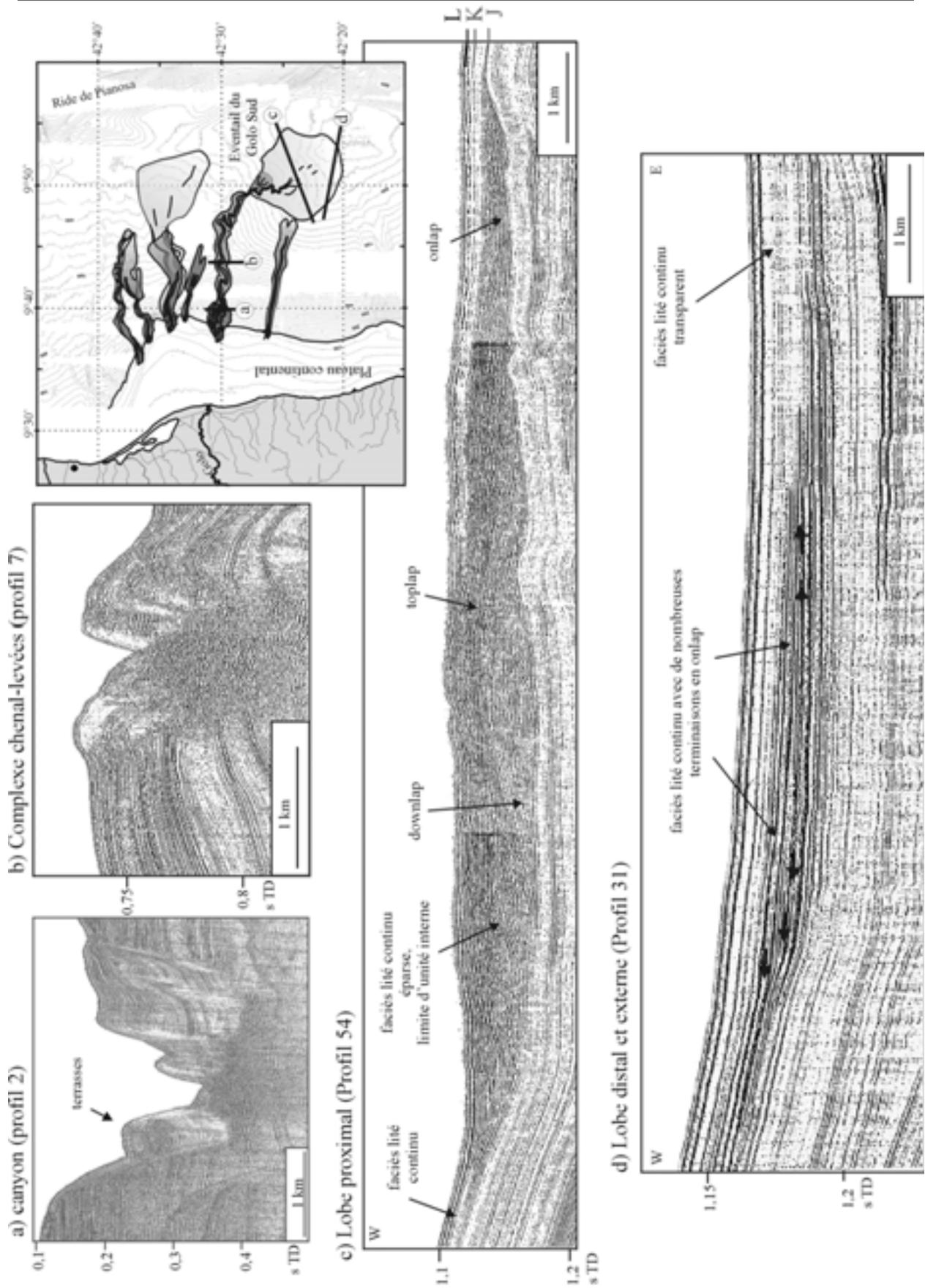


Figure IV-26. Evolution longitudinale des corps sédimentaires du canyon jusqu'au lobe du Golo Sud. Les lettres définissent des réflecteurs régionaux (Figure IV-20). Attention aux variations des échelles horizontales et verticales.

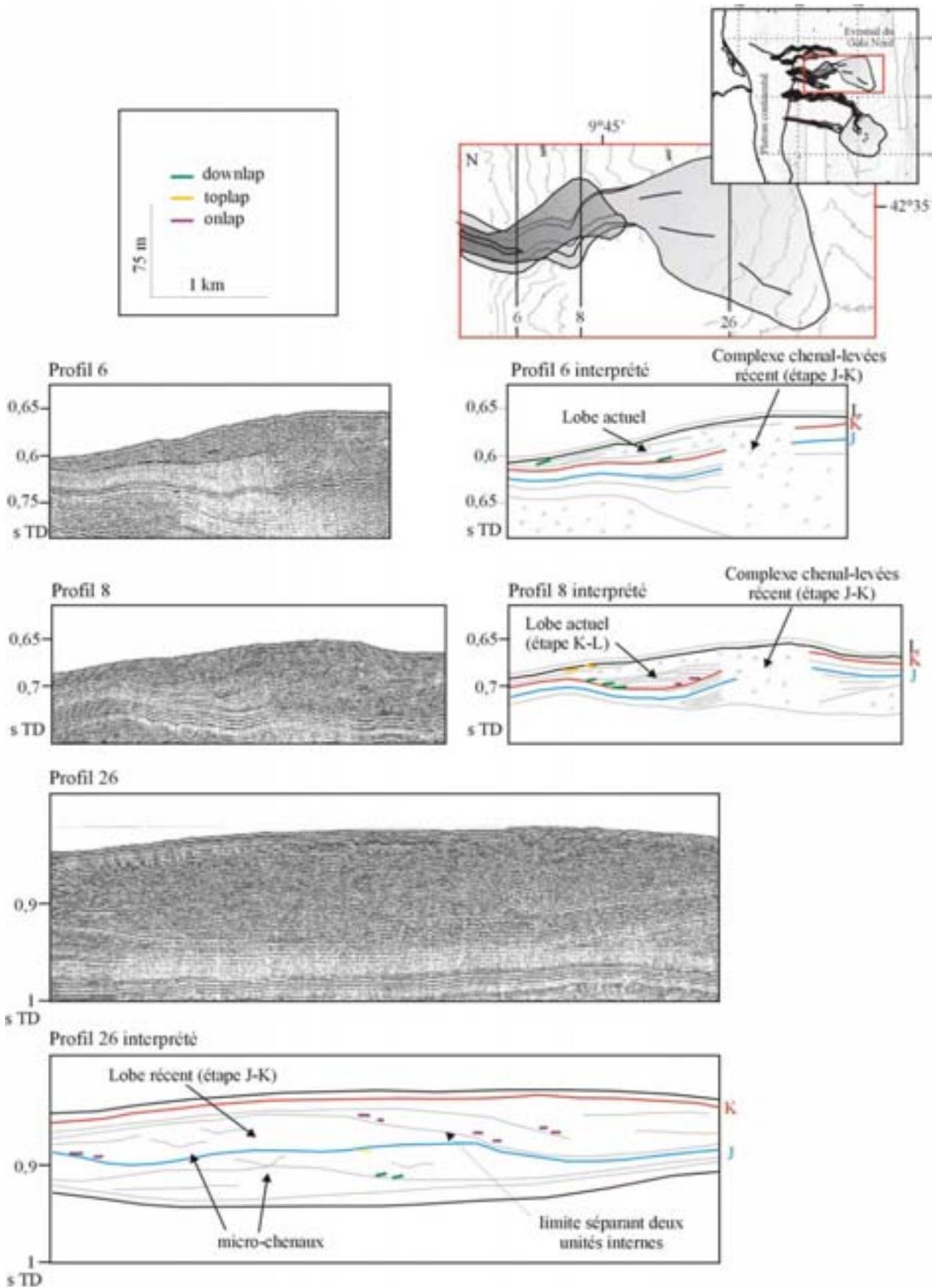


Figure IV-27. Evolution longitudinale des corps sédimentaires de l'éventail du Golo Nord. Les lettres définissent des réflecteurs régionaux (Figure IV-20).

2.4. Evolution paléogéographique du système du Golo

La sédimentation dans le système du Golo est caractérisée **par l'empilement vertical et horizontal des corps sédimentaires** plutôt qu'un étalement des corps. Ces corps sédimentaires (complexes chenal-levées et lobes) séparés par des niveaux à faciès lité continu (*Figure IV-20*).

Au regard de la complexité de la sédimentation, **11 réflecteurs ont été pointés à partir de changements majeurs dans les faciès ou dans les configurations sismiques** (*Figure IV-20*). L'intervalle L-Surface représente un drapage homogène d'épaisseur inférieure à 6 ms. Ce drapage est caractérisé par un faciès lité continu à forte fréquence qui recouvre tout le système du Golo.

Ces 11 réflecteurs représentent la sédimentation du Quaternaire terminal dans le système du Golo. Chaque intervalle a été cartographié en terme de paléo-faciès et en terme d'épaisseur des dépôts (carte isopaque) (*Figure IV-29 et Figure IV-30*).

L'ensemble de ces données nous a permis de caractériser de façon très précise la sédimentation de la marge du Golo sur les 200 premiers mètres et **de proposer une nouvelle carte de la sédimentation du système du Golo** (*Figure IV-28*).

La sédimentation actuelle est définie comme la dernière phase d'activité turbiditique enregistrée sur le système du Golo (*intervalle K-L sur la Figure IV-20*) et la sédimentation récente caractérise la phase précédente plus ancienne (*intervalle J-K sur la Figure IV-20*). L'étape I-J plus ancienne est également reportée. Ces trois étapes sont représentées car elles sont caractéristiques de la sédimentation du Golo pour la période de temps étudiée.

En effet, **quatre modèles (environnements ?) de dépôt caractérisent la sédimentation** au Quaternaire terminal dans le système du Golo (*Figure IV-29*).

Le premier modèle est caractérisé par une sédimentation hémipélagique (*Figure IV-29-a*).

Le second correspond au dépôt de lobes à forme allongée, de faible épaisseur et localisé dans la partie proximale du bassin (*lobe de type 2 et 3, Figure IV-29-b*). Ce modèle caractérise des périodes de moindre activité turbiditique du système du Golo.

Le troisième modèle, intermédiaire, correspond au dépôt de lobes larges mais peu épais localisés en position médiane dans le bassin (*Figure IV-29-c*). Ce modèle caractérise des périodes d'activité turbiditique intermédiaires. Il est observé pour les quatre éventails du système du Golo.

Le quatrième modèle correspond au dépôt des grands lobes. Ils sont caractérisés par des formes radiales, de fortes épaisseurs et sont localisés essentiellement dans la partie distale du bassin (*lobe de type 1, Figure IV-29-d*). Ce modèle caractérise des périodes de forte activité turbiditique. Ce modèle est uniquement observé pour les éventails du Golo Sud et du Golo Nord.

L'ensemble de la sédimentation étudiée est caractérisé par une alternance de ces modèles (*Figure IV-30*).

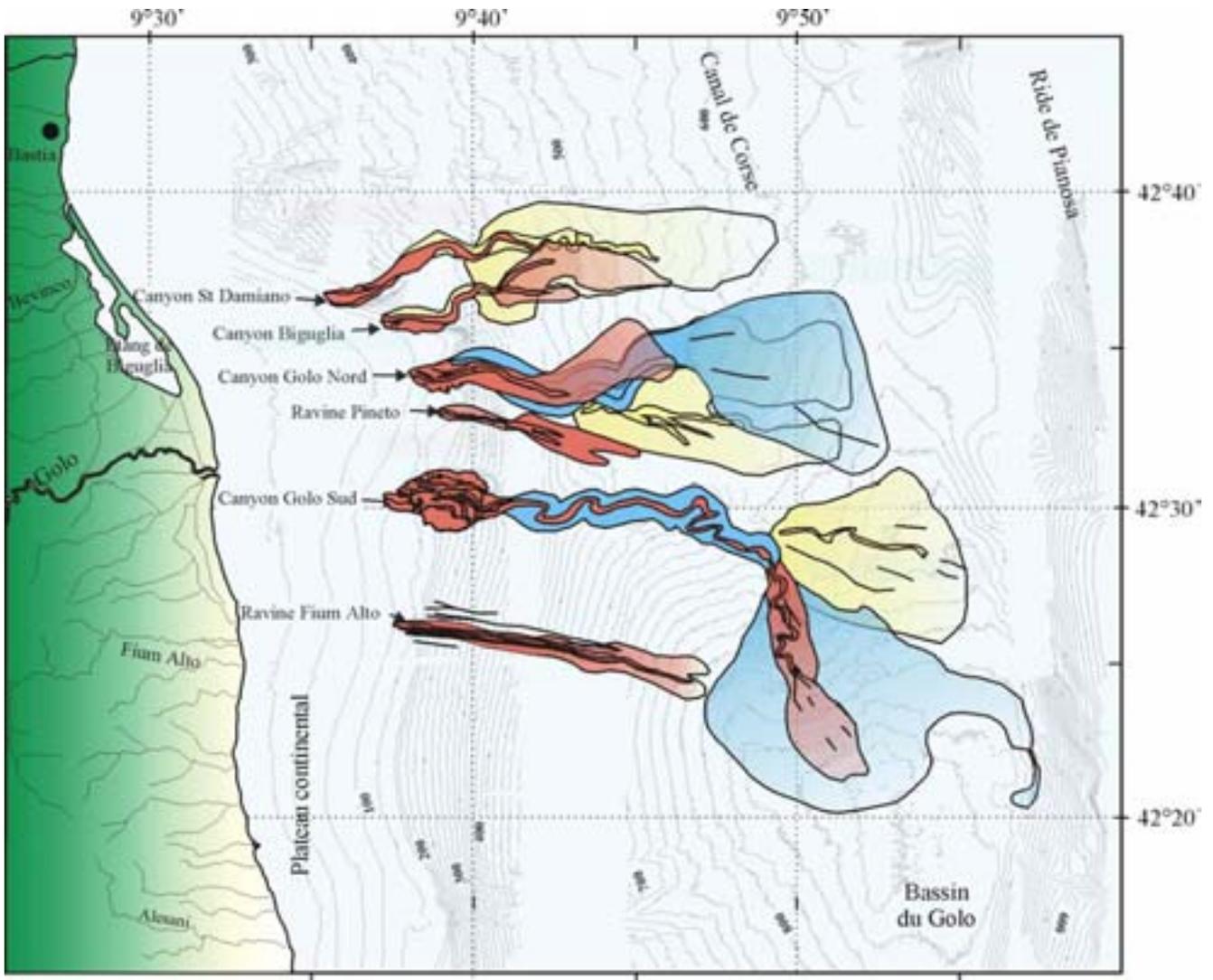


Figure IV-28. Carte montrant les dernières étapes de construction de la marge du Golo basée sur l'analyse sismique et bathymétrique. La marge à l'embouchure du fleuve Golo est donc composée du système du Golo (les éventails du Golo Sud, du Golo Nord, du Biguglia et du St Damiano et les dépôts du Pineto et du Fium Alto sur la pente. La sédimentation actuelle (étape K-L) est représentée en rouge, la récente en bleue (étape J-K) et la plus ancienne en jaune (étape I-J).

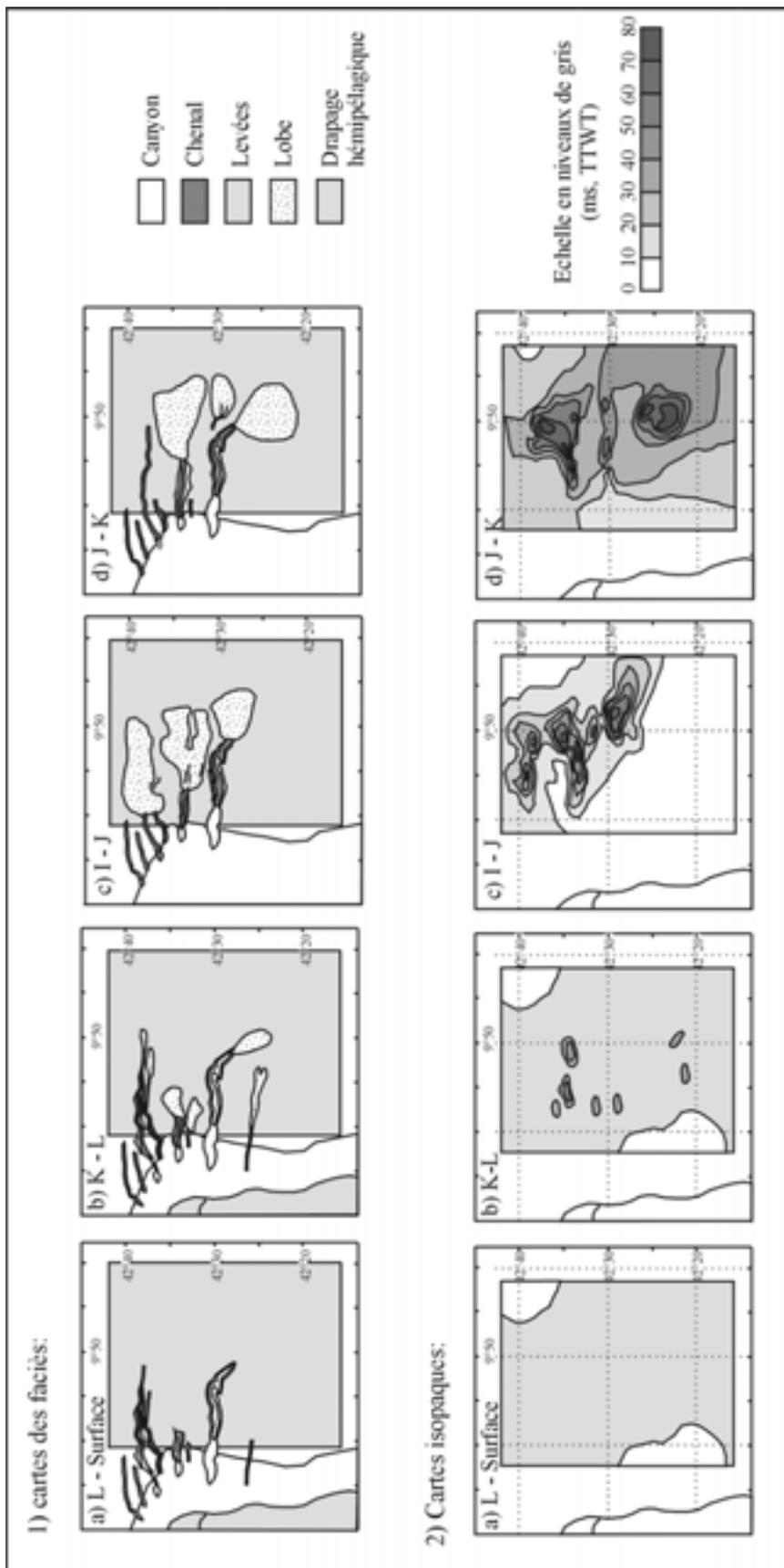


Figure IV-29. Définition des quatre modèles de sédimentation observés sur le système du Golo (les réflecteurs sont définies sur la Figure IV-20) : (1) cartes des faciès et (2) cartes des isopaques.

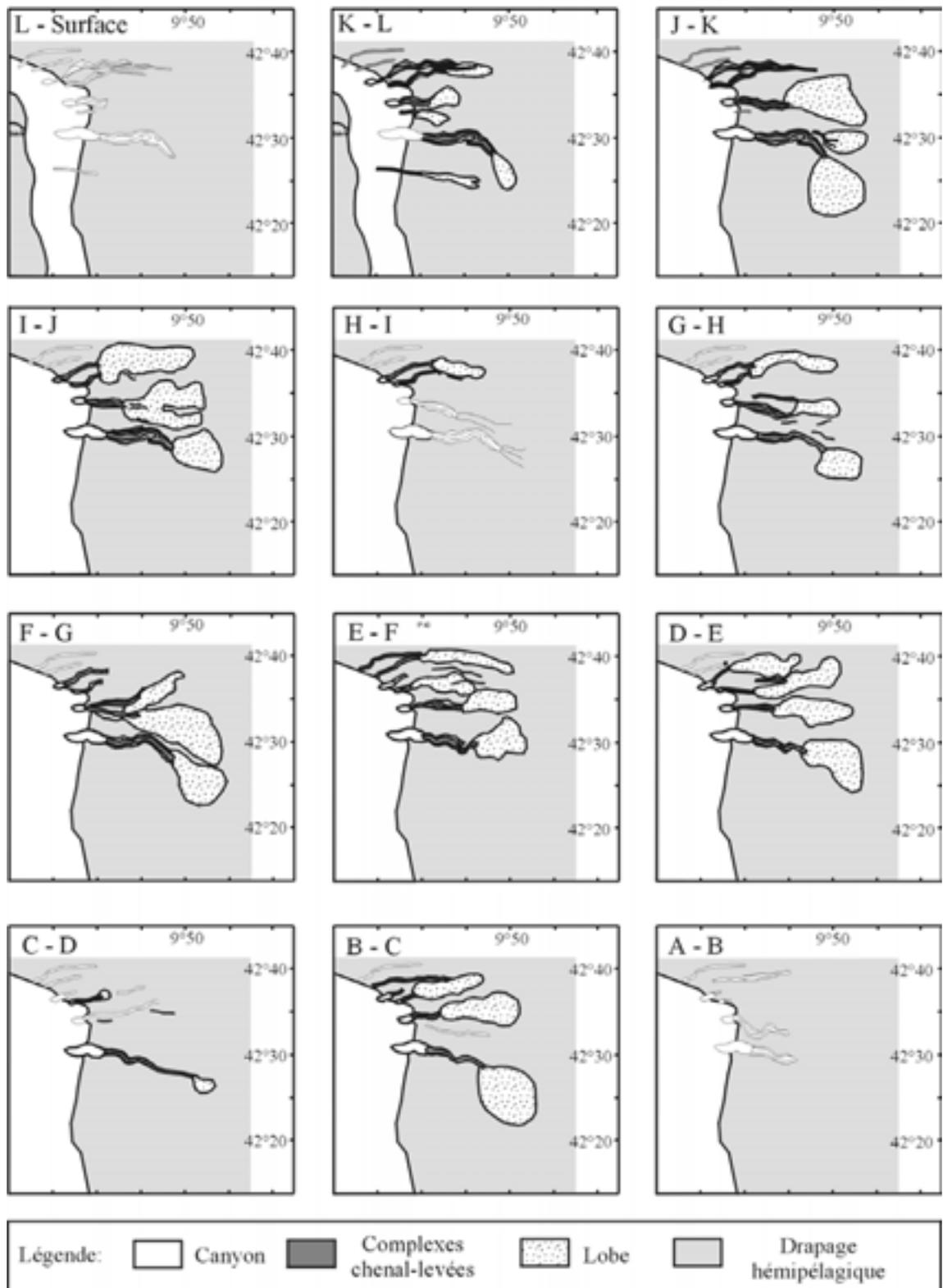


Figure IV-30. Cartes des paléo-faciès pour les 12 périodes stratigraphiques de la sédimentation dans le système du Golo, basées sur l'analyse des 11 réflecteurs régionaux définis sur la Figure IV-20.

Les 11 réflecteurs régionaux ont été choisis de façon à distinguer le maximum d'intervalles de construction du système. Toutefois, un intervalle peut correspondre à plusieurs phases de construction. Les dépôts de lobes cartographiés sont souvent simultanés mais pas toujours. Les lobes de l'intervalle B-C (*Figure IV-30*) ne sont pas tous simultanés. Les lobes du Golo Sud, du Golo Nord sont synchrones. Les lobes larges et épais qui caractérisent les périodes de forte activité turbiditique se déposent toujours de façon synchrone (étape F-G et J-K).

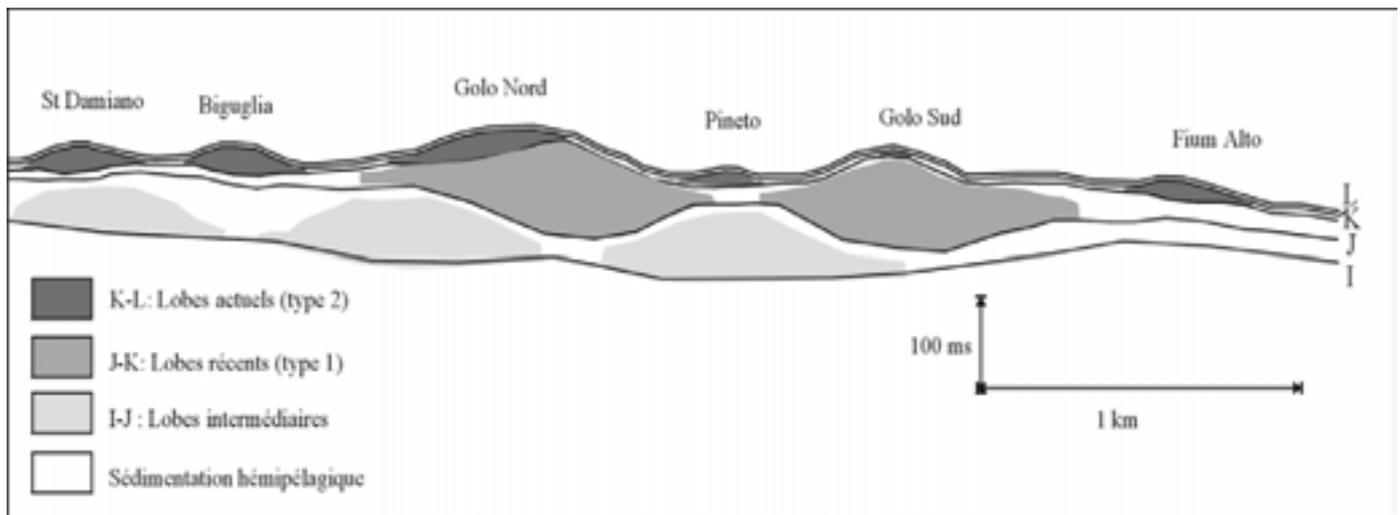


Figure IV-31. Coupe synthétique illustrant la chronologie relative des dépôts de lobes caractérisant la sédimentation actuelle (intervalle K-L) et récente (intervalle J-K) du système du Golo.

Sur la *Figure IV-32*, nous avons cartographié les chenaux et les lobes de tout le système du Golo pour les 12 intervalles de construction définis sur la *Figure IV-30*. Globalement, pour chaque éventail, un seul chenal est actif durant un intervalle de construction. Deux chenaux sont actifs en même temps lors des avulsions des chenaux, exemple pour l'intervalle F-G sur l'éventail du Golo Nord (*Figure IV-30*).

La *Figure IV-32* montre que ces avulsions ont essentiellement lieu dans la partie aval des chenaux. Une avulsion majeure a lieu pour les quatre éventails au-dessus du réflecteur F. Cette migration se fait vers le Nord sauf pour l'éventail du Golo Sud (*Figure IV-32*). Les chenaux du Biguglia et du St Damiano ont peut-être migré au-dessus du réflecteur C mais de nombreuses déformations dues à la proximité du plateau continental empêche de l'affirmer. D'autres avulsions sont observées pour les éventails majeurs, essentiellement lors des périodes d'activités turbiditiques intermédiaires à fortes. Les migrations progressives observées sur l'éventail du Golo Sud se situent dans la partie amont où les méandres du chenal sont caractérisés par un rayon de courbure très important. Le chenal a migré vers le Sud et vers le Nord moins de 2 km en aval (*Figure IV-32*).

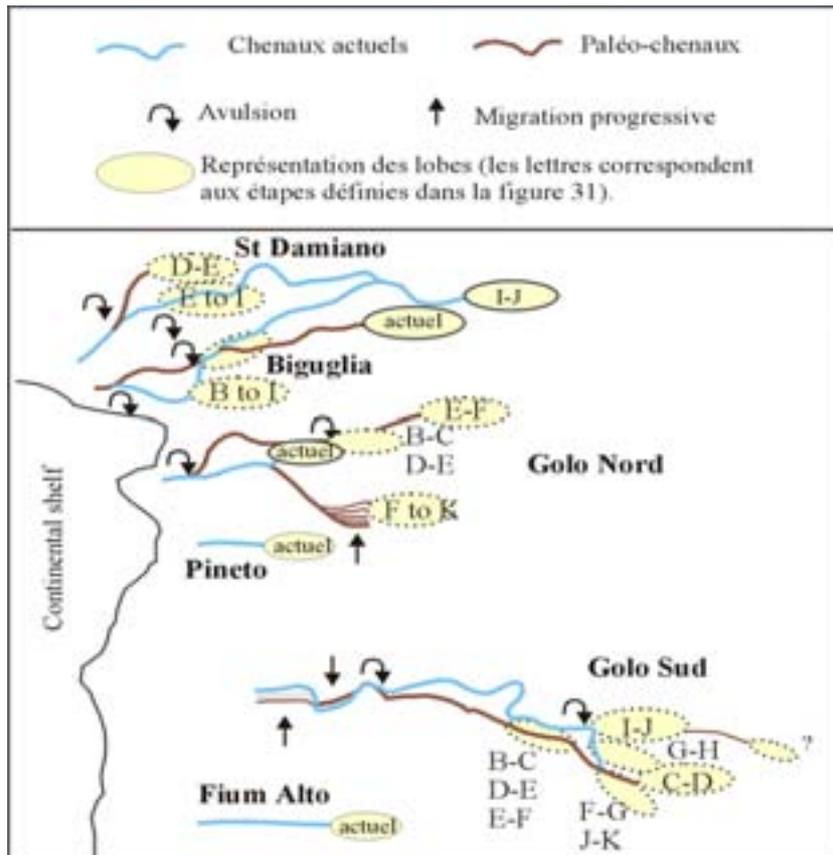


Figure IV-32.
Représentation schématique
des migrations latérales et
longitudinales des chenaux
et des lobes du système du
Golo

Durant les périodes de fortes activités turbiditiques (étape F-G et J-K) (Figure IV-29-d), les éventails majeurs (Golo Nord et Sud) progradent (Figure IV-24-a). **Durant les périodes d'activité turbiditique intermédiaire** (Figure IV-29-c), les variations longitudinales sont très variables. Globalement, il y a contraction des lobes majeurs associée à la rétrogradation ou au faible développement du chenal (Figure IV-24-c). Les lobes majeurs se situent encore dans le bassin mais en position légèrement plus proximale. Durant cette période, les lobes des éventails mineurs se situent dans leur position la plus distale. Il y a expansion des lobes associée à une progradation ou rétrogradation des chenaux. Toutefois, les deux éventails ne réagissent pas toujours de la même façon. **Durant les périodes d'activité turbiditique modérée** (Figure IV-29-b), les éventails rétrogradent sauf l'éventail du Golo Sud qui est caractérisé par une contraction du lobe dans le bassin (Figure IV-24-b et -c, Figure IV-28). Un exemple est montré avec la rétrogradation important du lobe du Golo Sud lors de l'étape K-L. Le lobe comble le complexe chenal-levées de l'étape précédente (profil 8 sur la Figure IV-27)

Résumé des principaux résultats

Le système turbiditique sableux du Golo (500 km²) se situe dans un bassin confiné (entre la pente continentale est-Corse et la ride de Pianosa). Le plateau continental est incisé de plusieurs vallées sous-marines : **quatre canyons qui alimentent quatre éventails turbiditiques dans le bassin et deux ravines qui alimentent deux petits lobes sur la pente**. Ces vallées peuvent fonctionner simultanément. La période de temps étudiée dans cette étude correspond à la fin du Quaternaire Terminal, les 125 000 dernières années

La quantité et la qualité des données nous a permis de définir à une échelle comparable à celle acquise sur les systèmes anciens, la morphologie et la géométrie interne de **plusieurs corps sédimentaires** (canyons, chenaux, levées et lobes). Les résultats montrent qu'il existe **une grande variabilité** des corps au sein d'un même système tant au niveau de leur morphologie et géométrie interne que de leurs évolutions longitudinale et latérale. **Deux éventails majeurs** sont caractérisés par des complexes chenal-levées bien développées qui alimentent des lobes épais, de grande superficie et de forme radiale dans le bassin. **Deux éventails mineurs** sont caractérisés par des complexes chenal-levées peu développés qui alimentent de petits lobes, peu épais et de forme allongée en bas de pente. **Les deux ravines alimentent deux petits lobes** sur la pente, uniquement lors de la dernière phase de construction de la marge.

Globalement, il existe **un continuum des morphologies et géométries** du Sud vers le Nord de la marge pour les quatre éventails : (1) diminution de la profondeur et largeur des canyons, (2) diminution de la profondeur, longueur, largeur, et de la sinuosité des chenaux, (3) diminution de la hauteur et extension des levées, et (4) diminution de la taille et épaisseur des lobes, avec passages de formes essentiellement radiales à des formes allongées. Sur la pente et le bas de la pente, deux ravines alimentent, deux uniques petits lobes caractérisés par une géométrie interne particulière.

La sédimentation de la marge du Golo au Quaternaire terminal est caractérisée par un empilement vertical de ces corps. **Des migrations latérales par avulsion des chenaux** sont observées pour l'ensemble des éventails. **Des migrations latérales progressives** des chenaux caractérisent uniquement la partie amont des éventails majeurs. **Des migrations longitudinales** classique (progradation et rétrogradation) et complexes (contraction ou expansion des lobes) sont décrites. Les migrations longitudinales des éventails majeurs sont de faible extension avec des lobes essentiellement localisés dans le bassin. En revanche, celles des éventails mineurs sont de forte extension : alternance de périodes où les lobes se situent en bas de pente et de quelques périodes où ils sont dans le bassin.

L'évolution paléogéographique du système du Golo indique qu'il existe une **alternance de quatre modèles de sédimentation** au cours du Quaternaire terminal caractérisant des périodes d'activités turbiditiques dans le bassin plus ou moins fortes. Le fonctionnement de la marge est différent en fonction de ces périodes avec une alimentation différentielle des canyons.

Chapitre V : Caractérisation sédimentologique de la marge du Golo

Afin de comprendre les processus hydrodynamiques liés aux écoulements gravitaires qui assurent la répartition des particules, la marge du Golo a été étudiée à partir des 37 carottes prélevées sur la totalité de la zone d'étude (Figure V-1).

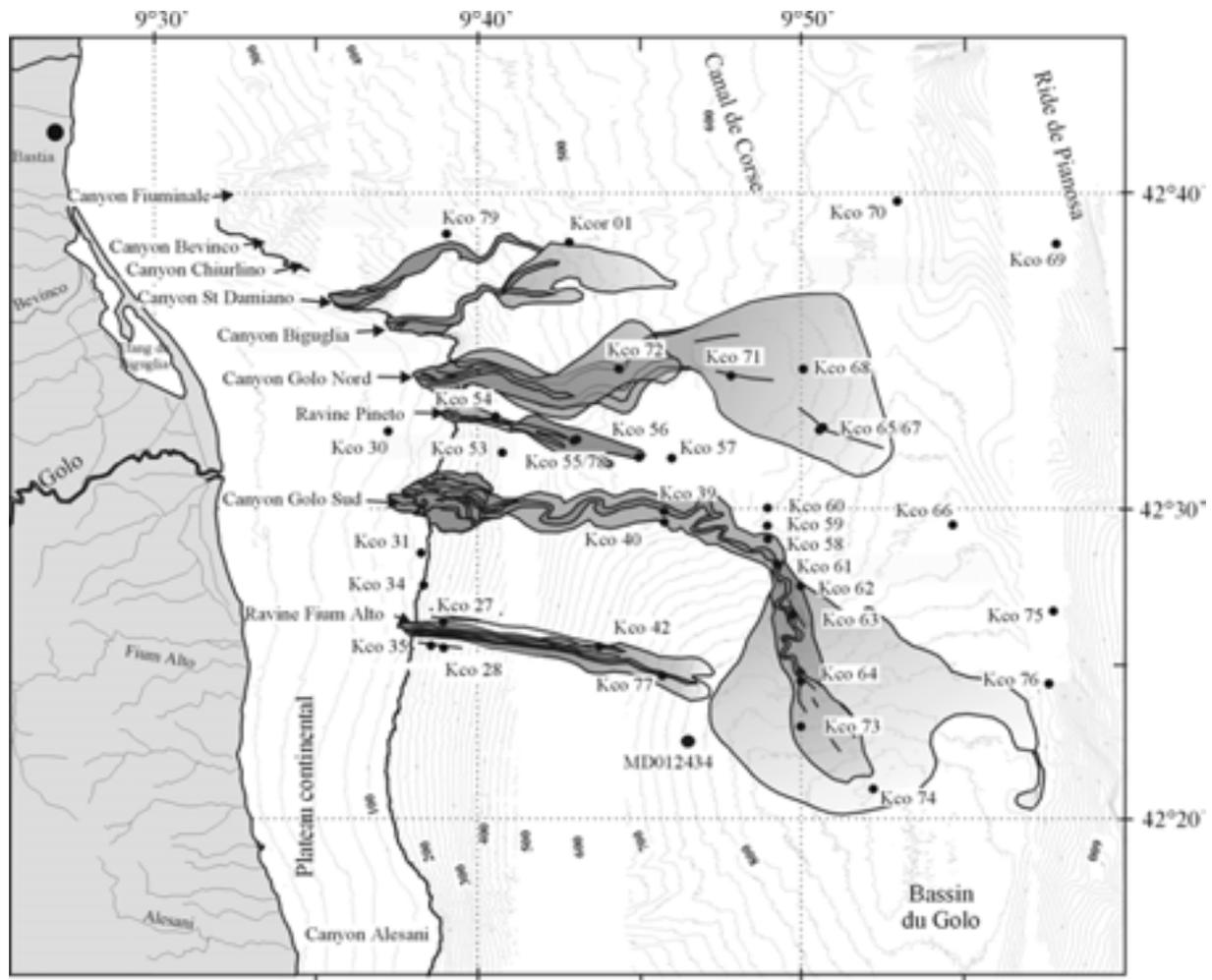


Figure V-1. Carte de localisation des carottes sur la marge du Golo. Les carottes Kco et Kcor ont été prélevées lors des missions Corfan 1 et 2 (Ifremer), et la carotte MD012434, lors de la mission Colargol sur le Marion Dufresne (Université Bordeaux I). La sédimentation récente est en bleue et celle actuelle en rouge (Chapitre IV).

1. Distribution des sédiments superficiels

Les variations lithologiques (passage de niveaux argilo-silteux à des niveaux silteux ou sableux) observées dans les carottes sont schématisées dans les figures 3 à 10, chaque carotte étant replacée dans son contexte.

1.1. Distribution des sédiments superficiels sur le plateau et le haut de pente

La carotte KCO 30 (2,37 m de long) a été prélevée sur le plateau continental, KCO 31 (2,7 m de long) et 34 (1,61 m de long) sur le rebord du plateau à des profondeurs d'eau de 80, 110 et 120 m (*Figure V-1*). Elles sont constituées de silt et de sable grossier à très grossier d'épaisseur métrique. Elles contiennent de nombreux débris coquilliers centimétriques assez bien conservés (*Figure V-2*).

La carotte KCO 53 (3,76 m de long) a été collectée sur le haut de pente dans un interfluve, entre le canyon du Pineto et le canyon du Golo Sud à une profondeur de 265 m (*Figure V-2*). Elle est constituée à 96 % de silt mal classés (*Figure V-3*).

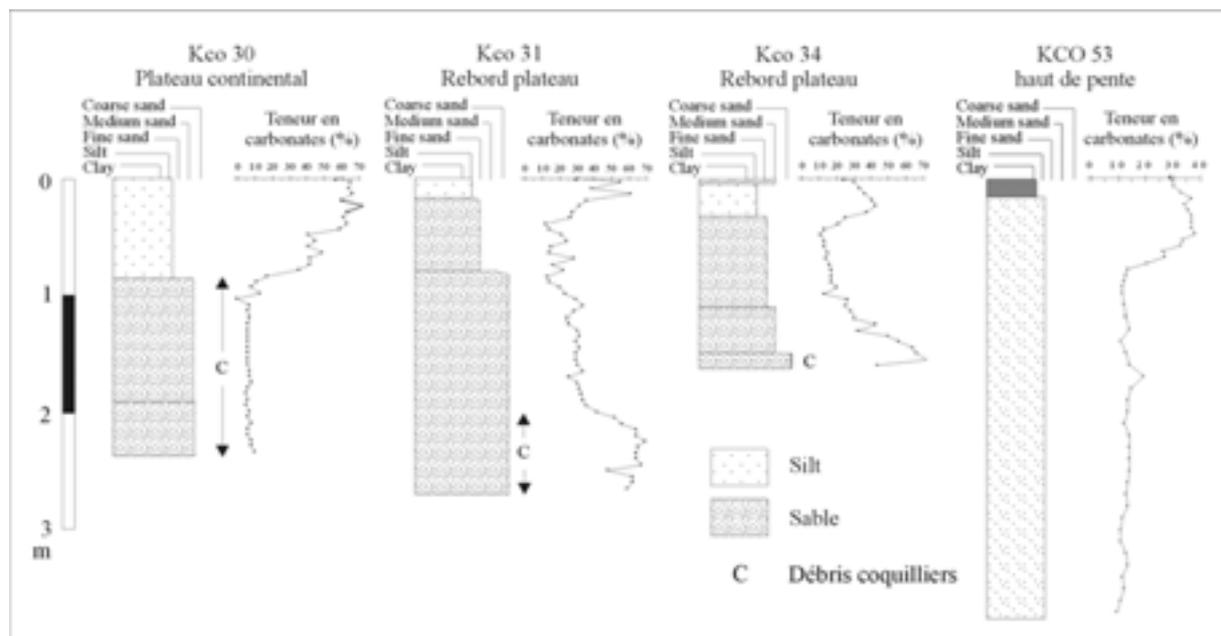


Figure V-2. Logs lithologiques des carottes prélevées sur le plateau continental et le haut de pente.

1.2. Distribution des sédiments superficiels dans le bassin en dehors du système du Golo

La carotte MD012434 a été prélevée à une profondeur d'eau de 800 m à proximité mais en dehors du lobe du Golo Sud. Elle a une longueur de 25 m. Elle est uniquement composée de l'alternance de niveaux de vase et de niveaux de vase silteuse.

1.3. Distribution des sédiments superficiels sur le système turbiditique du Golo

Les carottes KCO 39, 40, 58, 59, 60, 61, 62, 63, 64, 73 et 74 ont été prélevées sur l'éventail du Golo Sud. Ces carottes couvrent la totalité de l'éventail et ont été prélevées le long de :

- (a) deux transects transversaux chenal-levée (*Figure V-4*) : un dans la partie amont (KCO 39 et 40) et un autre dans la partie aval du chenal (KCO 58, 59 et 60) et
- (b) un transect de carottage dans l'axe du lobe (*Figure V-8*), de la transition chenal-lobe (KCO61) jusqu'à la frange distale du lobe (KCO74).

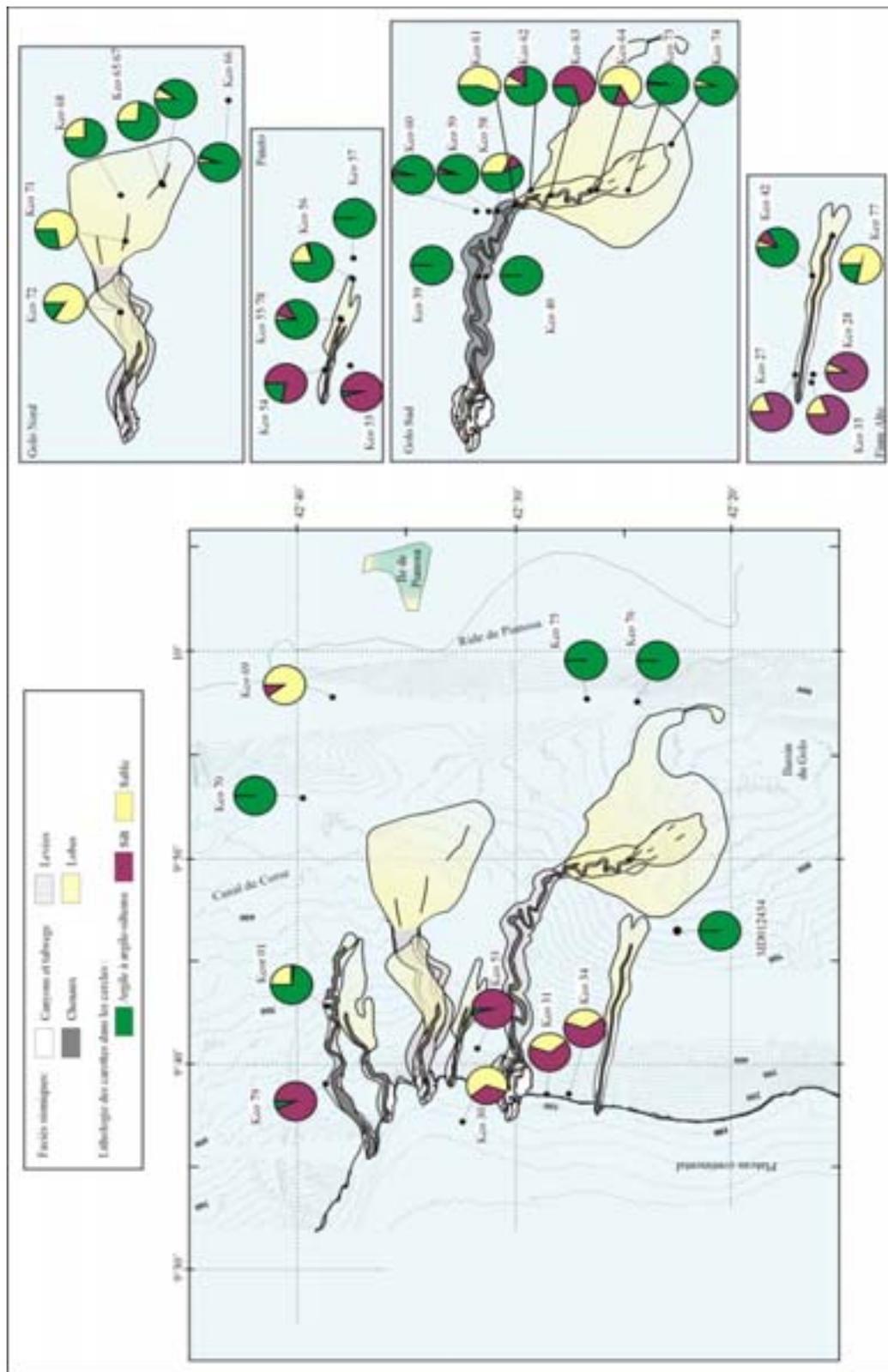


Figure V-3. Carte des sédiments superficiels des carottes prélevées sur la marge du Golo montrant les pourcentages relatifs de vase à vase silteuse, de silt et de sable. Les pourcentages des carottes prélevées au débouché des canyons du Fium Alto, du Golo Sud, du Pineto et du Golo Nord sont illustrés dans les encadrés.

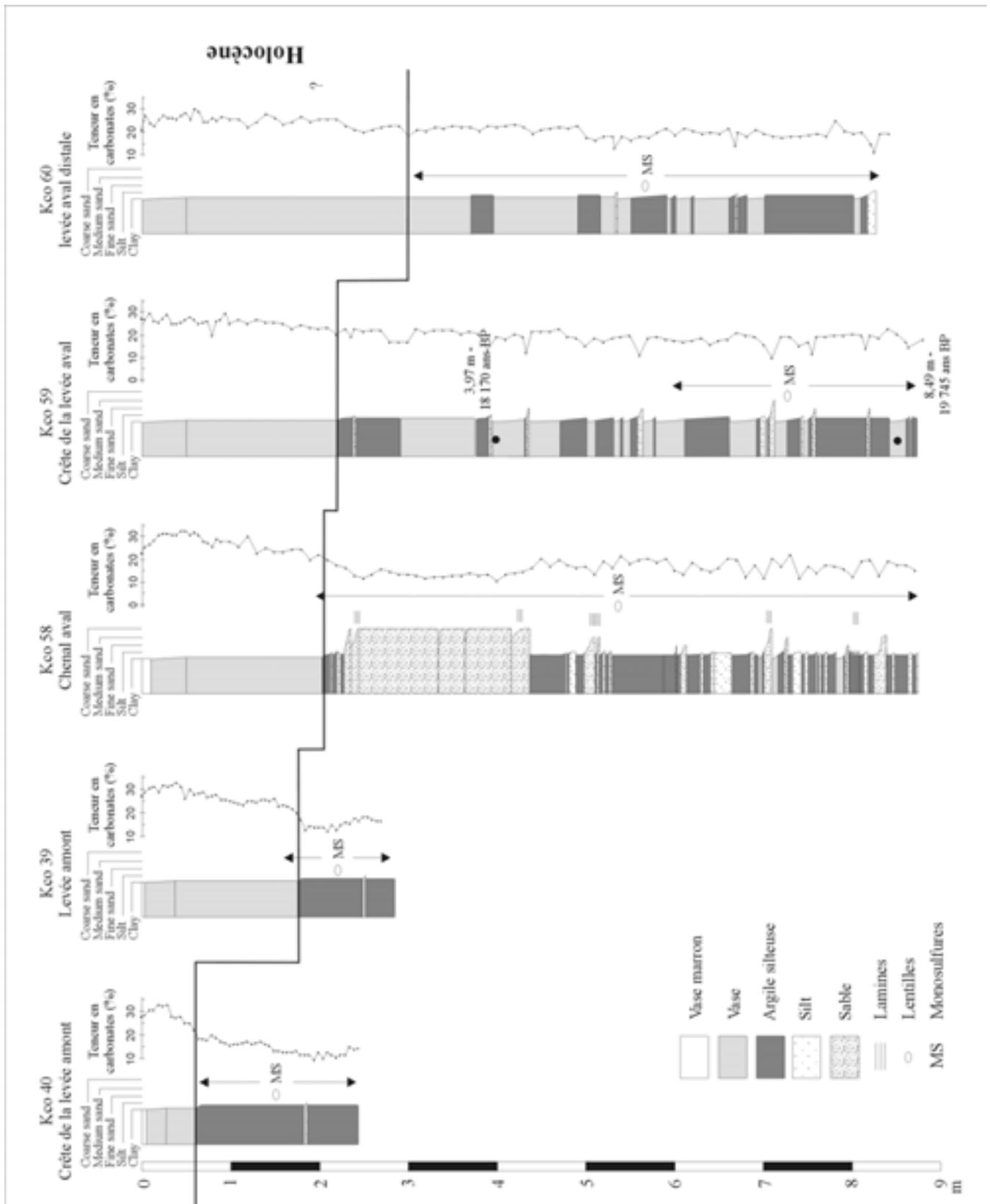


Figure V-4. Logs lithologiques des carottes prélevées sur le complexe chenal-levées du Golo Sud. La corrélation entre les carottes s'appuie sur les variations des teneurs en carbonates et sur les variations de la couleur des sédiments. Des datations ^{14}C précisent l'âge des carottes à différentes profondeurs

Les carottes KCO 65, 67, 68, 71 et 72 ont été collectées sur le lobe récent et actuel **de l'éventail du Golo Nord** (*Figure V-9*). La carotte KCO 66 a été prélevée dans le prolongement du lobe.

Les carottes KCO 79 et KCOR 01 ont été prélevées sur la levée amont et sur le flanc externe aval du chenal de **l'éventail du St Damiano** (*Figure V-5*).

Les carottes KCO 27, 28, et 35 ont été collectées sur les bords de la ravine du **Fium Alto**. Les carottes KCO 42 et 77 ont été prélevées sur le lobe proximal et distal (*Figure V-6*).

Les carottes KCO 54, 55, 56, 57 et 78 ont été prélevées sur un transect de la ravine jusqu'à la frange du lobe du **Pineto** (*Figure V-7*).

1.3.1. Distribution des sédiments dans la zone des canyons et des complexes chenal-levées

- Les carottes KCO 39 (2,79 m de long) et KCO 40 (2,52 m de long) ont été prélevées sur la levée interne amont (545 m de profondeur) et sur la crête de la levée amont de l'éventail du Golo Sud (530 m de profondeur d'eau) (*Figure V-1*). Ces carottes sont constituées de niveaux métriques de vase et de vase silteuse de couleur variable (beige, gris-olive) (*Figure V-4*). Un niveau silteux centimétrique est observé dans chacune des carottes. Les teneurs en sable sont nulles. Les teneurs en silt des deux carottes sont similaires, de l'ordre de 1 % (*Figure V-3*).

Les carottes KCO 58, 59 et 60 ont été prélevées dans la partie aval du complexe chenal-levée du Golo Sud (*Figure V-1*). La carotte KCO 58 (8,72 m de long) est située dans le chenal à une profondeur d'eau de 660 m, KCO 59 (8,71 m de long) sur la crête nord à une profondeur d'eau de 652 m, et KCO 60 (8,46 m de long) sur la partie distale de la levée à une profondeur d'eau de 571 m. Ces carottes sont constituées de niveaux métriques vaseux à leur sommet, puis de niveaux argilo-silteux centimétriques à métriques qui alternent avec des niveaux silteux à sableux centimétriques à décimétriques (*Figure V-4*). Un niveau massif métrique de sable grossier est observé dans la carotte KCO 58. Les teneurs en sable des carottes prélevées du chenal vers la levée distale évoluent de 32 %, 3 % à 0 % et les teneurs en silt évoluent de 10 %, 4 % à 4 % (*Figure V-3*).

- Les carottes KCO 79 (5,51 m de long) et KCOR 01 (3,45 m de long) ont été prélevées dans la partie amont (profondeur de 369 m) et aval (profondeur de 480 m) de la levée nord du St Damiano (*Figure V-1*). La carotte KCO 79 est constituée à son sommet de vase silteuse puis de silt (*Figure V-5*). La teneur en silt de la carotte est de 94 % (*Figure V-3*). La carotte KCOR 01 est composée de niveaux de vase pluridécimétriques à son sommet, puis de niveaux argilo-silteux décimétriques qui alternent avec des niveaux sableux centimétriques à décimétriques (*Figure V-5*). Les teneurs en sable et en silt sont de 25 % et 2 % (*Figure V-3*).

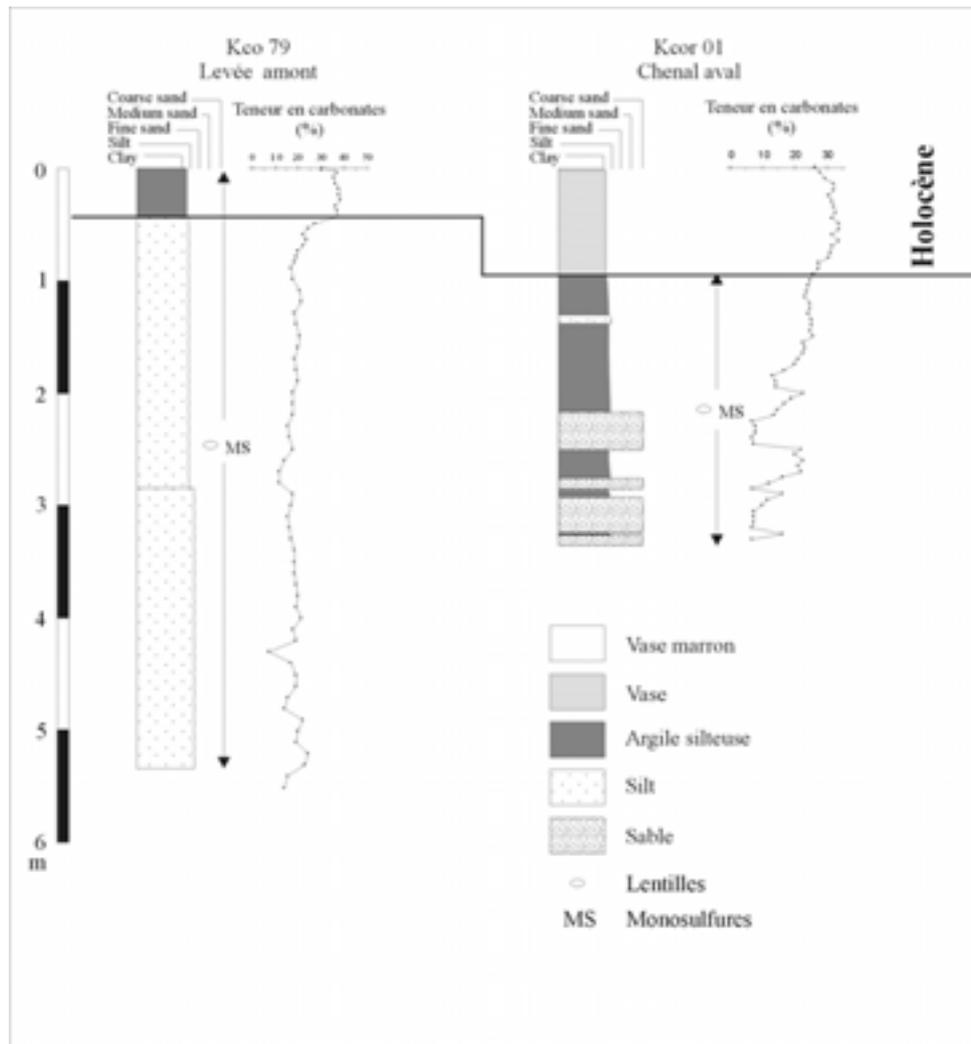


Figure V-5. Logs lithologiques des carottes prélevées sur l'éventail du St Damiano. La corrélation entre les carottes s'appuie sur les variations des teneurs en carbonates et sur les variations de la couleur des sédiments.

- Les carottes KCO 35 (2,97 m de long) et KCO 28 (2,80 m de long) ont été prélevées sur le bord de la ravine sud du Fium Alto à des profondeurs de 187 m et 213 m. La carotte KCO 27 (2,97 m de long) a été prélevée sur le bord de la ravine nord, à une profondeur de 197 m (Figure V-1). Les carottes (KCO 35, 28 et 27) sont constituées de niveaux sableux décimétriques et de niveaux silteux métriques (Figure V-6). Les teneurs en sable sont respectivement de 19 %, 8 % et 19 %. Leurs teneurs en silt sont de 81 %, 92 % et 81 % (Figure V-3).

- La carotte KCO 54 (1,52 m de long) a été prélevée dans l'axe de la ravine du Pineto à une profondeur de 303 m (Figure V-1). Elle est constituée de vase silteuse dans les premiers centimètres puis de niveaux métriques silteux représentant 78 % de la carotte (Figure V-7 et Figure V-3).

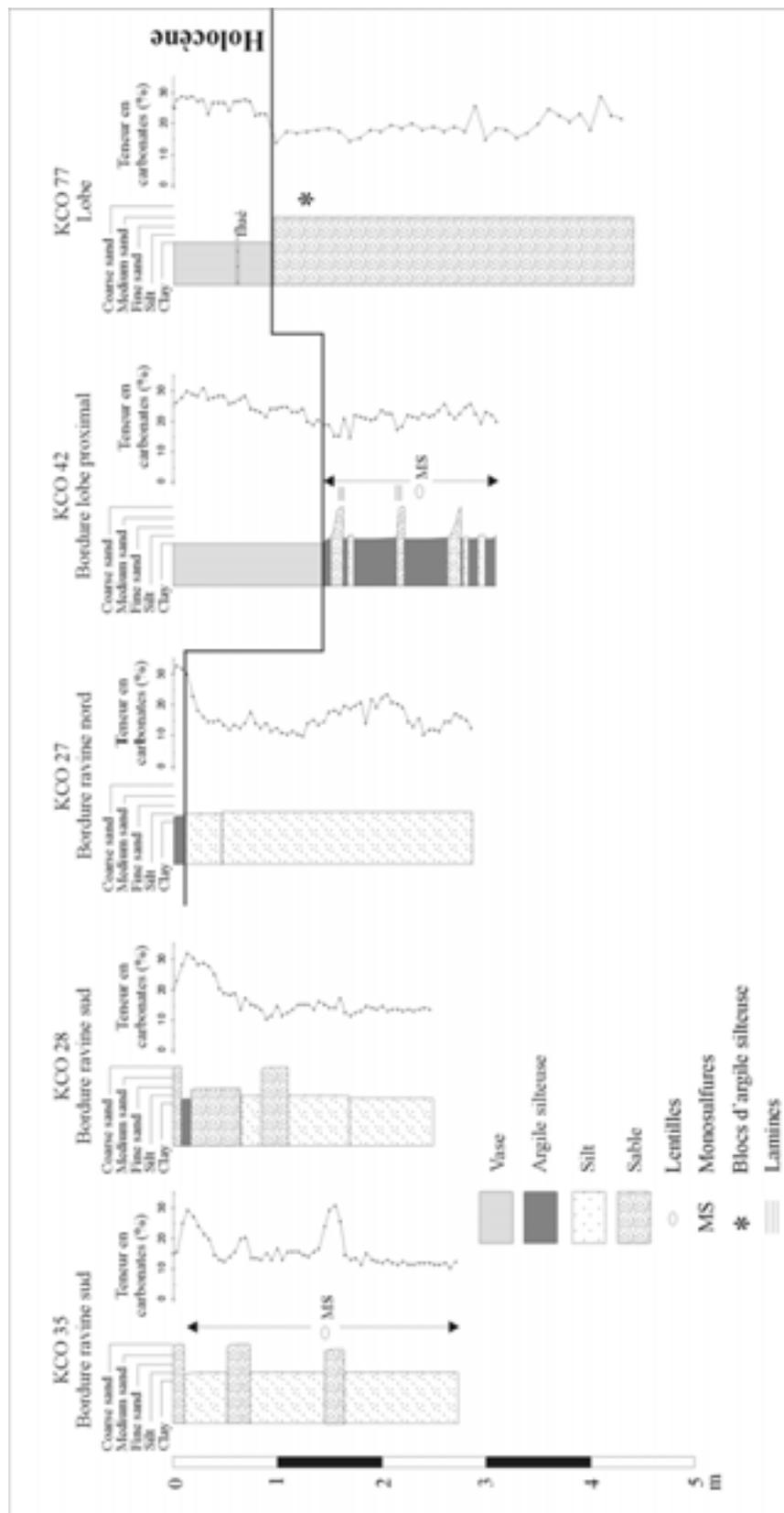


Figure V-6. Logs lithologiques des carottes prélevées dans la ravine et sur le lobe du Fium Alto. La corrélation entre les carottes s'appuie sur les variations des teneurs en carbonates et sur les variations de la couleur des sédiments. Des datations ^{14}C précisent l'âge des carottes à différentes profondeurs.

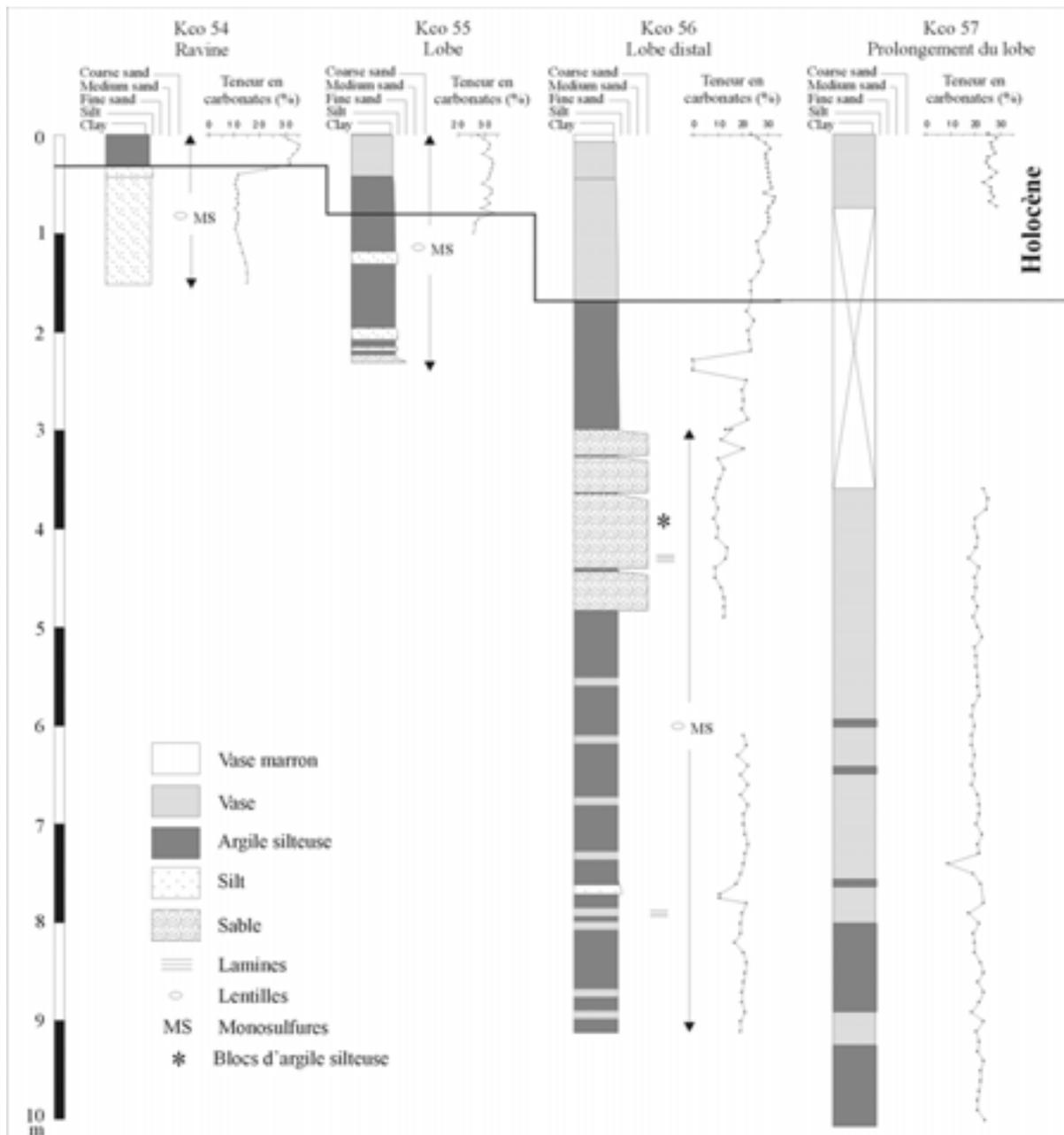


Figure V-7. Logs lithologiques des carottes prélevées dans la ravine jusqu'au lobe distal du Pineto. La corrélation entre les carottes s'appuie sur les variations des teneurs en carbonates et sur les variations de la couleur des sédiments.

1.3.2. Distribution des sédiments dans la zone des lobes

Les carottes KCO 61, 62, 63, 64, 73 et 74 ont été prélevées sur un transect depuis la zone de transition chenal-lobe jusqu'à la frange du lobe récent du Golo Sud (Figure V-1). La carotte KCO 61 (3,75 m de long et 680 m de profondeur) se situe dans la partie la plus distale du chenal majeur, KCO 62 (6,42 m de long et 700 m de profondeur) dans la transition chenal-lobe, KCO 63 (4,12 de long et 729 m de profondeur) à l'entrée du lobe avec les micro-chenaux secondaires, KCO 64 (8,26 m de long et 726 m de profondeur), et KCO 73 (2,82 m

de long et 817 m de profondeur) sur le lobe proprement dit et KCO 74 (4,90 m de long et 868 m de profondeur) sur la frange du lobe.

Les carottes KCO 61 et 62 sont composées, au sommet, de niveaux métriques de vase, puis de niveaux silto-argileux qui alternent avec des séquences silteuses à sableuses centimétriques à décimétriques (*Figure V-8*). Les teneurs en sable et en silt sont respectivement de 55 et 0 % pour KCO 61, et de 10 et 15 % pour KCO 62 (*Figure V-3*).

La carotte KCO 63 est composée à son sommet de niveaux décimétriques de vase qui alternent avec des niveaux silteux centimétriques à métriques (*Figure V-8*). Les teneurs en sables sont nulles et celles de silt, de 70 % (*Figure V-3*).

La carotte KCO 64 est composée, à son sommet, de niveaux métriques de vase, puis de niveaux métriques massifs silteux à sableux contenant de nombreux niveaux décimétriques de vase silteuse (*Figure V-8*). Les teneurs en sable et en silt sont respectivement de 68 et 14 % (*Figure V-3*).

Les carottes KCO 73 et 74 sont composées de niveaux métriques de vase qui alternent avec quelques niveaux silto-sableux (*Figure V-8*). Les teneurs en sable et en silt sont respectivement de 0 et 3 % dans KCO 73, et de 6 et 0 % dans KCO 74 (*Figure V-3*). La carotte KCO 73 est similaire aux 3 premiers mètres de la carotte KCO 74.

- La carotte KCO 72 (5,67 m de long, 484 m de profondeur) a été prélevée sur le lobe amont du Golo Nord (lobe actuel) (*Figure V-1*). Les carottes KCO 71 (6,98 m de long et 572 m de profondeur), KCO 68 (7,25 m de long et 622 m de profondeur), KCO 65 (1,19 m de long et 657 m de profondeur), KCO 67 (6,72 m de long et 659 m de profondeur) et KCO 66 (8,92 m de long et 745 m de profondeur) ont été prélevées du lobe aval du Golo Nord (lobe récent) jusque dans le prolongement du lobe (*Figure V-1*).

Ces carottes, exceptée celle prélevée dans le prolongement du lobe, sont constituées à leur sommet de niveaux métriques de vase à argilo-silteux puis de niveaux décimétriques à métriques de sable grossier contenant de nombreux galets centimétriques à décimétriques de vase silteuse (*Figure V-9*). Les teneurs en sable diminuent de l'amont vers l'aval, du lobe actuel au lobe récent de 80 % (KCO 72) à 10 % (KCO 67) (*Figure V-3*).

La carotte KCO 66, prélevée dans le prolongement du lobe du Golo Nord, est composée de niveaux pluridécimétriques de vase à son sommet, puis de niveaux décimétriques argilo-silteux alternant avec des niveaux centimétriques sableux (*Figure V-9*). Les teneurs en sable et en silt sont respectivement de 4 % et 1 % (*Figure V-3*).

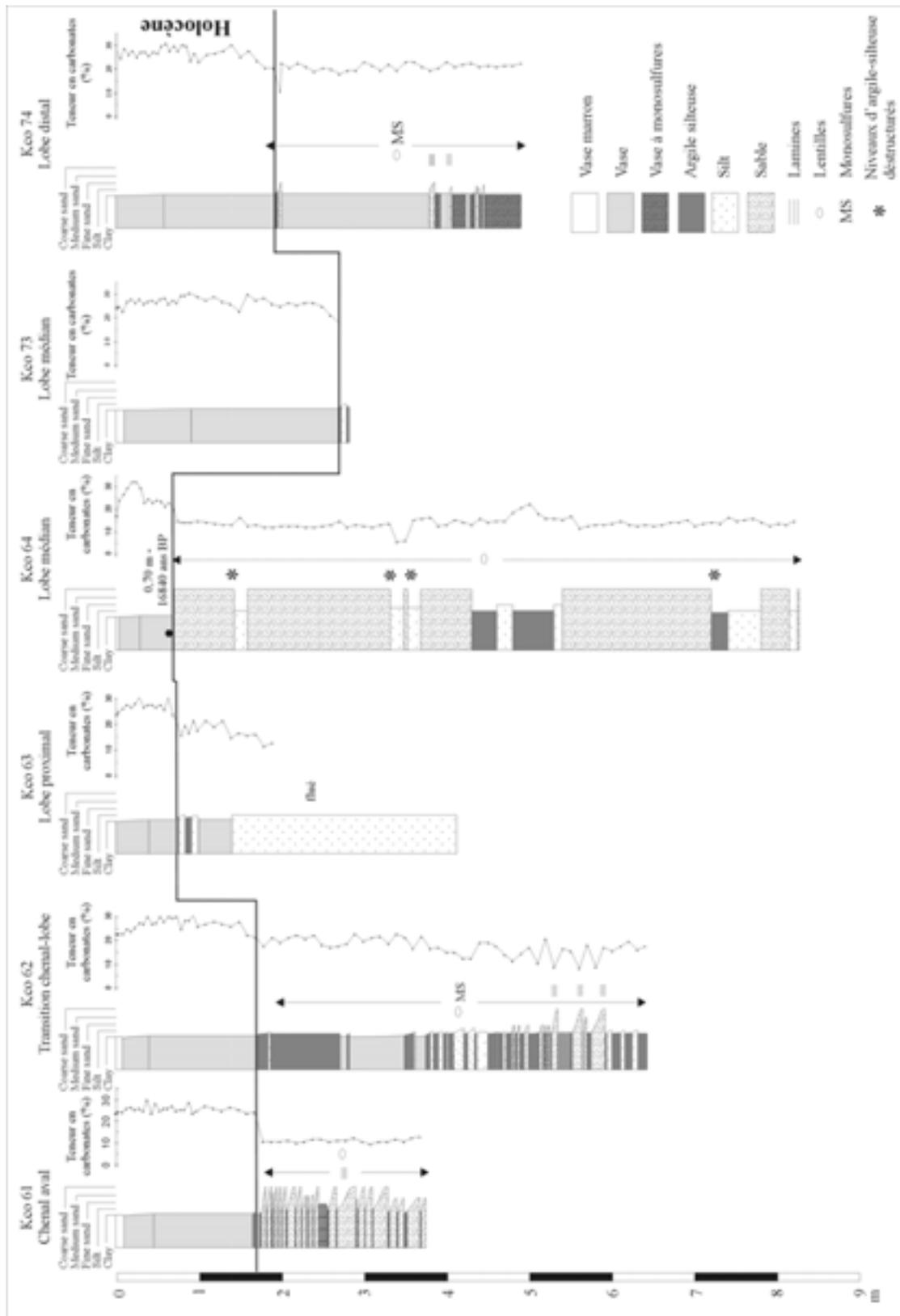


Figure V-8. Logs lithologiques des carottes prélevées sur le lobe du Golo Sud. La corrélation entre les carottes s'appuie sur les variations des teneurs en carbonates et sur les variations de la couleur des sédiments. Des datations ^{14}C précisent l'âge des carottes à différentes profondeurs.

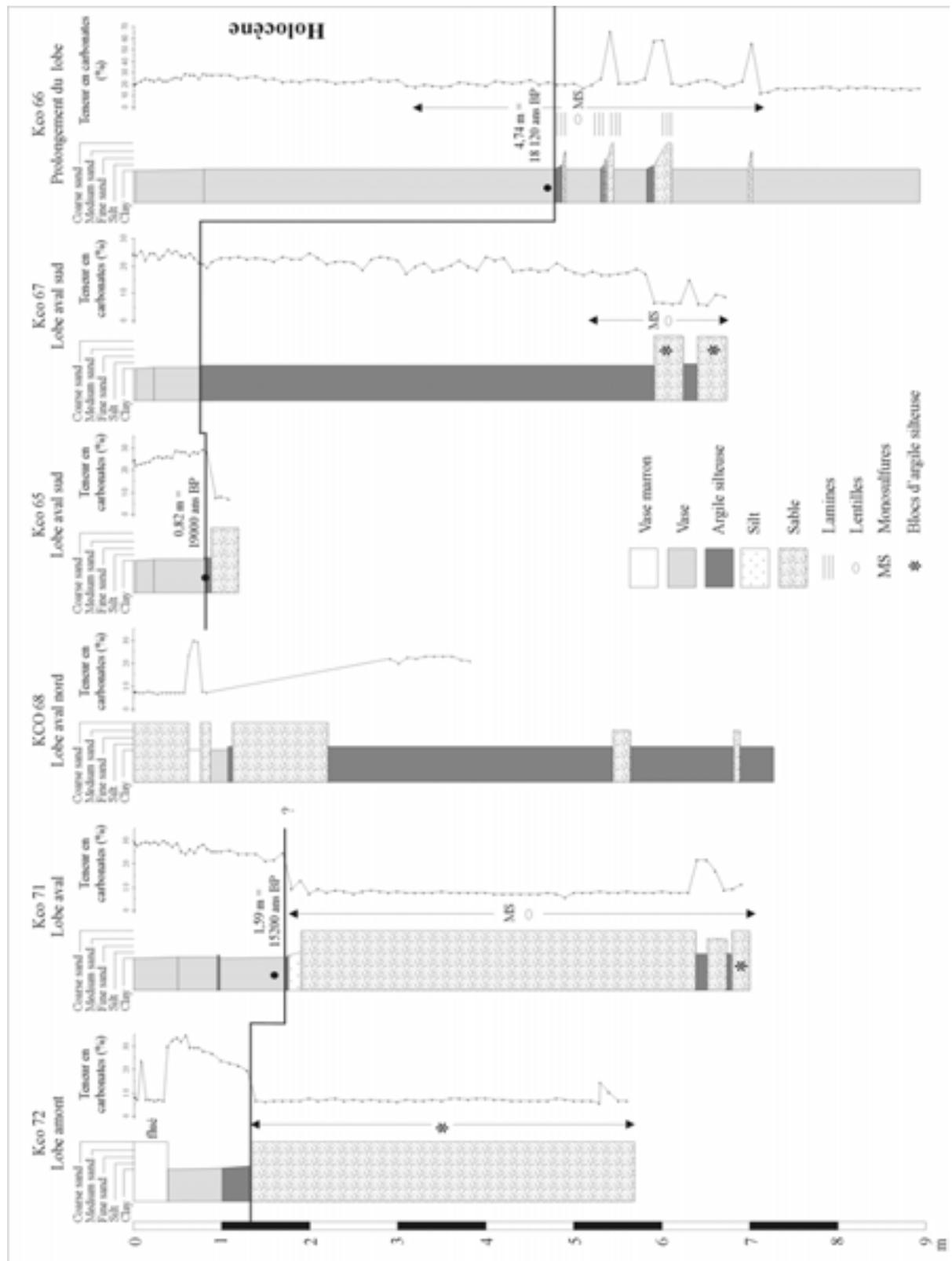


Figure V-9. Logs lithologiques des carottes prélevées sur les lobes amont et aval du Golo Nord. La corrélation entre les carottes s'appuie sur les variations des teneurs en carbonates et sur les variations de la couleur des sédiments. Des datations ^{14}C précisent l'âge des carottes à différentes profondeurs.

- Les carottes KCO 55 (2,33 m de long et 473 m de profondeur), 78 (2,34 m de long et 475 m de profondeur), 56 (9,11 m de long et 543 m de profondeur) et 57 (10,09 m de long et 571 m de profondeur) ont été prélevées le long du lobe Pineto et dans son prolongement (*Figure V-1*). La carotte KCO 78 a été prélevée au même endroit que la carotte KCO 55 dans l'espoir d'une plus grande pénétration. Sa longueur est malheureusement identique à la carotte KCO 55. Les variations lithologiques aussi, c'est pourquoi seule la carotte KCO 55 est représentée sur la *Figure V-7*.

Les carottes KCO 55 et 56 sont composées de niveaux métriques de vase à leurs sommets, puis de niveaux décimétriques à métriques de vase silteuse qui alternent avec des niveaux décimétriques à métriques de sable fin à grossier (*Figure V-7*). Les teneurs en sable sont respectivement de 4 et 12 % dans KCO55 et de 20 et 2 % dans KCO 56 (*Figure V-3*). Il est à noter que la carotte KCO 55 est relativement courte et qu'elle est similaire aux 2 premiers mètres de la carotte KCO 56. La carotte KCO 57 est uniquement constituée de l'alternance de niveaux décimétriques à métriques de vase et de niveaux argilo-silteux (*Figure V-7*).

- La carotte KCO 42 (3,2 m de long) a été prélevée dans la partie proximale du lobe du Fium Alto à une profondeur de 603 m (*Figure V-1*). La carotte KCO 77 (4,39 m de long) a été prélevée sur le lobe distal à une profondeur de 742 m (*Figure V-1*). La carotte KCO 42 est composée, en son sommet de niveaux métriques de vase puis de niveaux centimétriques à décimétriques silto-argileux qui alternent avec des niveaux centimétriques sableux (*Figure V-6*). Les teneurs en sable et en silt sont de 5 % et de 11 % (*Figure V-3*). La carotte KCO 77 est composée de niveaux de vase pluridécimétriques puis de niveaux sableux métriques contenant des galets centimétriques de vase silteuse (*Figure V-6*). Les teneurs en sable et en silt sont respectivement de 78 et de 1% (*Figure V-3*).

1.4. Distribution des sédiments superficiels sur la ride de Pianosa

Les carottes KCO 69 (4,03 m de long et 265 m de profondeur) et KCO 70 (8,67 m de long et 640 m de profondeur) ont été prélevées dans la partie nord de la ride de Pianosa respectivement en haut et en bas de pente de la ride (*Figure V-1*). Les carottes KCO 75 (6,14 m de long et 650 m de profondeur) et KCO 76 (5,72 m de long et 753 m de profondeur) ont été prélevées dans la partie sud de la ride de Pianosa en bas de pente (*Figure V-1*).

La carotte, KCO 69, prélevée sur le haut de pente dans la partie nord de la ride est constituée de niveaux de sable fin à grossier contenant de nombreux tests centimétriques d'organismes semblable à ceux reconnu dans les carottes du plateau (coraux, gastéropodes...) (*Figure V-3 et Figure V-10*). Les carottes KCO 70 et 76, prélevées sur le bas de pente de la ride sont uniquement composées de vase (*Figure V-10 et Figure V-3*). La carotte KCO 75 présente les teneurs en monosulfures les plus importantes de toute la zone d'étude et sont donc signalées par un figuré différent. Seule le bas de la carotte de la frange du lobe du Golo Sud présente des teneurs similaires (*Figure V-8*).

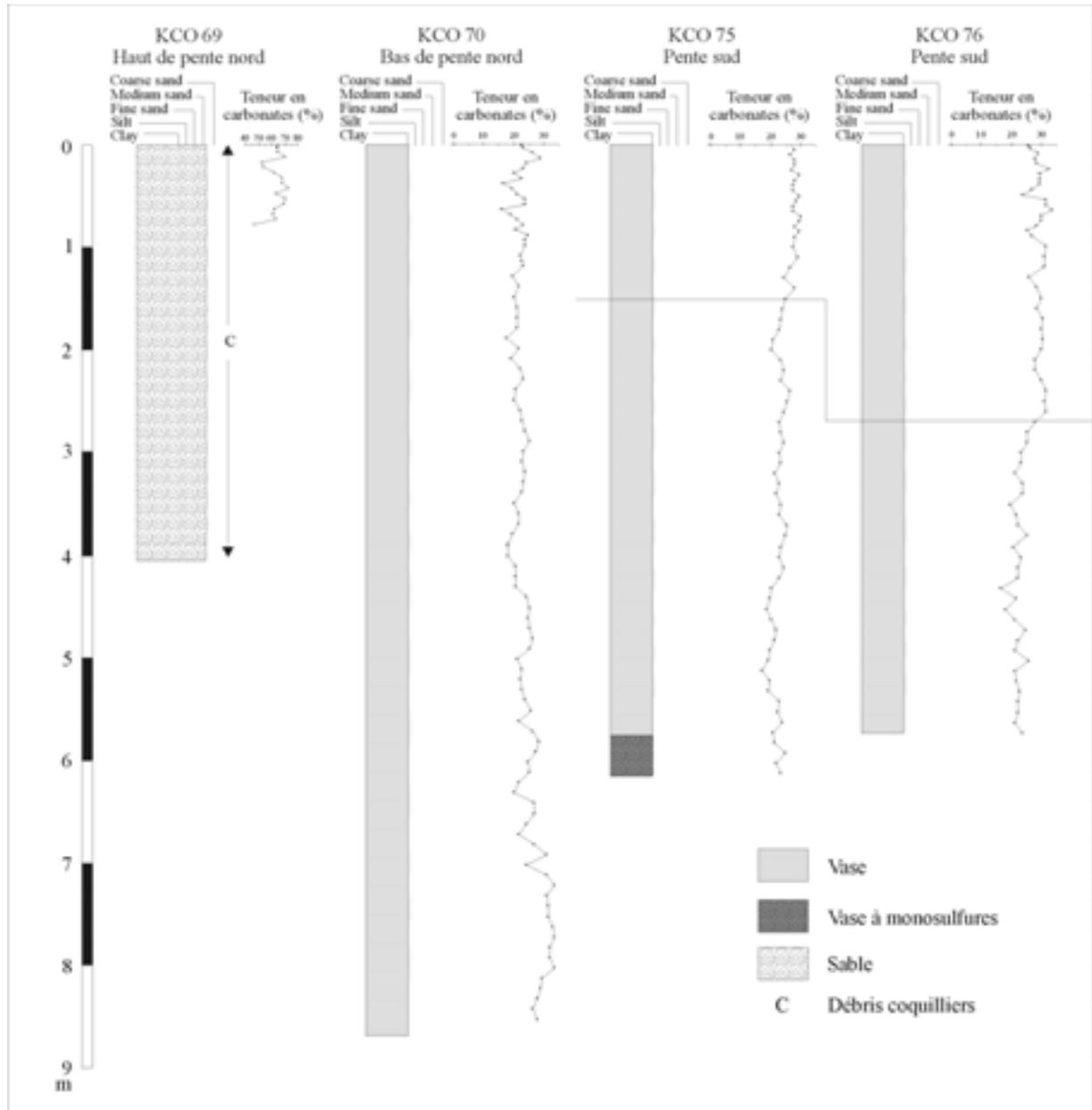


Figure V-10. Log lithologique des carottes prélevées sur la rive de Pianosa.

2. Description des faciès

A partir des seules observations visuelles de la nature des sédiments (vase, silt, sable), de leurs constituants principaux (monosulfures, tests d'organismes), de leur granoclassement apparent, j'ai tout d'abord distingué cinq types de faciès. Puis, la radioscopie rX a révélé l'existence de structures sédimentaires internes et a permis de mieux définir les faciès, notamment les faciès sableux. Les analyses granulométriques de détail, associées à la radioscopie rX, ont aussi permis de faire la distinction entre les différents types de faciès gris-olive de vase et argilo-silteux. Des photos de chaque faciès sont illustrées dans la Figure V-12.

Faciès 1A : Vase beige à marron homogène, sans structure (Figure V-12). Ces vases sont fortement bioturbées. Les teneurs en carbonates sont fortes (autour de 30%) et leur moyenne granulométrique est inférieure à 7 μm ($D_{50} < 5 \mu\text{m}$). Elles constituent uniquement le sommet de certaines carottes et se présentent sous forme de lits centimétriques. Ces vases seront étudiées en détail dans le paragraphe 6.

Faciès 2A : Vase gris-olive, homogène (Figure V-12). Ces vases sont fortement bioturbées. Généralement, ce faciès contient peu ou pas de monosulfures et de lentilles de silt, qu'il soit seul ou associé à un autre faciès. Localement (KCO 74 et 75), il peut cependant présenter des teneurs en monosulfures très importantes et ainsi prendre une teinte gris-olive foncé (Figure V-12). Ce faciès se présente seul sous la forme de niveaux décimétriques à métriques au sommet des carottes. Il peut se présenter aussi sous la forme de niveaux centimétriques associés à d'autres faciès et il constituera alors le terme supérieur des séquences types décrites dans le prochain paragraphe.

Dans le premier cas, c'est-à-dire au sommet des carottes, la moyenne varie autour de 6 μm ($D_{50} < 5 \mu\text{m}$) et la courbe granulométrique montre un mode centré sur les particules fines (Figure V-11). Dans le deuxième cas, c'est-à-dire associé à un autre faciès, la moyenne granulométrique est inférieure à 10 μm et généralement autour de 9 μm ($D_{50} < 8 \mu\text{m}$). La courbe granulométrique est aplatie et bimodale avec un mode plus fort dans les fines (Figure V-11). Les teneurs en carbonates dans le premier cas sont fortes (autour de 20-25%) et dans le deuxième cas plus faibles (autour de 15-20%).

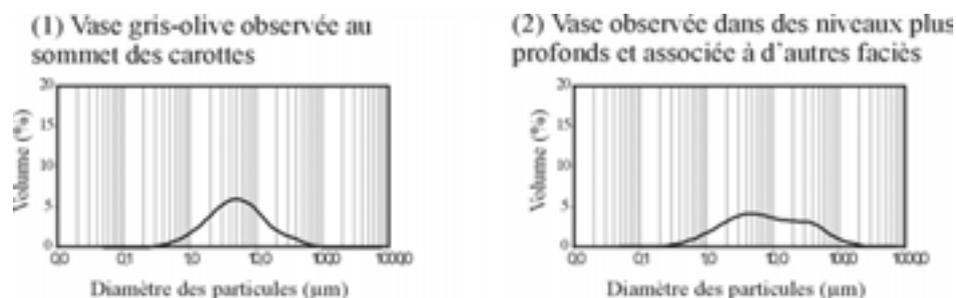


Figure V-11. Courbes granulométriques dans des niveaux de vase gris-olive (faciès 2A) : (1) au sommet des carottes et (2) dans des niveaux plus profonds. Noter l'apparition de deux modes dans les vases des niveaux plus profonds.

Faciès 3AS : Vase silteuse gris-olive homogène (Figure V-12). Ces vases silteuses se présentent sous la forme de niveaux centimétriques à métriques, isolées ou associées à un autre faciès. Ces vases, bioturbées sont généralement peu carbonatées (autour de 15 %). Toutefois, elles peuvent, dans de rares environnements, avoir des teneurs en carbonates plus élevées (jusqu'à 25% à proximité du plateau et des glissements de la ride de Pianosa).

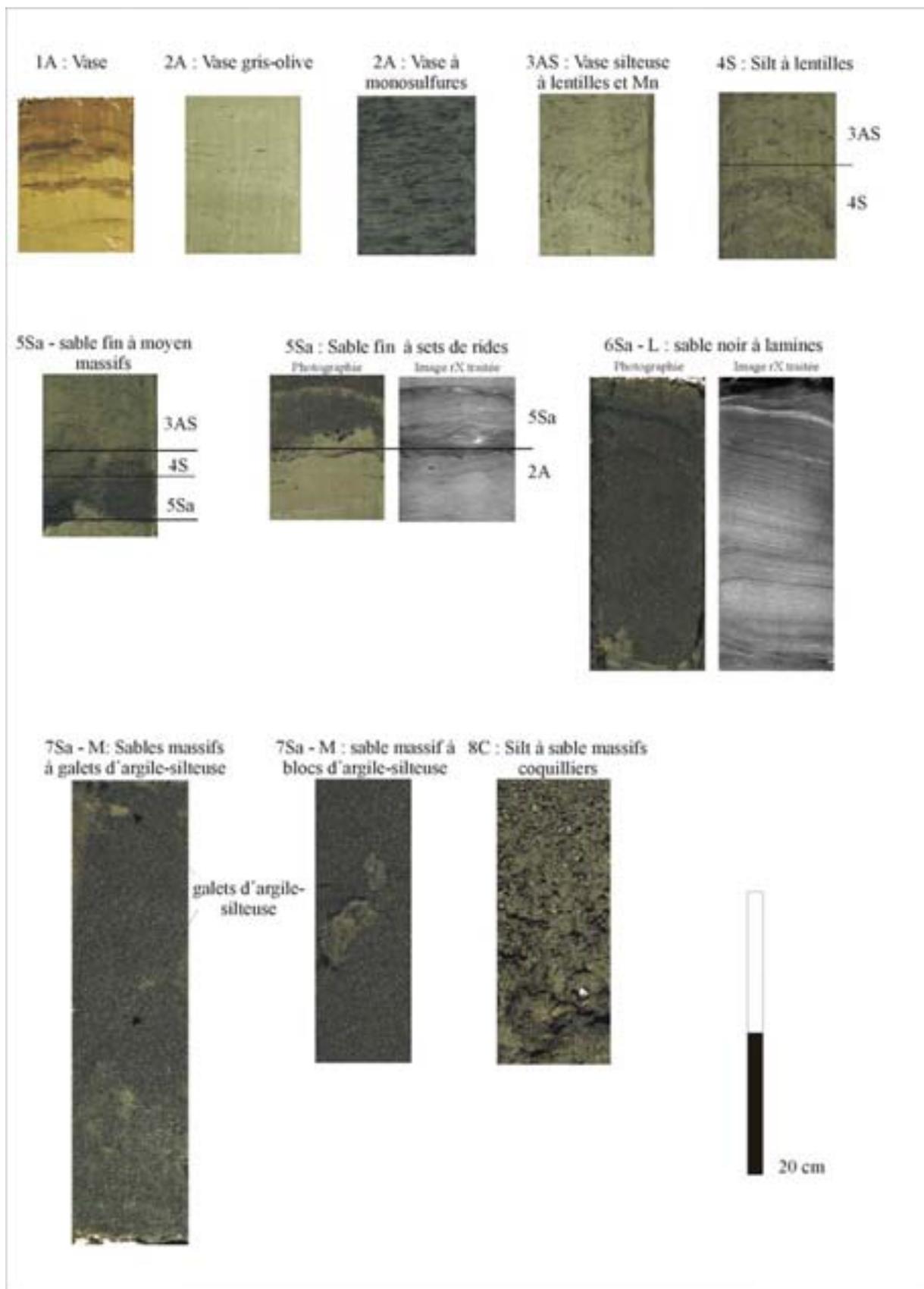


Figure V-12. Photographies et images rX des différents faciès observés dans l'ensemble des carottes, du plateau continental jusque dans le bassin profond et sur la ride de Pianosa.

Ces vases silteuses présentent une moyenne granulométrique et une médiane comprises entre 10 et 15 μm (D50 autour de 12 μm). La courbe granulométrique est bimodale avec un mode plus fort dans les particules plus grossières contrairement au faciès vaseux 2A (*Figure V-13*). Ce faciès contient de nombreuses lentilles de silt et des teneurs en monosulfures importantes. Les différences majeures de ce faciès avec le faciès 2A sont observées au niveau des pourcentages en éléments détritiques, pourcentages de débris ligneux et organiques et de l'abondance des monosulfures. Ce faciès 3A est caractérisé par des pourcentages nettement supérieurs (par exemple, la fraction supérieure à 63 μm représente autour de 10 % du sédiment, contre moins de 4% pour le faciès 2A).

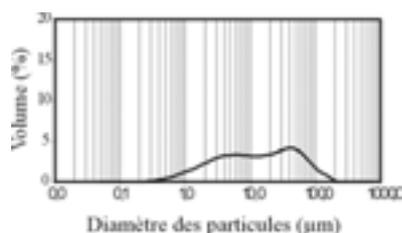


Figure V-13. Courbe granulométrique dans un niveau de vase silteuse gris-olive (faciès 3AS) avec un mode dans les particules grossières.

Faciès 4S : Silt massif ou à lamines planes diffuses (*Figure V-12*). Ce faciès se présente sous la forme de niveaux centimétriques. Leur moyenne granulométrique varie autour de 30 μm (D50 compris entre 25 et 35 μm). Les teneurs en carbonates sont généralement faibles (autour de 10 %). Les niveaux de silt peuvent être massifs ou présenter des lentilles de sable fin en quantité variable. Deux niveaux présentent des lamines planes diffuses de silt, qui alternent avec des lamines de vase silteuse (lobes distaux du Golo Sud et Pineto : KCO74 à 4 m (*Figure V-16*) et KCO 56 à 7 m).

Faciès 5Sa : Sable fin massif ou à structures dynamiques (*Figure V-12*). Ce faciès se présente sous la forme de niveaux centimétriques de sable fin massif ou avec des structures dynamiques : lamines ondulées parallèles plus ou moins continues, lamines obliques d'épaisseur latérale variable, sets de rides, lamines perturbées, convolutées. Leur moyenne granulométrique est généralement de 50 μm (D50 autour de 60 μm) avec un pourcentage de particules supérieures à 63 μm supérieur à 50 %. Les teneurs en carbonates sont faibles (autour de 10 %).

Faciès 6Sa-L: Sable fin à moyen noir à lamines planes (*Figure V-12*). Ces sables se présentent sous la forme de niveaux centimétriques à pluridécimétriques contenant de nombreuses lamines inframillimétriques continues présentant généralement une évolution verticale bien définie (paragraphe 3). Les lamines sont souvent soulignées par des minéraux noirs. La moyenne granulométrique varie de 63 μm à 200 μm (60 μm < D50 < 250 μm). Les teneurs en carbonates sont faibles (autour de 10%). Des niveaux présentent des teneurs en carbonates très élevées (autour de 30%). Des sables beiges sont uniquement observés dans la carotte prélevée dans le prolongement du lobe du Golo Nord (vers 6 m de profondeur).

Faciès 7Sa-M : Sable fin à moyen Massif (*Figure V-12*). Ces sables se présentent sous la forme de niveaux massifs centimétriques à métriques. Leur couleur est noir foncé. Leur moyenne granulométrique varie de 90 μm à 250 μm ($100 \mu\text{m} < D50 < 300 \mu\text{m}$). Les teneurs en carbonates sont faibles (autour de 10 %), localement elles peuvent atteindre 25 % dans des niveaux centimétriques proche du plateau ou du glissement de la partie nord de la ride de Pianosa. Des galets de vase silteuse centimétriques à décimétriques sont fréquemment observés dans les niveaux métriques massifs. Des traces de fluage sont parfois observées (sable flué tout le long de la gaine de la carotte).

Ces silts et sables de couleur noir foncé sont composés en grande partie de quartz plus ou moins émoussés (40 %), de minéraux lourds noirs, de micas (biotite), et de monosulfures (débris ligneux diagénisés) (40 %). Des feldspaths, des minéraux pyriteux et des débris ligneux frais sont observés en moindre quantité. La fraction biogénique, inférieure à 10 %, est représentée par des fragments de bivalves, des spicules d'échinodermes, des foraminifères benthiques et planctoniques de grande taille ($>150 \mu\text{m}$).

Les sables beiges sont constitués de quartz (40 %), de minéraux blancs légers opaques, de minéraux pyriteux et de quelques micas. La fraction biogène est très importante (40 %) et est composée de fragments de gastéropodes, de ptéropodes, de spicules de spongiaires, de foraminifères benthiques essentiellement.

Faciès 8C : Silt à Sable grossier à nombreux tests d'organismes millimétriques à centimétriques (*Figure V-12*). Ce faciès se présente sous la forme de niveaux métriques où le matériel est très mal trié, composé de silt (moyenne granulométrique autour de 30 μm) et/ou de sables (moyenne granulométrique variant de 63 μm à 2 mm). Les tests d'organismes (coraux, gastéropodes, ptéropodes) représentent jusqu'à 50 % du matériel. Ils sont très bien conservés. Les teneurs en carbonates sont fortes (de 30 à 70 %). Aucune structure interne n'est observée.

3. Description des séquences

Les faciès décrits dans le paragraphe précédent s'organisent en différentes séquences sédimentaires.

Au sein de l'ensemble des carottes prélevées sur le plateau continental, sur le haut de la pente ou encore sur la ride de Pianosa, aucune séquence sédimentaire n'a pu être mise en évidence, soit en raison de l'homogénéité du matériel, soit en raison de l'état des carottes (fluage des sables ou déstructuration par les nombreuses et grosses coquilles lors du carottage ou de l'ouverture). Sur la ride de Pianosa, les vases homogènes à plus ou moins fortes teneurs en monosulfures ne semblent pas avoir subi de détérioration. A l'inverse, les sables coquilliers du plateau continental et ceux du haut de la pente de la partie nord de la ride semblent avoir été beaucoup remaniés, peut être par le carottage.

Au sein des carottes prélevées sur le système du Golo, nous avons identifié cinq types de séquences sédimentaires (*Figure V-14*). Pour chaque séquence, l'environnement caractéristique de dépôt sera défini.

La séquence I est représentée par un niveau de vase silteuse gris-olive évoluant vers le haut en un niveau de vase gris-olive homogène (*Figure V-14*). Les contacts inférieurs et supérieurs des séquences sont graduels et donc parfois difficiles à positionner. Seuls les traitements d'images rX et les courbes granulométriques nous permettent de faire la différence entre ces vases (paragraphe précédent). L'épaisseur de cette séquence est très variable, de quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres. Dans certains cas, le niveau de vase du sommet est tronqué (Séquence I-tr). *Cette séquence est observée dans l'ensemble des carottes et majoritairement sur les levées du Golo Sud et sur les franges des lobes du Golo Sud, du Golo Nord et du Pineto.*

La séquence II est représentée par des sables massifs à la base (faciès 7Sa-M), qui évoluent vers le haut en un terme à lamines planes (faciès 6Sa-L), puis en un terme de sable fin (faciès 5Sa) et enfin en un terme silteux (faciès 4S). Ces silts sont surmontés d'un terme de vase silteuse par un contact net, parfois graduel (faciès 3AS). Ces vases évoluent vers le haut dans quelques cas en un terme de vase (faciès 2A) (*Figure V-14*). Le contact inférieur est érosif et le contact supérieur est progressif. La séquence présente un granoclassement normal. L'épaisseur de la séquence peut varier de quelques centimètres à 30 cm.

Le terme massif (faciès 7Sa-M) de la base de la séquence a une épaisseur variable, mais généralement faible (1 à 5 cm).

Le terme de sable laminé de la base de la séquence (faciès 6Sa-L) présente des épaisseurs variant de quelques centimètres à 20 cm. Les lamines d'épaisseur inframillimétriques sont visibles sur les images rX. Ces lamines peuvent présenter une évolution verticale. De la base vers le sommet, le nombre de lamines augmente, associé à une diminution de la granularité (*Figure V-18*). L'augmentation des lamines vers le haut est plus ou moins régulière. En effet, des sous-séquences sont observées à l'intérieur de ce terme laminé. Ces sous-séquences sont observées à la fois sur les images rX et sur les courbes de granularité. L'épaisseur des sous-séquences diminue vers le sommet de la séquence (*Figure V-18*). L'existence de ces sous-séquences rend parfois difficile la détermination des limites de séquences (un ou plusieurs événements ?, *Figure V-17*).

Le terme de sable fin (faciès 5Sa) est peu épais (de l'ordre de 1 à quelques centimètres). Il peut être massif (*Figure V-18*), à lentilles de vase silteuse ou à sets de rides (*Figure V-17*). Lorsque ce terme est massif, sa différenciation avec le terme silteux 4S est alors difficile à réaliser.

Le terme silteux (faciès 4S) peut être massif, à lentilles silteuses. Son épaisseur est généralement faible (de l'ordre de 1 à quelques centimètres). Il est souvent difficile à observer (*Figure V-18*).

Les termes de vases (faciès 3AS et 2A) ont des épaisseurs variables, centimétriques à décimétriques.

Cette séquence type entière s'observe uniquement dans les dépôts du chenal du Golo Sud (KCO 58, 61 et 62).

Généralement cette séquence est tronquée d'un ou plusieurs termes et nous appellerons cette séquence « **la séquence II-tr** ». Dans la suite de ce paragraphe, je détaille les différentes séquences II-tr observées. En effet, les séquences tronquées montrent une grande variabilité au niveau des termes présents et des structures observées. Chaque séquence tronquée ne caractérise pas le même environnement de dépôt.

La séquence peut être tronquée d'un ou plusieurs termes sableux de la base ou du sommet de la séquence type et être composée de:

- **la succession des faciès sableux massif ou à structures dynamiques 5Sa, 4S, à vaseux 3AS et 2A** (absence des termes sableux grossier à moyen massif et à lamines (7Sa-M et 6Sa-L). Le contact inférieur est érosif et le contact supérieur est souvent graduel. Le passage du terme sableux au terme silteux est souvent net. Le terme sableux 5Sa présente des structures très variées telles des lamines ondulantes (*Figure V-17* et *Figure V-21*), des sets de rides (*Figure V-18*), des lamines obliques dont l'épaisseur varie latéralement (*Figure V-20*), des lamines perturbées, déstructurées, convolutées (*Figure V-19*). Cette séquence tronquée s'observe dans *les dépôts du chenal aval du Golo Sud (KCO 58 et 62)*. Le terme de sable fin (faciès 5Sa) peut aussi être massif. La distinction entre les termes sableux et silteux massifs est alors difficile à faire. Le contact inférieur est alors érosif et très perturbé (exemple de cette séquence dans la photographie du faciès 5Sa dans la *Figure V-12*). L'épaisseur du terme sable de la base de la séquence tronquée ne dépasse généralement pas 5 cm. Cette séquence II-tr tronquée des termes sableux de la base de la séquence type caractérise *les dépôts de levées aval du Golo Sud (KCO 59 et 60) et dans le prolongement du lobe du Golo Nord (KCO 66)*.

- **la succession des faciès silteux 4S, à vaseux 3AS et 2A** (absence de l'ensemble des termes sableux 7Sa-M, 6Sa-L et 5Sa) (*Figure V-15*). Dans ce cas, le contact inférieur est net, souvent perturbé. Le contact supérieur est souvent graduel. Le niveau silteux a une épaisseur moyenne de 5 cm. Il peut être massif (*Figure V-15*), présenter des lentilles de vase silteuse. Dans quelques niveaux de silt, probablement du à des processus de déstructuration (bioturbation, carottage, échantillonnage ?), le granoclassement n'est pas visible. *Cette séquence s'observe sur les levées amont et le lobe distal du Golo Sud (KCO 39, 40 et 74) et sur les lobes carottés*. Dans les carottes prélevées sur *les lobes distaux du Pineto et Golo Sud (KCO 56 et 74)*, deux niveaux de silt se présentent sous la forme de l'alternance de lamines de silt et de lamines de vase silteuse inframillimétriques à millimétriques qui ne montrent pas d'évolution verticale particulière (*Figure V-16*).

- **la succession des faciès sableux grossier 7Sa-M à silteux 4S** (absence des termes de vase du sommet) (*Figure V-17*). Les contacts supérieurs sont nets et très perturbés. *Cette*

séquence tronquée caractérise les dépôts du chenal aval du Golo Sud (KCO 61) et sur le lobe du Fium Alto (KCO 42).

La séquence III est représentée par des sables grossiers à moyen massifs centimétriques à décimétriques (faciès 7Sa-M) qui passent par un contact net aux vases silteuses (faciès 3AS). Les teneurs en carbonates sont élevées (autour de 30 %). Le contact inférieur est net à érosif et le supérieur est net (*Figure V-14* et *Figure V-22*). La séquence ne présente généralement pas de granoclassement. Dans quelques cas, un léger granoclassement inverse est observé *Cette séquence s'observe sur la levée du St Damiano (Kcor 01), et sur les bords de la ravine et du lobe du Fium Alto (KCO 35, 28 et 42).*

La séquence IV est représentée par des niveaux massifs métriques de sable (faciès 8Sa-M) (*Figure V-14* et *Figure V-23*). Les contacts inférieur et supérieur sont érosifs et nets. La séquence ne présente pas de granoclassement. Des galets de vase silteuse centimétriques à décimétriques sont observés « flottant » dans les sables. *Cette séquence s'observe dans le chenal aval du Golo Sud (KCO 58) mais elle caractérise surtout tous les dépôts de lobes carottés (Golo Sud, Golo Nord, Pineto et Fium Alto).* Pour la plupart de ces niveaux, des traces de fluage sont observées (sable tout le long de la gaine). L'absence de granoclassement, de structure et la présence de galets de vase décimétriques sont donc à interpréter avec précautions. Toutefois, la base d'un niveau massif de sable présente des lamines très bien définies identiques au terme laminé de la base de la séquence II (*Figure V-23*). Ce niveau massif est caractérisé par un granoclassement positif avec des sables grossiers à la base. Des traces de lamines sont observées dans le niveau massif du sommet. Ces observations suggèrent que ces sables pourraient correspondre réellement à des niveaux massifs. Ils pourraient alors constituer le terme massif de la base de la séquence II qui serait de très forte épaisseur au niveau des lobes.

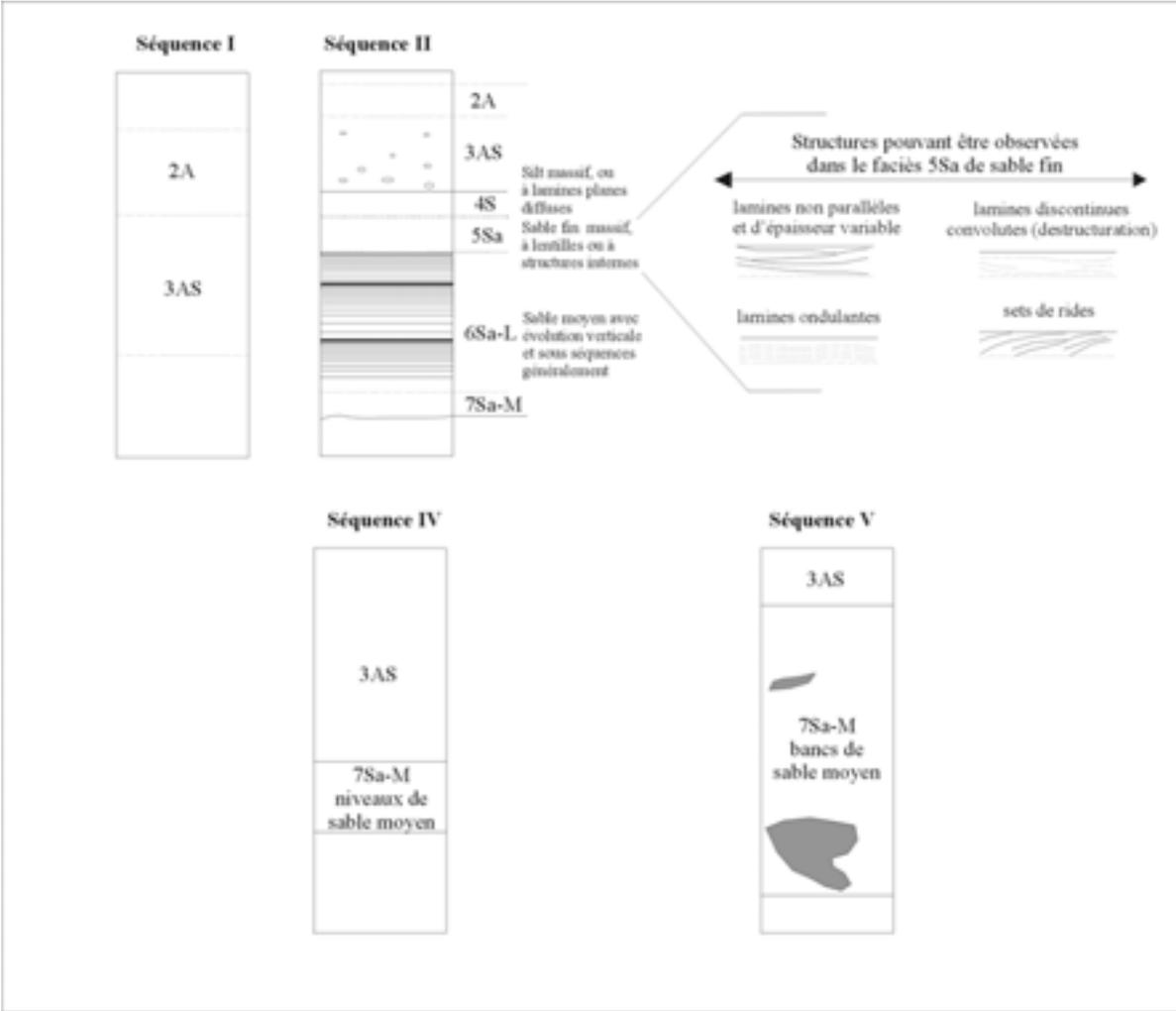


Figure V-14. Schématisation des 4 types de séquences sédimentaires observées sur les systèmes turbiditiques à proximité de l'embouchure du fleuve Golo.

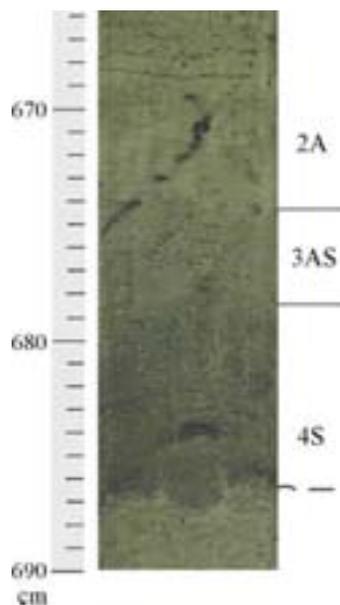


Figure V-15. Photographie de la séquence II-tr montrant le passage des silts massifs aux vases silteuses puis aux vases.

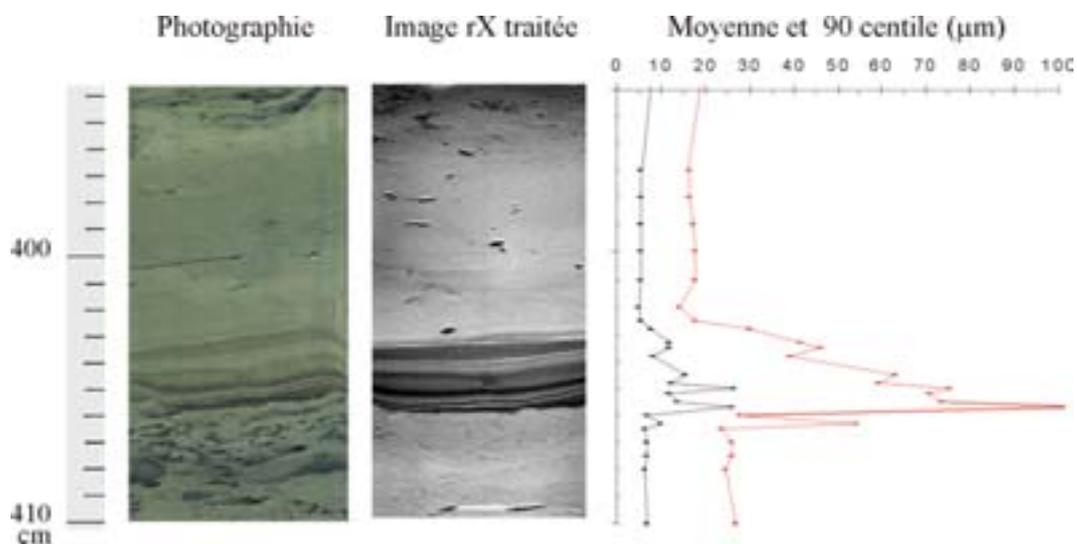


Figure V-16. Photographie, image rX traitée et courbes granulométriques de la séquence II-tr, granoclassée positivement, montrant l'alternance de lamines de silt fin (la moyenne ne dépasse pas 30 µm) et de vase silteuse.

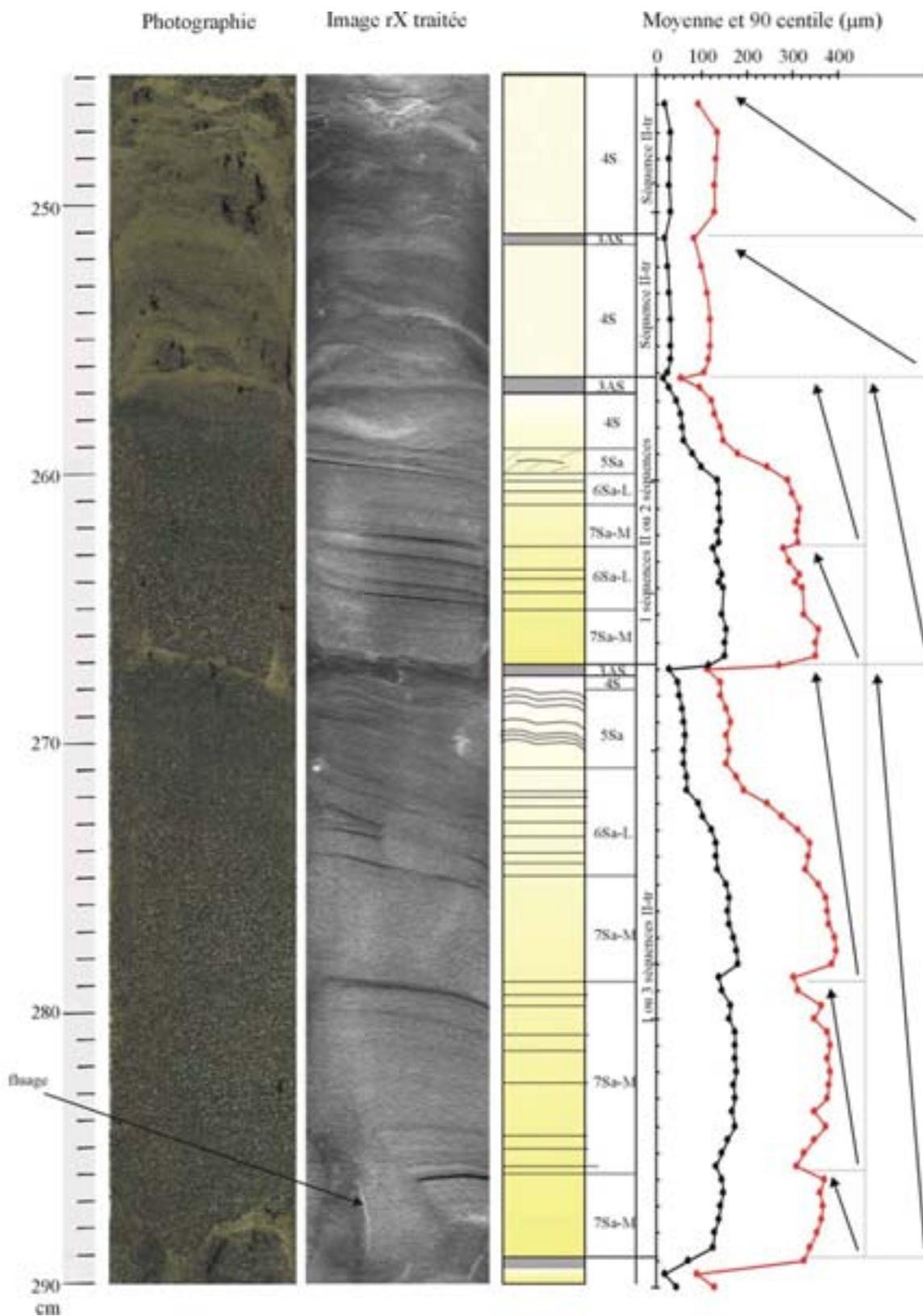


Figure V-17. Photographie, image rX traité et courbes granulométriques de la séquence II (avec des sets de ride ou des lamines ondulantes dans le faciès sableux 5Sa) et de la séquence II-tr (séquence tronquée d'un ou plusieurs termes).

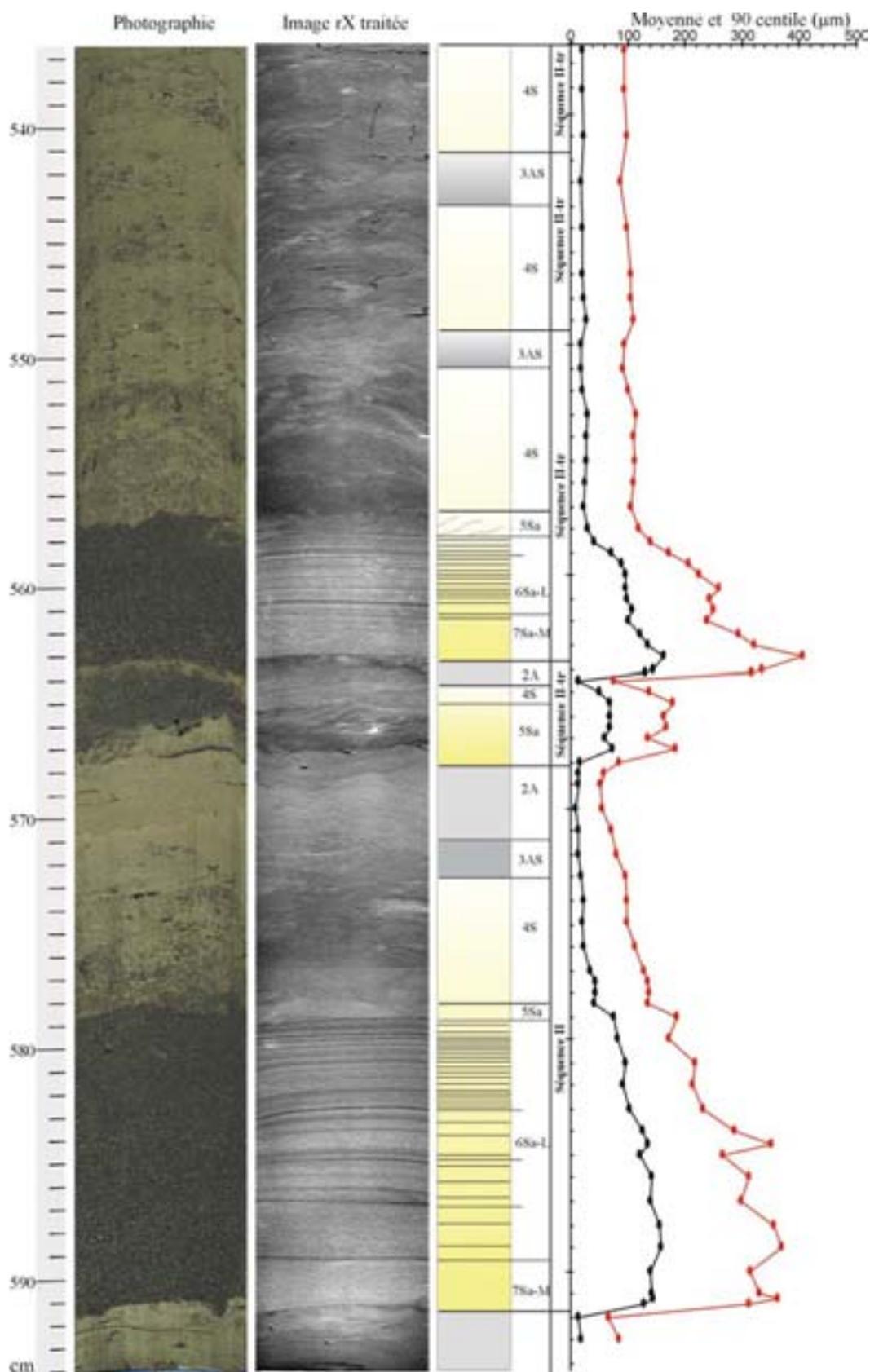


Figure V-18. Photographie, image rX traitée et courbes granulométriques de la base vers le sommet, de la séquence II (avec des sables et silt massifs 5Sa et 4S), de séquences II-tr (tronquée du terme massif et laminé sableux à la base ou du terme vaseux du sommet).

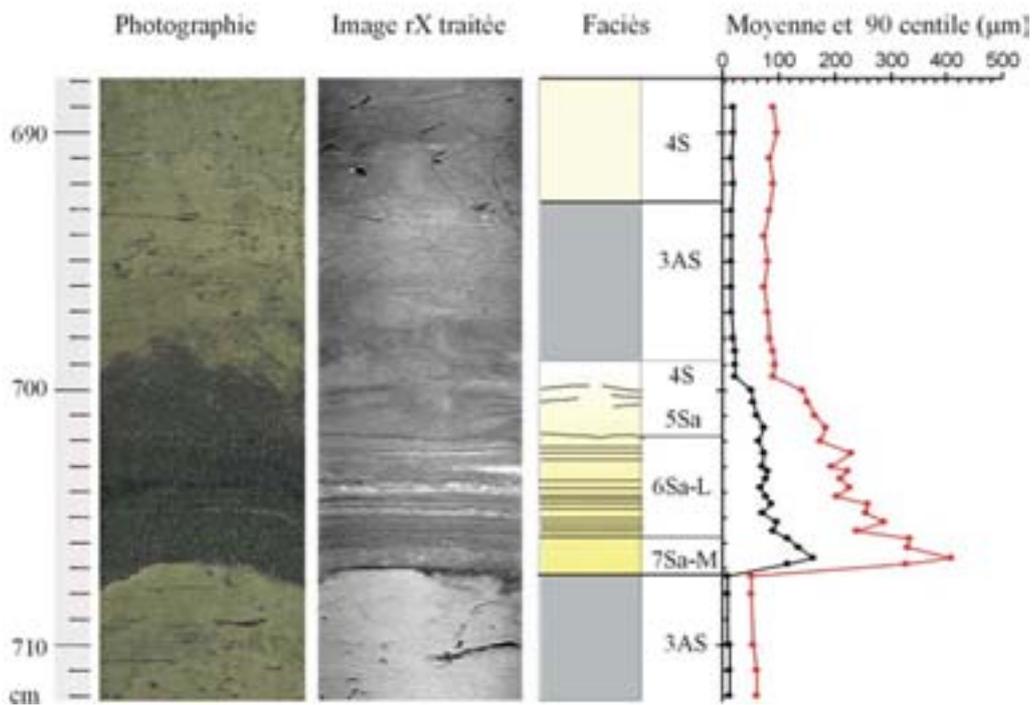


Figure V-19. Photographie, image rX traitée et courbes granulométriques de la séquence II-tr montrant le passage des sables à lamines planes, puis à lamines discontinues déstructurées, aux vases silteuses (absence des vases du sommet).

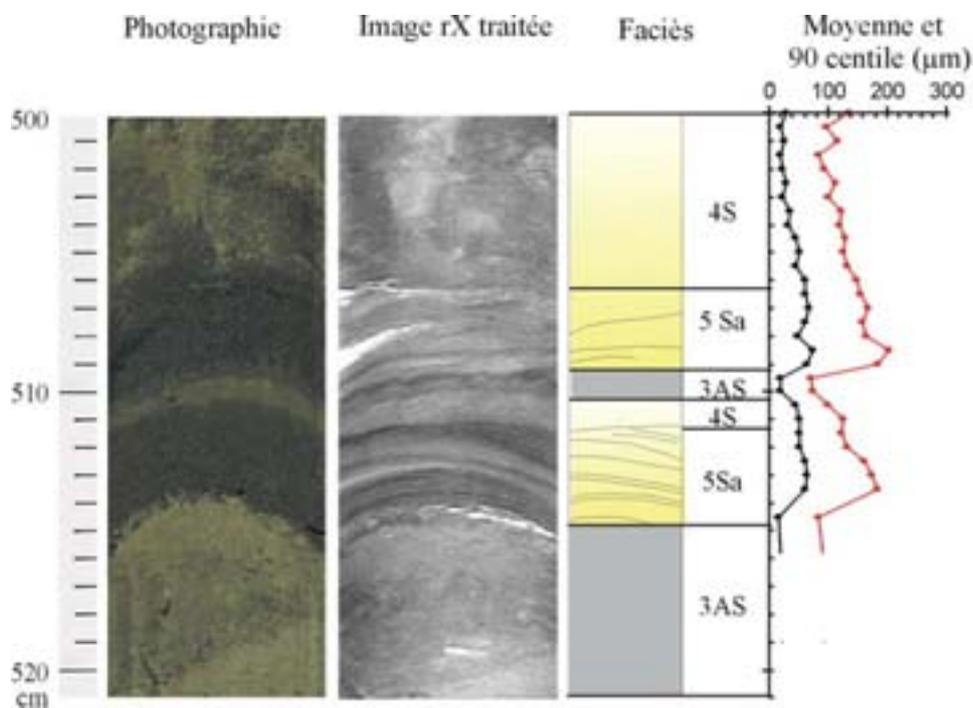


Figure V-20. Photographie, image rX traitée et courbes granulométriques de deux séquences II-tr (séquence de sable fin à lamines obliques tronquées à la base du terme de sable à lamines planes).

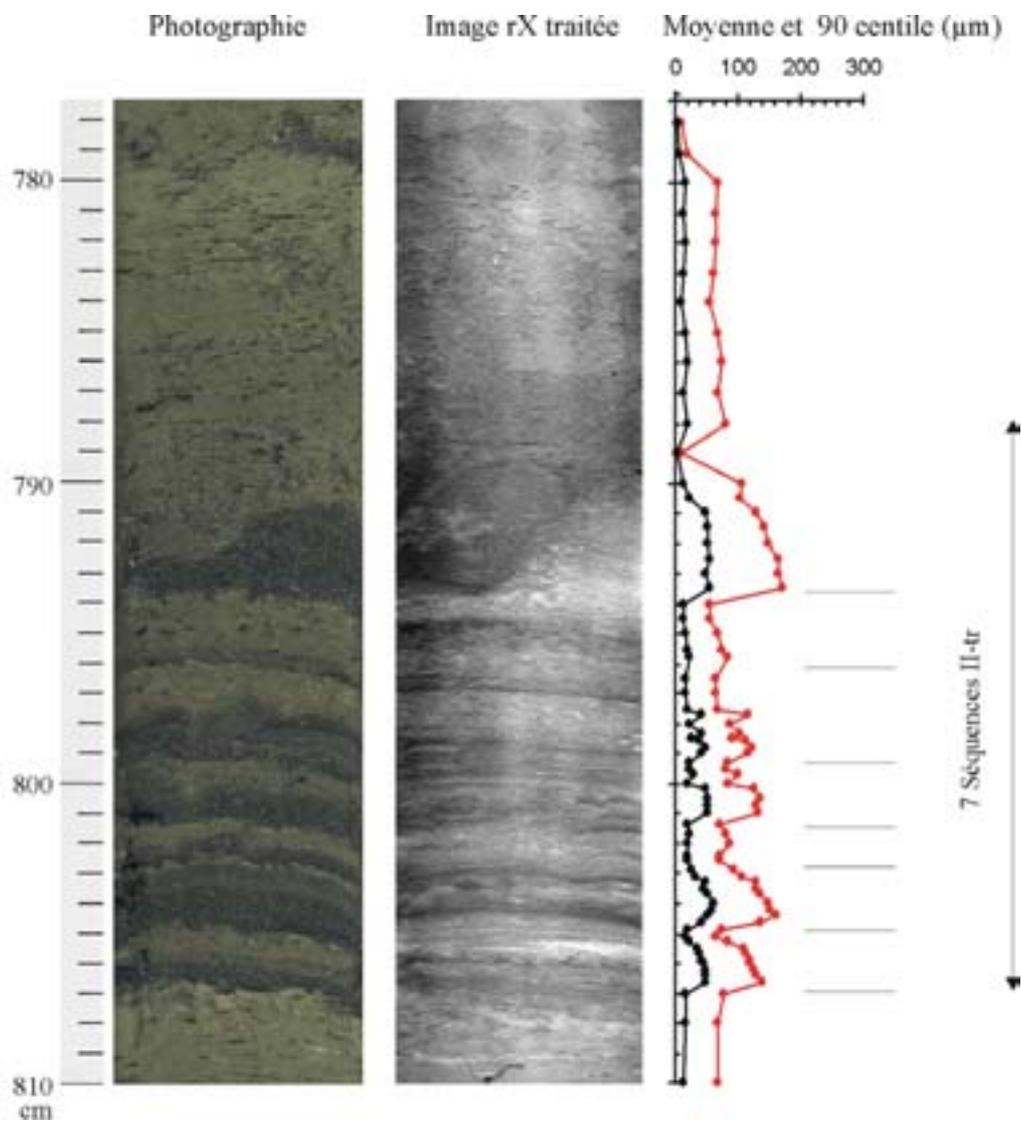


Figure V-21. Photographie, image rX traitée et courbes granulométriques montrant la succession de plusieurs séquences II-tr à lamines ondulées (succession des faciès 5Sa, 4S et 3AS) (séquences II tronquées du terme de sable fin à moyen laminé à la base).

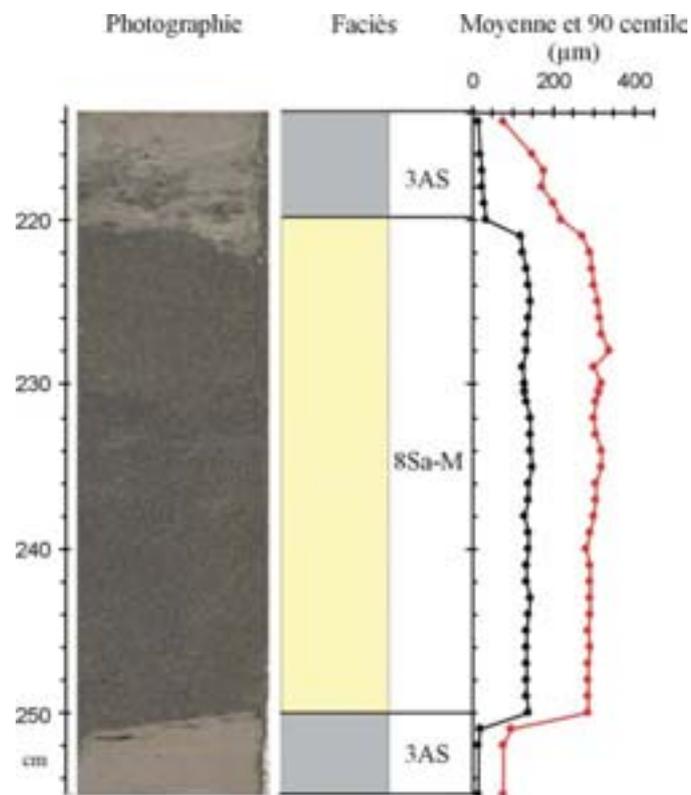


Figure V-22. Photographie et courbes granulométriques de la séquence III de sable grossier massif sans granoclassement apparent (faciès 7Sa-M).

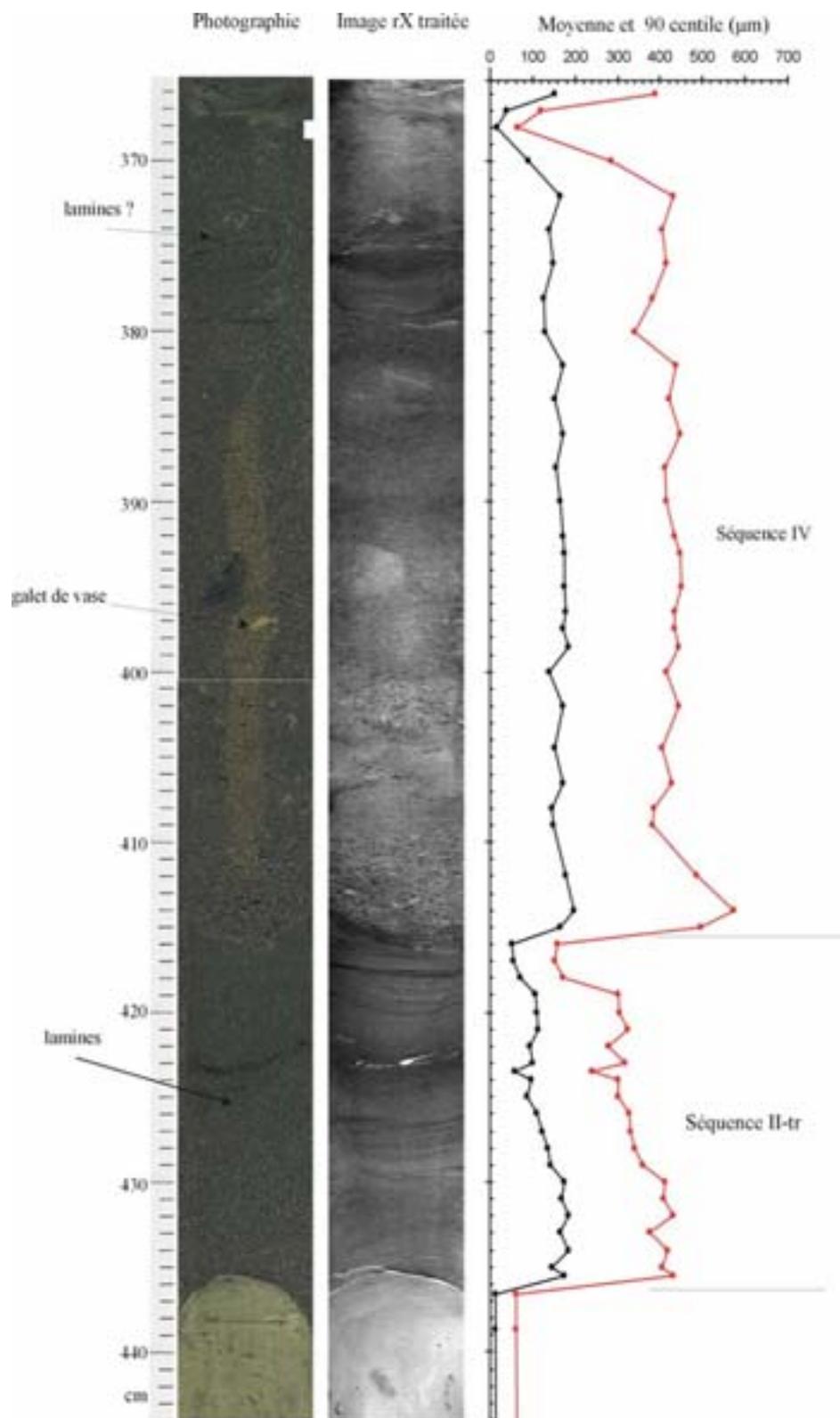


Figure V-23. Photographie, image rX traitée et courbes granulométriques montrant la séquence IV (sables massifs métriques) avec à la base la séquence II-tr (sables à lamines granoclassés).

4. Distribution des séquences dans les carottes, caractérisation de l'activité turbiditique dans le temps et dans l'espace

Les corrélations entre les différentes carottes ont été réalisées grâce à l'utilisation des datations ^{14}C , des variations lithologiques, des variations de couleurs et des teneurs en carbonates. Ces dernières montrent notamment une variation que j'ai interprétée comme la limite séparant l'Holocène (valeurs $> 30\%$) et le Pléistocène (valeurs $< 20\%$). Ces corrélations sont montrées sur les *Figures V-4 à 9*. Des taux de sédimentation ont pu être calculés à partir des datations ^{14}C .

Pour l'ensemble des carottes, aucune activité turbiditique marquée (granularité moyenne des sédiments ne dépassant pas $15\ \mu\text{m}$) n'est observée **durant l'Holocène**. L'analyse de détail de cette période sera décrite dans le paragraphe 6 consacré à l'étude des prélèvements interfaces.

- Dans le détail, l'étude des carottes prélevées **dans la partie proximale du système du Golo** (complexes chenal-levées des éventails et canyons-chenaux du Pineto et du Fium Alto) permet de mettre en évidence trois points :

(1) Les carottes prélevées sur les transects chenal-levées du *Golo Sud* (*Figure V-4*) montrent d'importantes variations de la teneur en sable, du nombre de séquences sableuses et silteuses, de la granularité moyenne des séquences, et des structures observées.

- Le chenal est caractérisé par des séquences de sables à structures dynamiques variées de type II et II-tr (faciès 7Sa-M, 6Sa-L et 5Sa, *Figure V-14*). Quelques séquences de sable grossier massif y sont observées (séquence de type V, faciès 7Sa-M, *Figure V-14*).

- Les niveaux sableux et silteux qui représentent 32% et 11% dans les carottes du chenal (carotte KCO 58) sous la forme de plus de 40 séquences sédimentaires au cours du Pléistocène, deviennent beaucoup moins nombreuses et épaisses dans la carotte KCO 59 puis dans la carotte KCO 60, c'est-à-dire en s'éloignant du chenal (séquences de type II-tr, faciès 5Sa et 4S, *Figure V-14*) (*Figure V-3*). Aucune séquence de sable n'est observée dans la carotte la plus distale du chenal (KCO 60). Les structures internes très variées dans le chenal (séquence de type II) ne s'observent pas sur les levées (dominance des séquences I et II-tr, faciès 5Sa et 4S, *Figure V-14*).

- La granularité moyenne des sables au sein des carottes du chenal et de la crête de la levée diminuent fortement du chenal à la crête de la levée ($200\ \mu\text{m}$ pour KCO 58 et $70\ \mu\text{m}$ pour KCO 59). Il y a donc diminution très importante et rapide (dès lors qu'on quitte le chenal) du nombre de séquences sableuses et silteuses, de leur épaisseur, de leur granularité et des structures internes pour le chenal du Golo Sud.

- La comparaison des deux jeux de carottes de la levée amont et aval du Golo Sud, montre une très légère augmentation des teneurs en sable et en silt vers l'aval du système (*Figure V-3*). Il est à noter que les deux carottes sur la levée amont (KCO 39 et 40) ont des longueurs

relativement faibles et qu'elles sont comparables aux premiers mètres des autres carottes sur la levée aval.

La dynamique des débordements se modifie donc probablement de l'amont vers l'aval mais aussi du chenal vers la levée distale.

(2) Le chenal aval du *St Damiano* est caractérisé par un faciès de sable carbonaté grossier à moyen massif (séquence de type III, faciès 7Sa-M, *Figure V-14*). La levée amont est caractérisée par des silts carbonatés.

(3) Les bords de la ravine du *Fium Alto* sont caractérisés par des sables grossiers massifs et des teneurs en carbonates importantes (séquence de type III, faciès 7Sa-M et 7Sa-L, *Figure V-14*) qui alternent avec des niveaux silteux. Les carottes prélevées dans la partie amont, sur les bords sud et nord de la ravine du *Fium Alto*, aux mêmes profondeurs (KCO 35 et 27) montrent des teneurs en sable et en silt similaires (*Figure V-3*). Les phénomènes de débordements qui alimentent les dépôts sur les levées semblent donc également importants.

La comparaison de ces carottes nous permet d'observer :

- la variabilité de la répartition amont-aval des sédiments sableux et silteux sur la partie proximale du système du Golo (complexes chenal-levées ou ravine). Le flanc externe du chenal du *St Damiano* et les bords des ravines présentent une activité turbiditique (nombre, épaisseur et granularité des séquences sableuses) plus importante que le complexe chenal-levées du Golo Sud (*Figure V-3*). A profondeur d'eau équivalente (KCO 39, 40 et Kcor 01, *Figure V-1*), les levées amont du Golo Sud ne présentent pas de valeurs en carbonates importantes, alors que des valeurs importantes sont observées sur le flanc externe du chenal du *St Damiano*. Les processus d'édification des chenaux ne sont donc pas identiques d'un éventail à l'autre.

- La dynamique d'édification de la partie proximale d'un même système turbiditique (le système du Golo) est donc très variable.

• **Les lobes** carottés du Golo Sud, du Golo Nord, du Pineto et du *Fium Alto* sont caractérisés par des teneurs en sable importantes (dominance des séquences de sable grossier massif de type IV, faciès 7Sa-M, *Figure V-14*) (*Figure V-3*).

Les lobes proximaux du Golo Sud et du *Fium Alto* présentent aussi des séquences de type II-tr tronquée des termes sableux (faciès 5Sa) et II-tr tronquée des termes fins du sommet respectivement (faciès 7Sa-M et 7Sa-L, *Figure V-14*).

Les lobes distaux (frange et prolongement des lobes) des éventails du Golo Sud et du Golo Nord sont caractérisés par des vases silteuses qui alternent avec quelques niveaux de sable massif (séquence de type II-tr, faciès 5Sa et 7Sa-M, *Figure V-14*) et quelques niveaux de sable

très carbonatés à lamines planes beige pour le Golo Nord et noir peu carbonatés pour le Golo Sud (séquence de type II, faciès 6Sa-L, *Figure V-14*).

La frange du lobe du Pineto est caractérisée par des séquences de type I (faciès 3AS et 2A, *Figure V-14*).

La corrélation des carottes KCO 65 et 67 prélevées au même endroit sur le lobe aval du Golo Nord, montre que le niveau vaseux (faciès 2A) du sommet a la même épaisseur dans les deux carottes. Par contre, le niveau de vase silteuse suivant (faciès 3AS) est de l'ordre de 20 cm dans la carotte KCO 65 et de 5 m dans la carotte KCO 67. Ces deux carottes montrent à la base des niveaux massifs de sable contenant des galets de vase silteuse. Ces carottes sont éloignées de 70 m. Cette différence peut s'expliquer soit par une variabilité latérale importante de la sédimentation, soit par un problème de carottage. Il apparaît prudent de faire très attention aux pourcentages de sable indiqués dans la *Figure V-3*, mais aussi aux comparaisons des épaisseurs du drapage Holocène dans les différentes carottes. De même, l'interprétation hydrodynamique de galets décimétriques de vase silteuse présents dans les niveaux massifs sableux sera à faire avec beaucoup de prudence, surtout dans les carottes qui présentent des traces de fluage (sable dispersé le long de la gaine).

La comparaison des carottes prélevées sur les lobes montre :

- la présence de fortes teneurs en sable (dominance des séquences de type IV) dans l'ensemble des lobes turbiditiques carottés (avec le lobe médian comme zone de dépôt prépondérant des sables ; autour de 80%) (*Figure V-3*),

- la présence de galets centimétriques à décimétriques de vase silteuse dans les dépôts sableux des lobes proximaux,

- la diminution générale des teneurs en sable en allant vers les parties distales des lobes du Golo Sud, du Golo Nord (*Figure V-3*). Contrairement aux franges des lobes du Golo Sud et du Golo Nord, la frange du lobe du Pineto ne montre aucune activité turbiditique. La dynamique des écoulements est donc différente entre les lobes du Golo Sud et du Golo Nord, et le lobe du Pineto.

- Les franges des lobes du Golo Nord et du Golo Sud ne sont pas caractérisées par les mêmes faciès (même type de séquences mais teneurs en carbonates et en monosulfures différentes). Des processus locaux doivent donc intervenir.

5. Carte régionale de répartition des faciès et corrélations litho-sismiques

Nous venons de caractériser la répartition des séquences pour les environnements de dépôt carottés. Dans le chapitre IV, nous avons vu que les éventails du Golo Sud et du Golo Nord présentaient de nombreuses similitudes, de même pour les éventails du Biguglia et du St Damiano. Nous avons aussi pu constater de grandes différences entre ces éventails et les lobes du Pineto et du Fium Alto. Basée sur ces rapprochements, la carte suivante extrapole les

résultats lithologiques obtenus dans le paragraphe précédent aux objets non carottés (par exemple la levée du Biguglia). Ainsi, la comparaison et l'extrapolation des données à la fois bathymétriques, sismiques et lithologiques nous permettent de présenter une carte de la répartition des faciès lithologiques et sismiques à l'échelle régionale de la marge du Golo (*Figure V-24*).

Le plateau continental est caractérisé par les faciès silteux et sableux coquilliers carbonatés sans structure interne (Faciès 8C dans la *Figure V-12*) et un faciès sismique lité à forte fréquence et amplitude (*Figure V-24*).

Les interfluves et la ride de Pianosa sont caractérisés par les faciès des vases et des vases silteuses (faciès 2A et 3AS dans la *Figure V-12*) et un faciès sismique lité continu à discontinu basse fréquence et faible amplitude (*Figure V-24*). **Les deux zones de glissement** sur la ride de Pianosa mises en évidence par l'analyse de la carte bathymétrique (Chapitre IV) sont parfaitement corrélées avec les variations sismique et lithologique. Dans la partie Nord, la pente de la ride est localement caractérisée par le faciès sableux coquillier (faciès 8C dans la *Figure V-12*) et un faciès chaotique. Dans la partie Sud, la pente est localement caractérisée par des vases à monosulfures (faciès 2A dans la *Figure V-12*) et un faciès lité continu à discontinu transparent. Ce faciès à monosulfures très abondant se retrouve uniquement dans la base de la carotte prélevée sur la frange du lobe récent de l'éventail du Golo Sud (*Figure V-24*). Cette corrélation sera étudiée en détail dans le chapitre VI consacré à l'étude de détail du lobe récent du Golo Sud.

Les chenaux des éventails (Golo Sud, Golo Nord, Biguglia et St Damiano) sont caractérisés par des sables grossiers à moyens comprenant le plus grand nombre et la plus grande variété de structures dynamiques de la marge (séquences de type II et II-tr, faciès 7Sa-M, 6Sa-L et 5Sa) associé à un faciès chaotique avec de nombreuses hyperboles (*Figure V-24*). Quelques séquences de type IV de sable grossier massif métrique peuvent y être observées (faciès 7Sa-M).

Les levées des éventails Golo Sud et Golo Nord sont caractérisées par la dominance du faciès des vases silteuses qui alternent avec des niveaux sableux à silteux généralement sans structure (séquences de type II-tr, faciès 5Sa et 4S) associés à un faciès sismique lité convergent continu (*Figure V-24*). **Les levées des éventails Biguglia et St Damiano** sont caractérisées par des sables carbonatés grossiers à moyens massifs (séquence de type III, faciès 7Sa-M) associés à un faciès sismique lité convergent continu à plus forte amplitude (*Figure V-24*).

La ravine du Pineto est caractérisée par des silts massifs. Les bords du canyon du Fium Alto sont caractérisés par du faciès sableux grossier à moyen (séquence de type III, faciès 7Sa-M) associé à des réflecteurs chaotiques comprenant des réflecteurs lités continus de forte amplitude.

Les lobes de la marge du Golo sont globalement caractérisés par des sables massifs (séquence de type IV, faciès 7Sa-M) associés à un faciès chaotique à forte amplitude (*Figure V-24*). Des séquences de type II-tr sont observées sur les lobes proximaux (faciès 4S). Les lobes distaux (frange et prolongement des lobes) des éventails du Golo Sud et du Golo Nord sont caractérisés par des vases silteuses qui alternent avec quelques niveaux de sable massif (séquence de type II-tr, faciès 5Sa) et quelques niveaux de sable beige à lamines planes très carbonatés pour le Golo Nord et noir peu carbonatés pour le Golo Sud (séquence de type II, faciès 6Sa-L) (*Figure V-24*). Ces lobes distaux présentent des faciès chaotique comprenant de nombreux réflecteurs lités continus (*Figure V-24*). La frange des lobes Pineto et Fium Alto est caractérisée uniquement par des vases silteuses (séquences de type I, faciès 3AS et 2A) associée à un faciès lité continu à forte fréquence et amplitude.

Les faciès carbonatés se situent à proximité du plateau et à proximité du glissement de la partie nord de la ride de Pianosa, deux environnements riches en débris coquilliers (*Figure V-24*).

Cette carte montre clairement que les zones de dépôt de matériel sableux sont le plateau continental, les lobes et les chenaux. Les sables du plateau ou du glissement dans la partie nord de la ride de Pianosa sont très mal triés et très riches en tests d'organismes (teneurs en carbonates élevées). Dans le détail (*Figure V-3*), les pourcentages de sables les plus importants se trouvent au niveau du glissement observé dans la partie Nord de la ride de Pianosa (90%), du plateau continental (70 %), au niveau des lobes proximaux (70 % de sable), puis dans les chenaux (30 %) et enfin au niveau des levées aval ou des lobes distaux (< 5 %).

6. Etude sédimentologique des processus récents

Afin de caractériser l'activité récente de la marge au débouché du fleuve Golo, des carottages Interfaces ont été réalisés.

6.1. Description des carottes Interfaces

L'ensemble des carottes Interfaces est caractérisé par la succession de bas en haut de vase gris-olive (faciès 2A) qui passe très progressivement aux vase gris-olive clair ou le maximum de bioturbation est observé, puis de façon nette au niveau sommital de vase marron (faciès 1A dans la *Figure V-12*) contenant des lamines (*Figure V-25*). L'épaisseur du niveau de vase marron est variable (de 8 à 20 cm), ainsi que le nombre de lamines. Les teneurs en carbonates varient légèrement autour de 20 % et la moyenne granulométrique des vases marron varie de 6 à 8 μm .

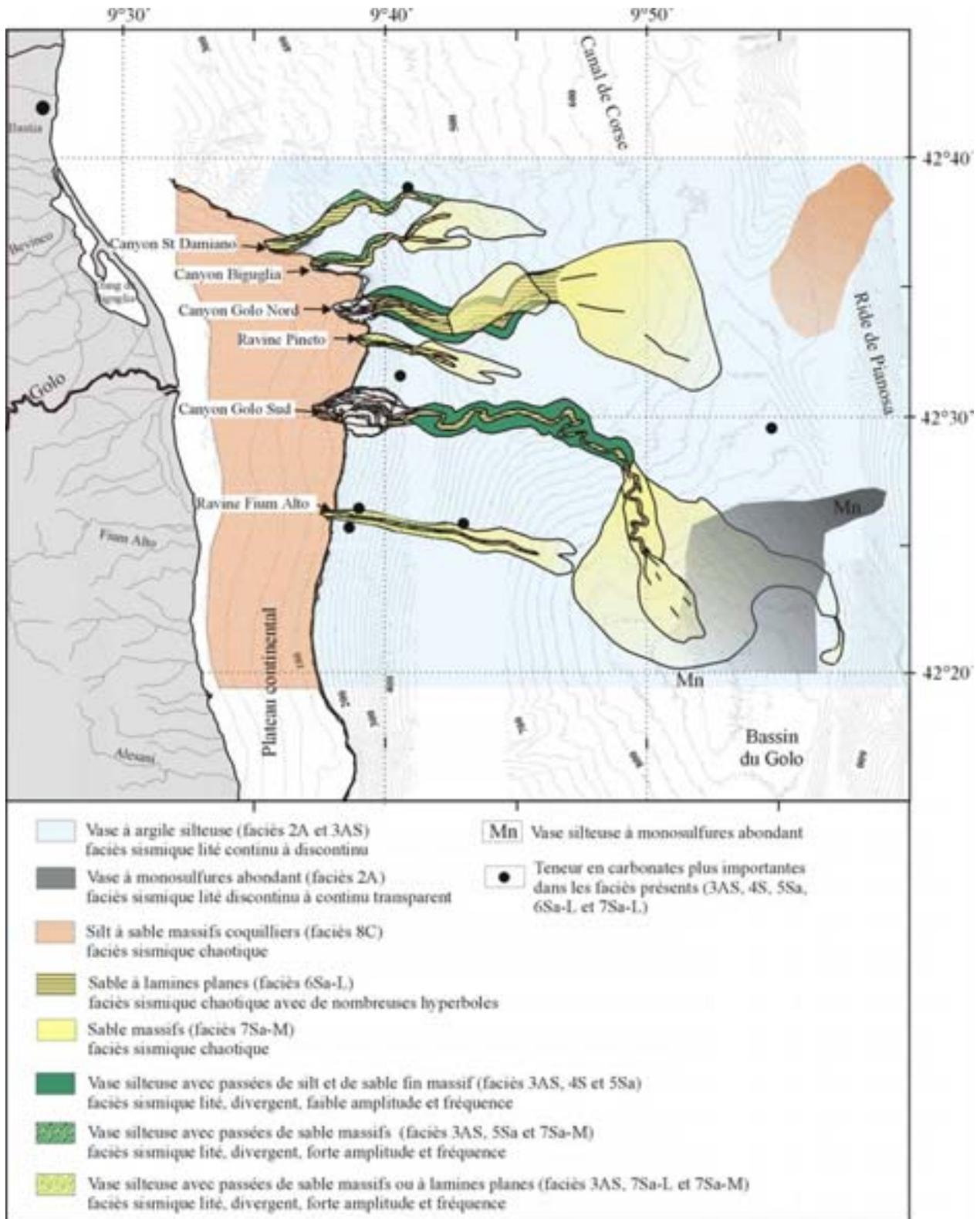


Figure V-24. Carte de répartition des faciès sismiques et lithologiques de la marge du Golo. Compilation des données sismiques, lithologiques et bathymétriques. Isobathes en mètres.

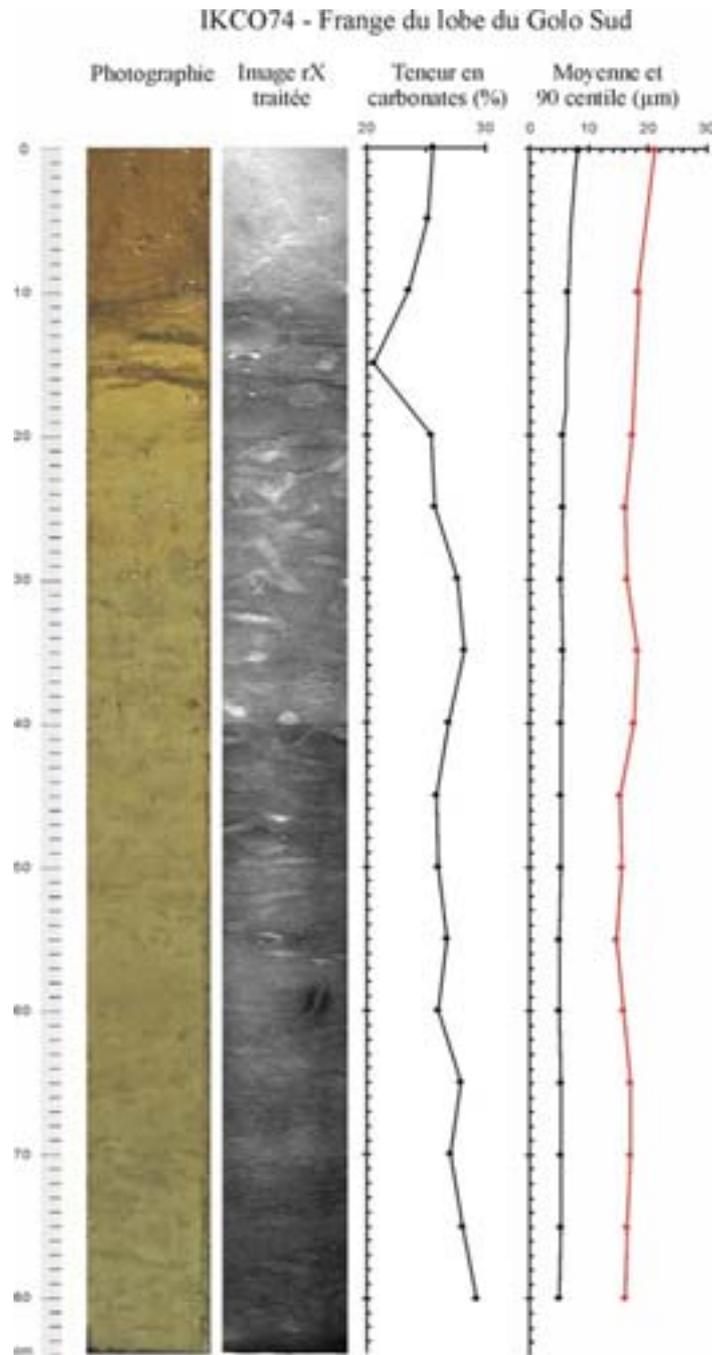


Figure V-25. Photographie, image rX traitée, teneur en carbonates et courbes granulométriques de la carotte interface IKCO 74 prélevée sur la frange du lobe du Golo Sud.

Dans le détail (Figure V-26 et Figure V-27), les vases marron du sommet ne montrent pas de granoclassement. Toutefois, nous observons, sur chaque carotte interface, une très légère augmentation de la granularité vers le sommet. Des séquences montrant des granoclassements positifs sont observées en nombre variable. Toutefois, le sommet des carottes montre une séquence à granoclassement inverse (Figure V-26). Les séquences granoclassées positivement montrent à la base un terme de vase marron à multiples lamines inframillimétriques. Ces

lamines continues à discontinues sont quelquefois perturbées (carottage ?). Leur nombre semble diminuer vers le sommet des carottes. Vers la base, ce terme est surmonté d'un terme de vase gris-olive clair (Figure V-26). Vers le sommet des carottes, ce terme laminé passe progressivement à un terme de vase marron clair qui constitue les premiers centimètres de sédiment.

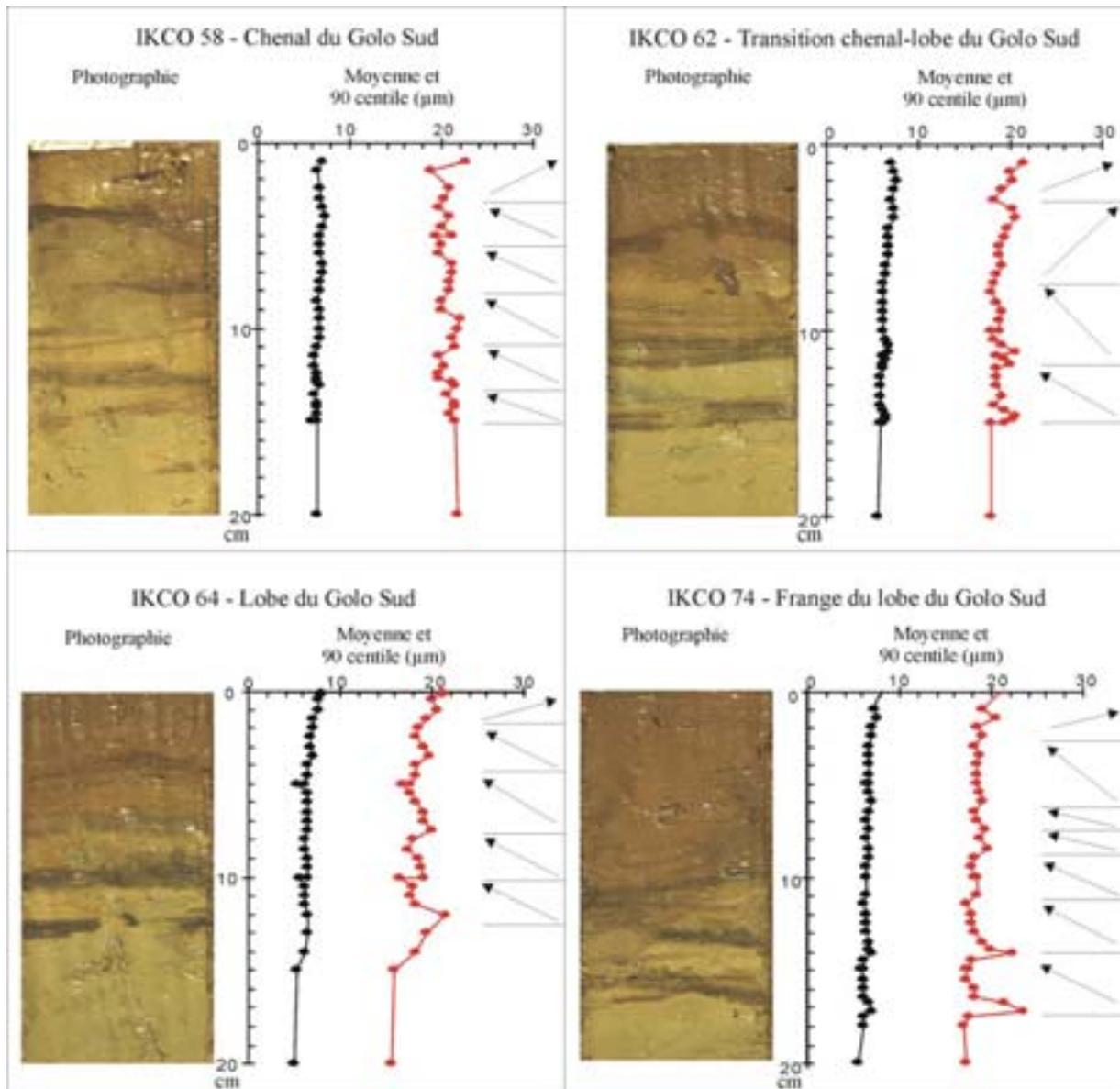


Figure V-26. Photographie et courbes granulométriques des carottes Interfaces prélevées sur l'éventail du Golo Sud, du chenal jusqu'à la frange du lobe.

L'ensemble des carottes interfaces réalisées montre la même évolution à l'exception de la carotte prélevée dans la ravine Pineto qui ne montre pas ces niveaux de vase marron à lamines. Les épaisseurs de ces vases marron décrites précédemment (faciès 1A) sont

identiques sur l'ensemble du système Golo Sud (Figure V-26). Elles semblent diminuer vers l'aval du système Golo Nord (Figure V-27).

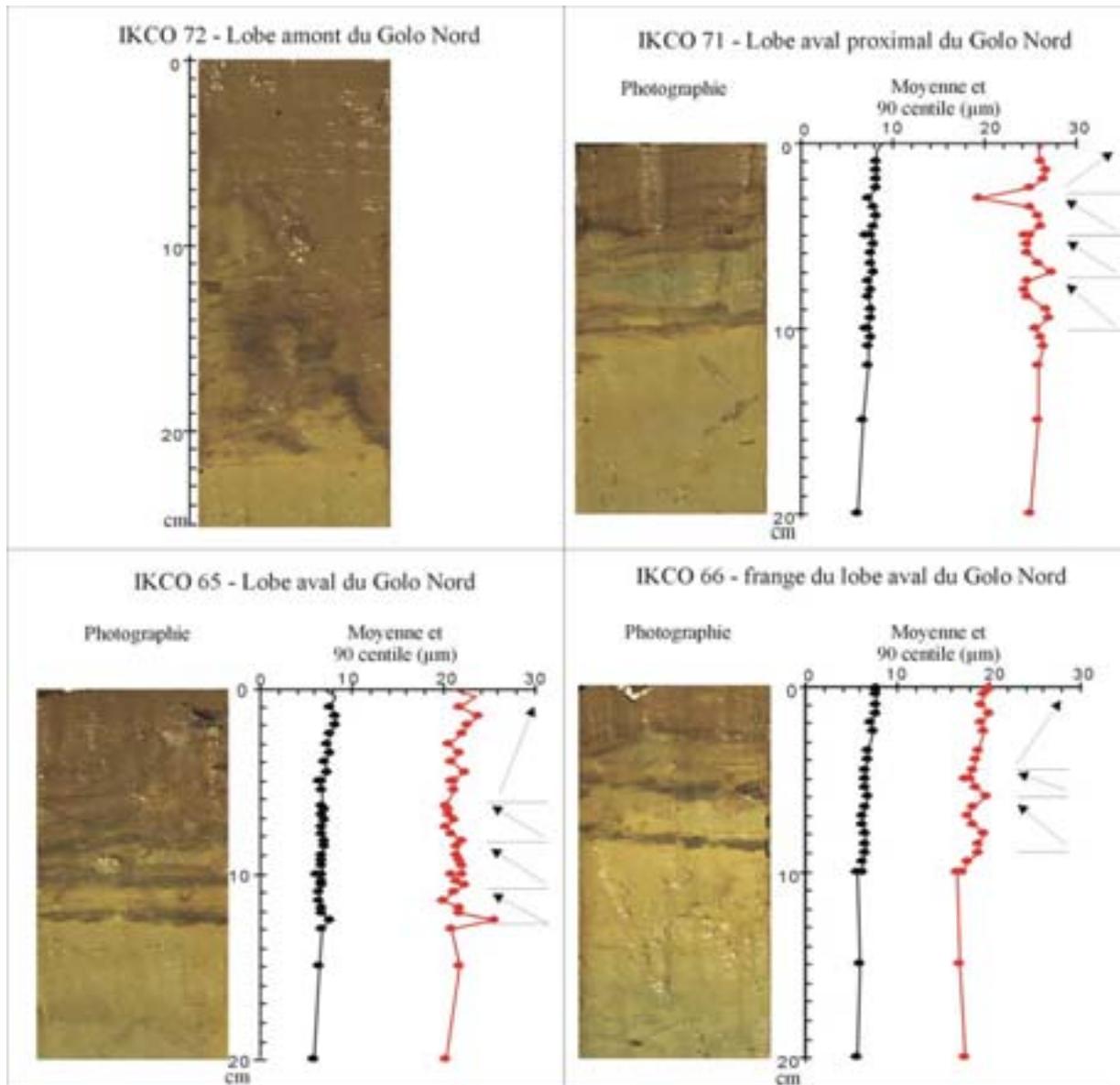


Figure V-27. Photographie et courbes granulométriques du sommet des carottes Interfaces prélevées sur les lobes du Golo Nord.

Des mesures de l'activité du ^{210}Pb en excès ont été effectuées au sommet de ces carottes. Elles montrent toutes des valeurs de plomb en excès ainsi que de ^{137}Cs . L'analyse de ces activités montre:

- des valeurs globalement fortes (activité souvent supérieure à 20 dpm/g).
- une augmentation de l'activité vers l'aval des éventails du Golo Sud (du chenal à la frange du lobe, de IKCO à 74, évolution de 12 à 37 dpm/g) et du Golo Nord (du lobe proximal à la frange du lobe, de Kco 71 à 66, évolution de 15 à 30 dpm/g). Ceci indique que,

pour un ou plusieurs événements récents, le dépôt des sédiments s'est essentiellement opéré dans la partie distale de ces éventails, puis qu'il a progressivement diminué vers l'amont dans le chenal. La partie proximale du Golo Sud est caractérisée par une faible activité (chenal du Golo Sud), elle n'est probablement soumise qu'à des phénomènes d'érosion ou de très faibles dépôts.

- des activités des lobes du Golo Nord, du Golo Sud et Fium Alto identiques (de l'ordre de 30 dpm/g)
- une activité faible pour le lobe et la frange du lobe du Pineto (IKCO 56 et 57, activité identique de 15 dpm/g).
- peu d'activité sur le bord du chenal aval du St Damiano, la plus faible (activité < à 10 dpm/g). Ces trois dernières observations suggèrent que, pour un ou plusieurs événements très récents, le dépôt des sédiments ne s'est pas opéré de façon homogène sur la marge.

Des mesures de l'activité de Plomb ont été effectuées plus en profondeur sur la carotte IKCO 62 (chenal). Une nette diminution est rapidement observée (évolution de 30 à moins de 5dpm/g entre le premier et le cinquième centimètre). Une activité significative est observée jusqu'à 15 cm.

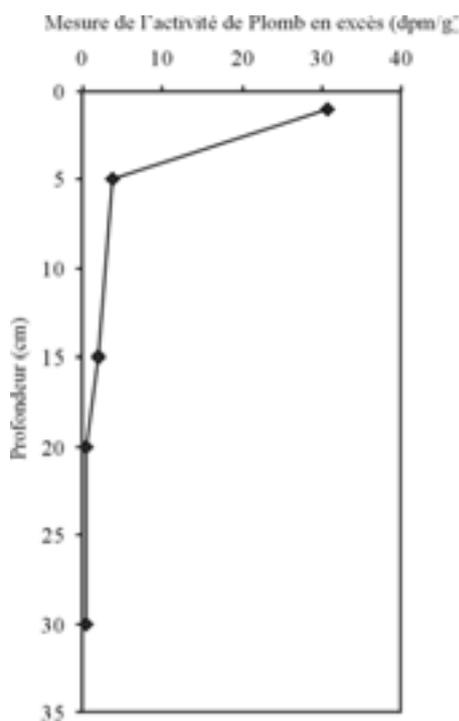


Figure V-28. Courbe de mesure de l'activité de Plomb en excès dans les trente premiers centimètres de la carotte IKCO 62, du chenal du Golo Sud.

6.2. Corrélations avec les carottes Küllenberg

J'ai tenté de corréler les carottes interface avec le premier tronçon des carottes küllenberg, afin d'évaluer les pertes à l'interface des carottes Küllenberg. Ces corrélations sont basées sur l'utilisation des variations de couleur, des teneurs en carbonates et des variations des courbes granulométriques. Ces corrélations suggèrent, dans la majorité des cas, une absence de

sédiment de l'ordre de 20 cm d'épaisseur dans les carottes Küllenberg. Dans certains cas, il manquerait plus de 40 cm (Figure V-29). Les teneurs en carbonates sont supérieures à 25 % dans tous les niveaux de la carotte interface. Seuls les 25 premiers centimètres de la carotte küllenberg ont des valeurs approchantes.

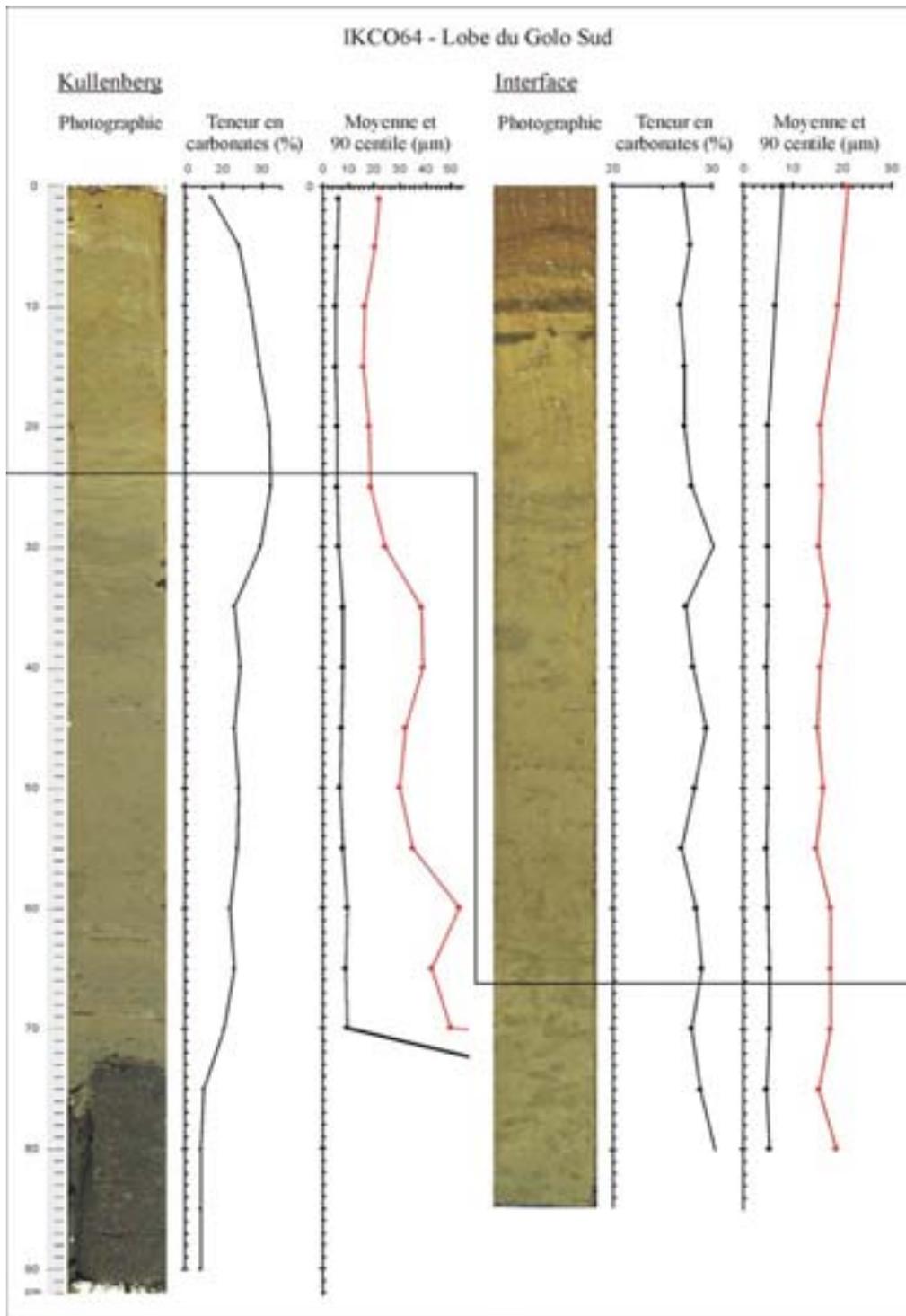


Figure V-29. Exemple d'une corrélation du premier tronçon de la carotte küllenberg avec la carotte interface IKCO 64 (il manquerait au moins 40 cm dans la carotte küllenberg).

Cependant, au-delà de l'absence du sommet des sédiments dans les carottes Küllenberg, il semble avant tout que le carottier Küllenberg compacte ou élimine les vases superficielles (Figure V-30).

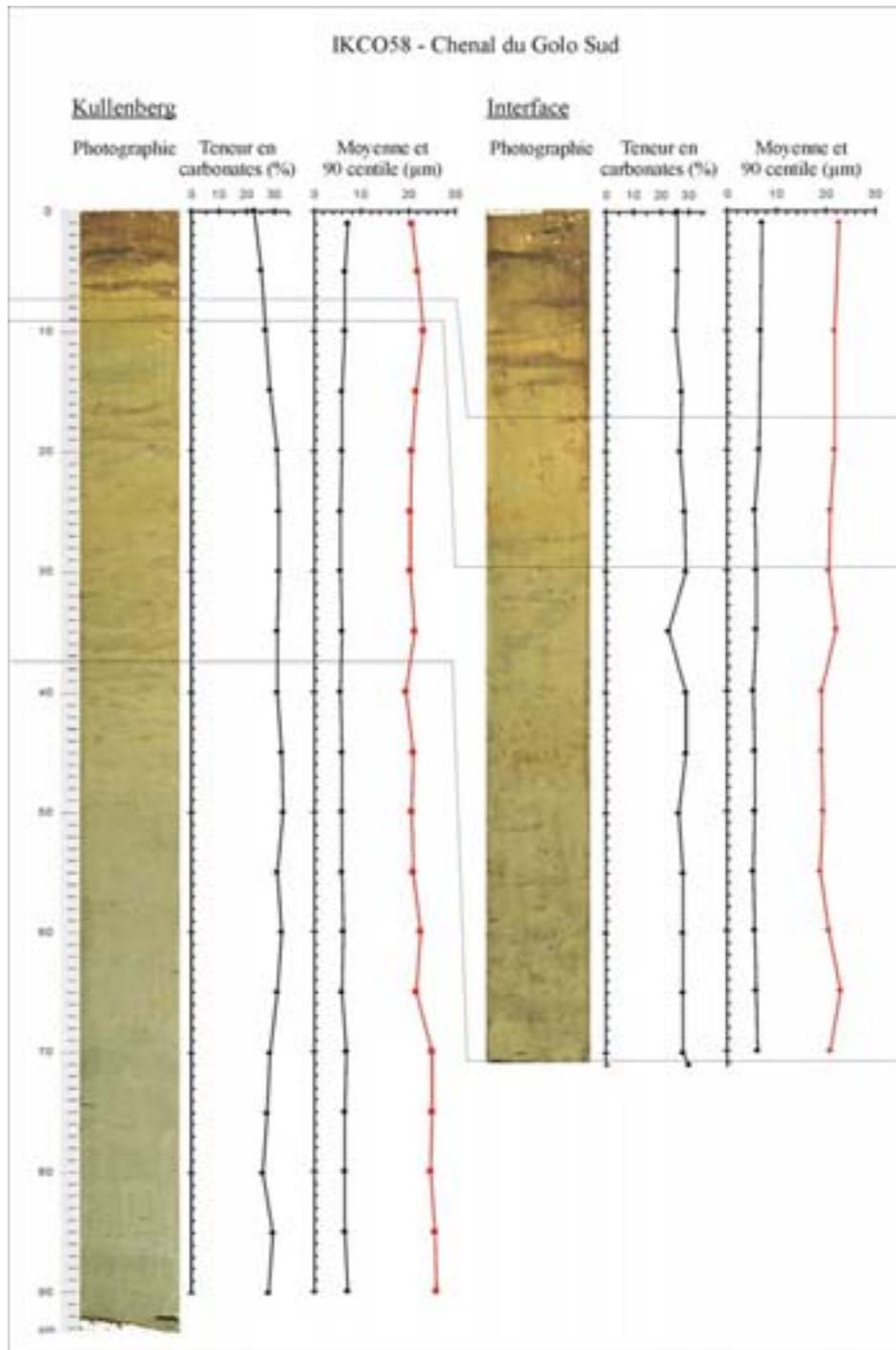


Figure V-30. Exemple d'une corrélation du premier tronçon de la carotte küllenberg avec la carotte Interface IKCO 58 montrant la compaction ou l'élimination des vases gris-olive clair et marron clair dans la carotte küllenberg.

7. Calage stratigraphique

L'ensemble des analyses effectuées sur la marge du Golo nous permet de donner un cadre stratigraphique relativement précis pour la sédimentation antérieure à 42 000 ans BP. Cet âge correspond à une profondeur de 25 m dans le bassin en dehors de la sédimentation turbiditique, soit à la base de la carotte MD 012434 (Figure V-32). Les réflecteurs J, K et L se situent respectivement à 16 m, 5 m et 4 m. La datation C^{14} sur le lobe actuel (étape K-L) fixe la fin d'activité turbiditique dans le bassin à 15 000 ans BP (KCO 63). La fin de mise en place des lobes récents (étape J-K) est fixée à 19 000 ans BP (KCO 65). D'après la courbe isotopique (Figure V-31) et les datations C^{14} effectuées sur les carottes Corfan 2, **l'étape J-K correspond à la dernière baisse du niveau marin relatif, l'étape K-L au début de la hausse du niveau marin relatif et enfin l'étape L-Surface représente la fin de la remontée du niveau marin** (Figure V-33).

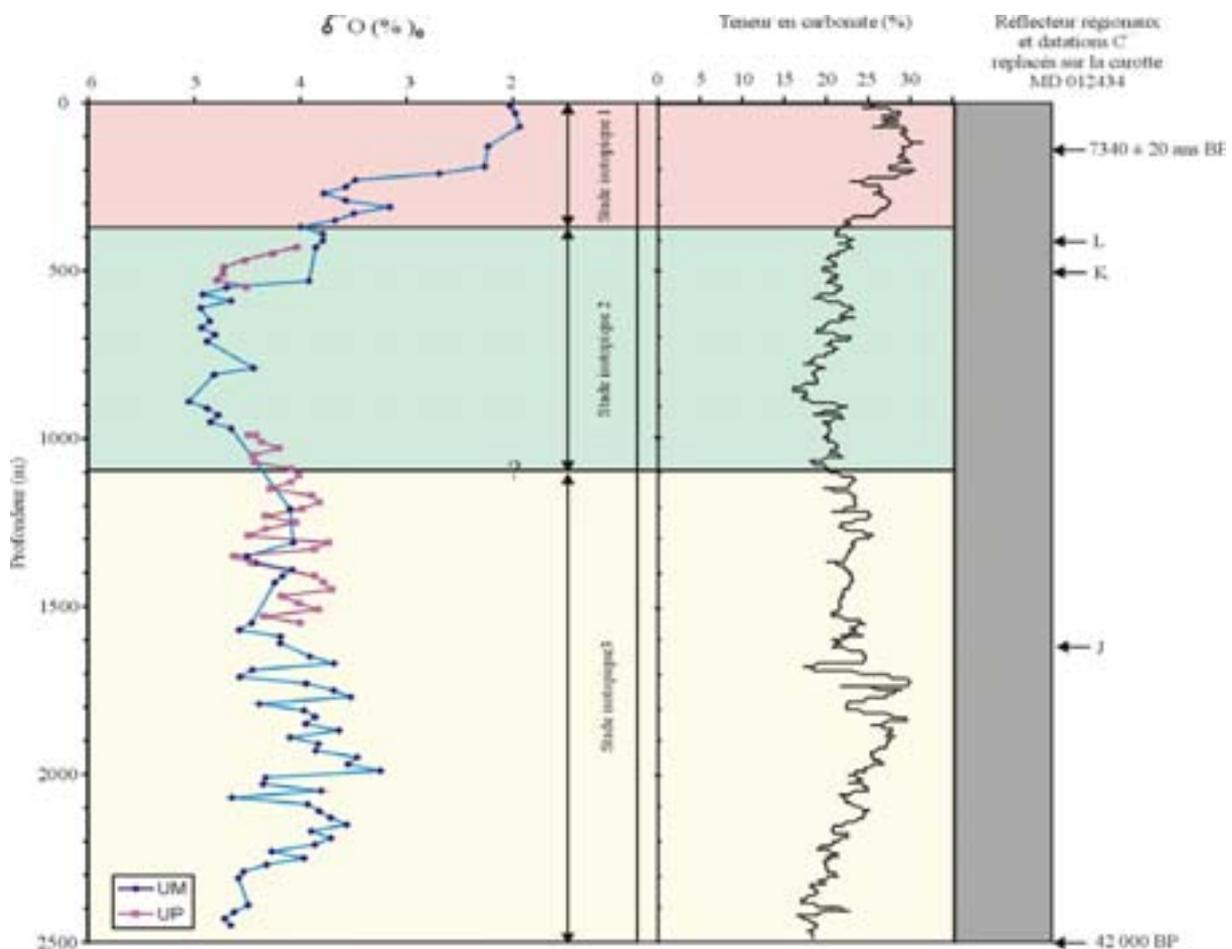


Figure V-31. Calage des réflecteurs régionaux de la marge du Golo à partir de la courbe isotopique, des teneurs en carbonate et des datations C^{14} effectuées sur la carotte longue MD 012434. Les courbes de l'isotope de l'oxygène proviennent de foraminifères benthiques : UM = *Uvigerina mediterranea*, UP = *Uvigerina peregrina*.

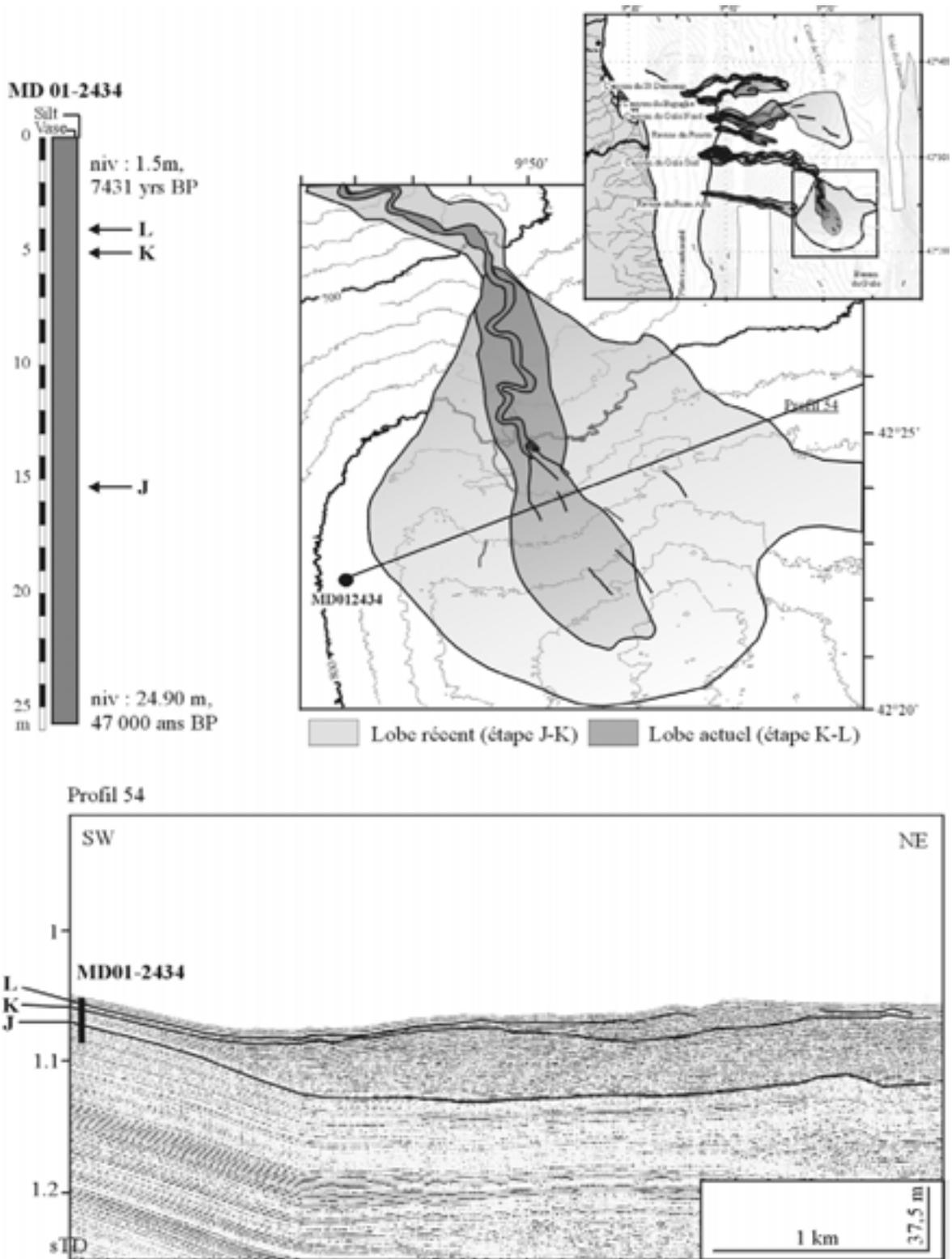


Figure V-32. Log lithologique de la carotte MD012434 prélevée à proximité du lobe récent du Golo Sud replacée sur les données sismiques. Des datations ^{14}C précisent l'âge des sédiments à différentes profondeurs.

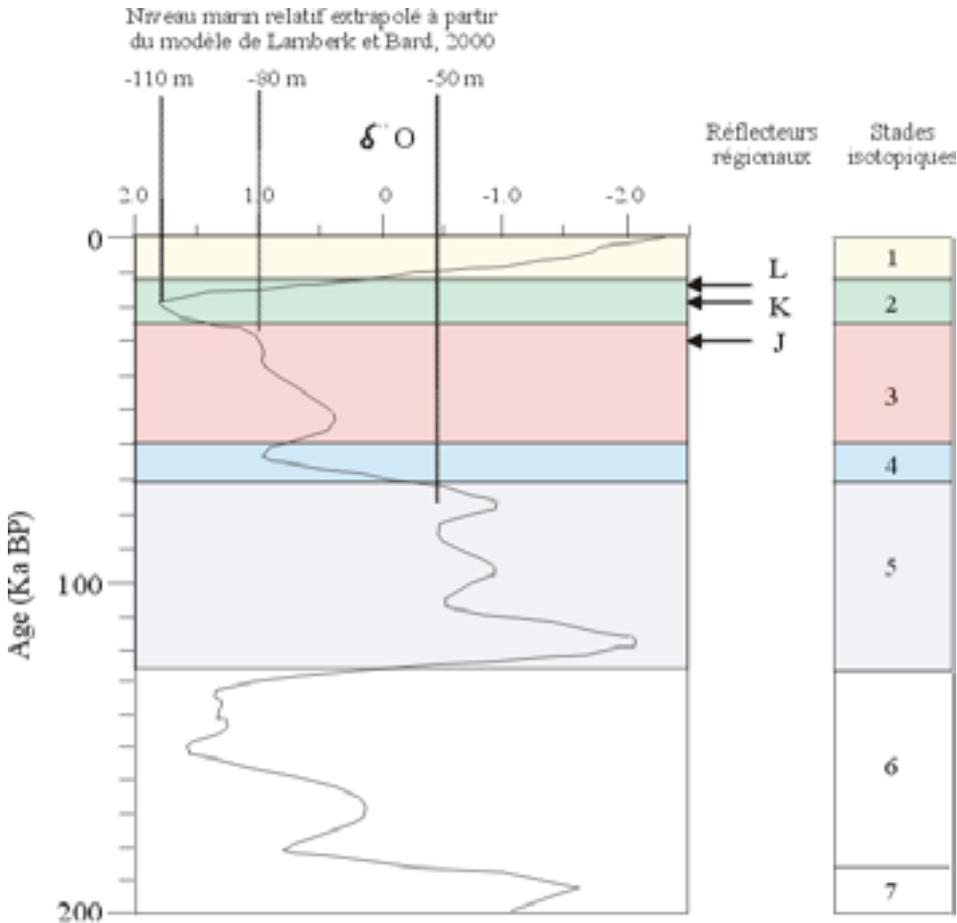


Figure V-33. Cadre stratigraphique de la construction du système du Golo basé sur les corrélations avec la courbe isotopique SPECMAP et les datations ^{14}C .

Résumé des principaux résultats

L'étude sédimentologique des 35 carottages effectués sur l'ensemble de la marge du Golo nous a permis de définir **plusieurs types de faciès** (*Figure V-12*) et **séquences sédimentaires** (*Figure V-14*). Ces séquences caractérisent différents environnements de dépôt. L'origine de ces séquences sera discutée dans le chapitre VII. Les informations qu'elles apportent sur la nature et la dynamique des écoulements qui édifient les différents corps sédimentaires du système du Golo seront également présentées dans ce chapitre.

La carte de répartition régionale des faciès sédimentaires, l'organisation des séquences dans les carottes ainsi que la corrélation des carottes (*Figure V-3 et Figure V-24*) nous a permis de montrer **la variabilité de l'activité turbiditique du système du Golo dans le temps et dans l'espace**.

Les corps sédimentaires des quatre éventails du système du Golo (chenal, levées, lobes) ne sont pas caractérisés par les mêmes séquences sédimentaires (type, nombre, épaisseur, teneurs en sables, structures dynamiques, teneurs en carbonates). Les chenaux majeurs présentent des teneurs en sable et un nombre de structures sédimentaires importants. Les levées des éventails majeurs sont caractérisées par des teneurs en sable faibles. En revanche, celles des éventails mineurs et des ravines présentent des teneurs très importantes en sable et en carbonates. L'ensemble des lobes est caractérisé par des teneurs en sable importantes sous la forme de séquences de **sables massifs**. Les franges des lobes distaux des éventails majeurs sont caractérisées par des faciès particuliers. Les différences observées seront discutées dans le chapitre VII.

L'étude des carottes interface et des mesures d'activité de ^{210}Pb en excès montre l'absence d'**une activité turbiditique holocène** significative.

Les datations et les isotopes de l'oxygène nous permettent d'établir **un cadre stratigraphique**. Le dépôt des lobes récents associé à la construction de levées lors de l'étape J-K est daté entre 30 000 ans BP et 19 000 ans BP. Les lobes actuels de la marge sont datés entre 19 000 ans BP et 15 000 ans BP.

Chapitre VI : Etude détaillée des lobes sableux distaux de la
marge du Golo

Ce chapitre est consacré à l'étude sismique et sédimentologique de détail des objets turbiditiques sableux distaux observés sur la marge du Golo afin de comprendre les processus de dépôt et de répartition des sables en domaine profond. Le premier paragraphe est une étude de la variabilité de la structure interne sismique de ces objets élémentaires au sein d'un même système : (1) les lobes sableux des éventails et (2) les lobes alimentés par les ravines Fium Alto et Pineto. L'éventail du Golo Sud présente le complexe chenal-levées et le lobe les mieux développés. Des moyens importants ont été mobilisés pour l'étude de ce lobe. Les paragraphes suivants sont consacrés à sa description détaillée, en termes d'architecture, de géométrie interne et de lithologie des dépôts.

1. Structures internes comparées des différents objets distaux sableux de la marge du Golo

L'étude de la structure de la marge a permis de mettre en évidence différents types de constructions sédimentaires (Figure VI-1).

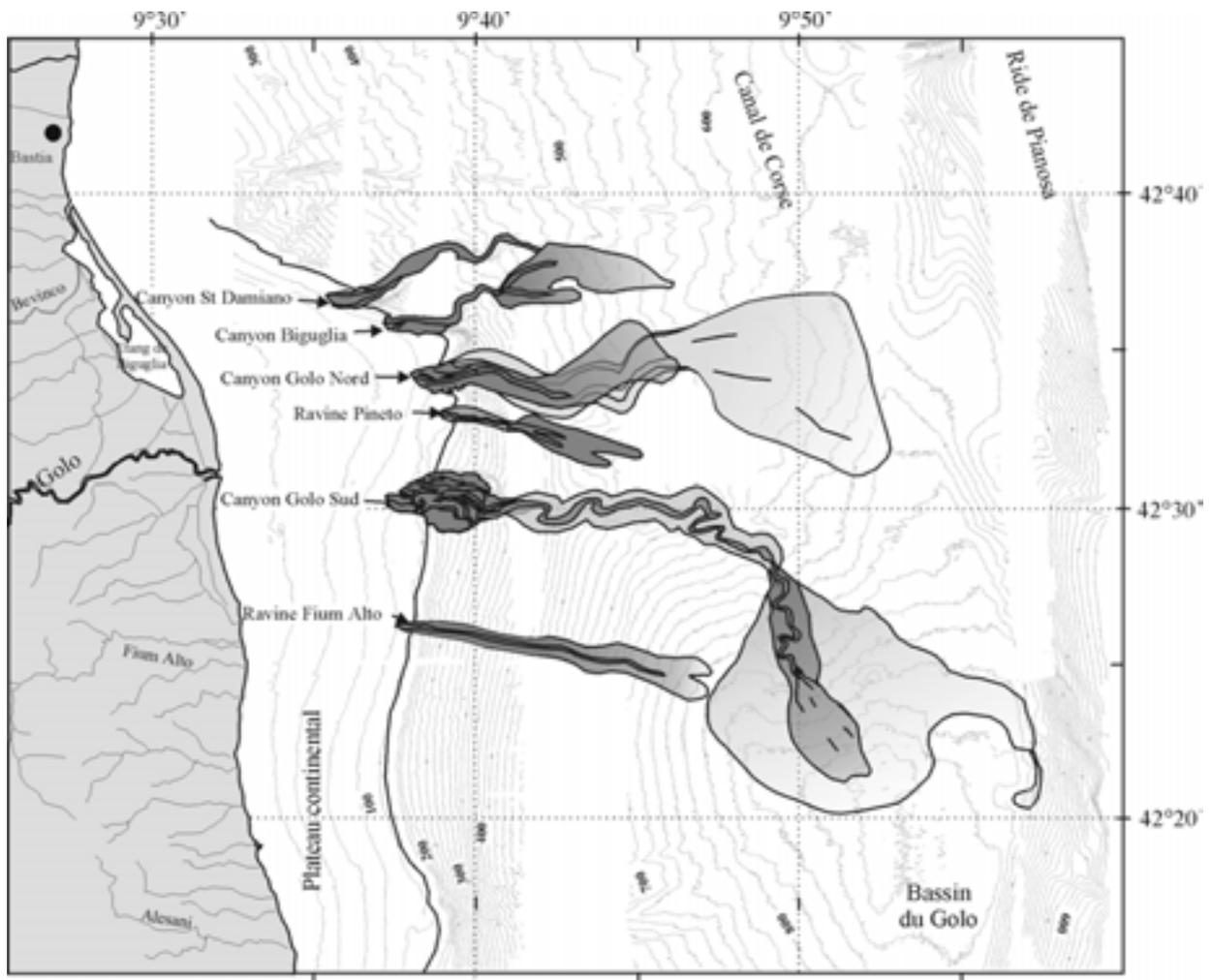


Figure VI-1. Morphologie du système récent et actuel du Golo. La sédimentation actuelle (étape K-L, Chapitre IV) est représentée en gris foncé et la récente (étape J-K, Chapitre IV) en gris clair.

Les éventails turbiditiques (Golo Sud, Golo Nord, Biguglia et St Damiano) sont alimentés par de larges canyons qui incisent le plateau. Des vallées incisées sont observées en face de ces canyons. Ces éventails présentent des complexes chenal-levées bien développés et des lobes distaux plus ou moins développés suivant les périodes (*lobes en gris clair et gris foncé sur la Figure VI-1*). **Les ravines** du Fium Alto et du Pineto incisent le rebord du plateau et des vallées incisées ne sont pas observées sur le plateau. Ils alimentent un unique lobe, sur la pente pour le lobe du Pineto et en bas de pente pour le lobe du Fium Alto (*Figure VI-1*).

Les lobes bien développés des éventails (exemple de l'étape J-K sur les profils 54 et 26 sur la Figure VI-2-c et d.) présentent une forme radiale et bombée en coupe transversale, de fortes épaisseurs axiales et superficielles. Leur structure interne est caractérisée par un faciès globalement chaotique mais « organisé » en unités internes de dépôt marquées sur les profils transversaux par la présence de réflecteurs continus de forte amplitude (*profils 54 et 26 sur la Figure VI-2-c et d*). Des petits chenaux sont observés ainsi que de nombreuses surfaces de *onlap*, *onlap* et *onlap* signalant des conditions de dépôt différents entre ces unités (concordance ou érosion). Ces lobes associés aux levées du chenal majeur caractérisent la sédimentation récente du système du Golo (*gris clair sur la Figure VI-1*).

Les lobes peu développés des éventails (exemple de l'étape K-Surface sur les profils 33, 6 et 8 sur la Figure VI-2-c et -d) présentent une forme légèrement allongée et bombée en coupe transversale avec une épaisseur et une superficie nettement moindres que les précédents. Ils sont caractérisés par un faciès chaotique peu « organisé ». Quelques *onlap*, *onlap* et *onlap* peuvent être observés. Ces terminaisons signalent des surfaces de dépôt, qu'il est très difficile de pointer. En effet, quelques unités internes de dépôts sont observables, mais elles sont discontinues ou la résolution de la sismique ne nous permet pas de les pointer correctement. Ces lobes caractérisent la sédimentation actuelle des éventails du système du Golo (*gris foncé sur la Figure VI-1*).

Les lobes du Pineto et du Fium Alto présentent une forme beaucoup plus allongée que les précédents et bombée en coupe transversale (*Figure VI-2-a et-b*). Les épaisseurs et superficielles sont petites. Leur structure interne est caractérisée par une configuration sismique particulière avec des réflecteurs obliques progradants (Vail et al., 1977 p.125) suggérant un dépôt du Sud vers le Nord. L'analyse sismique ne nous permet pas de mettre en évidence des unités internes et des petits chenaux.

La comparaison des structures internes des différents lobes du système du Golo suggère des processus de dépôts très différents entre les lobes d'un même système turbiditique.

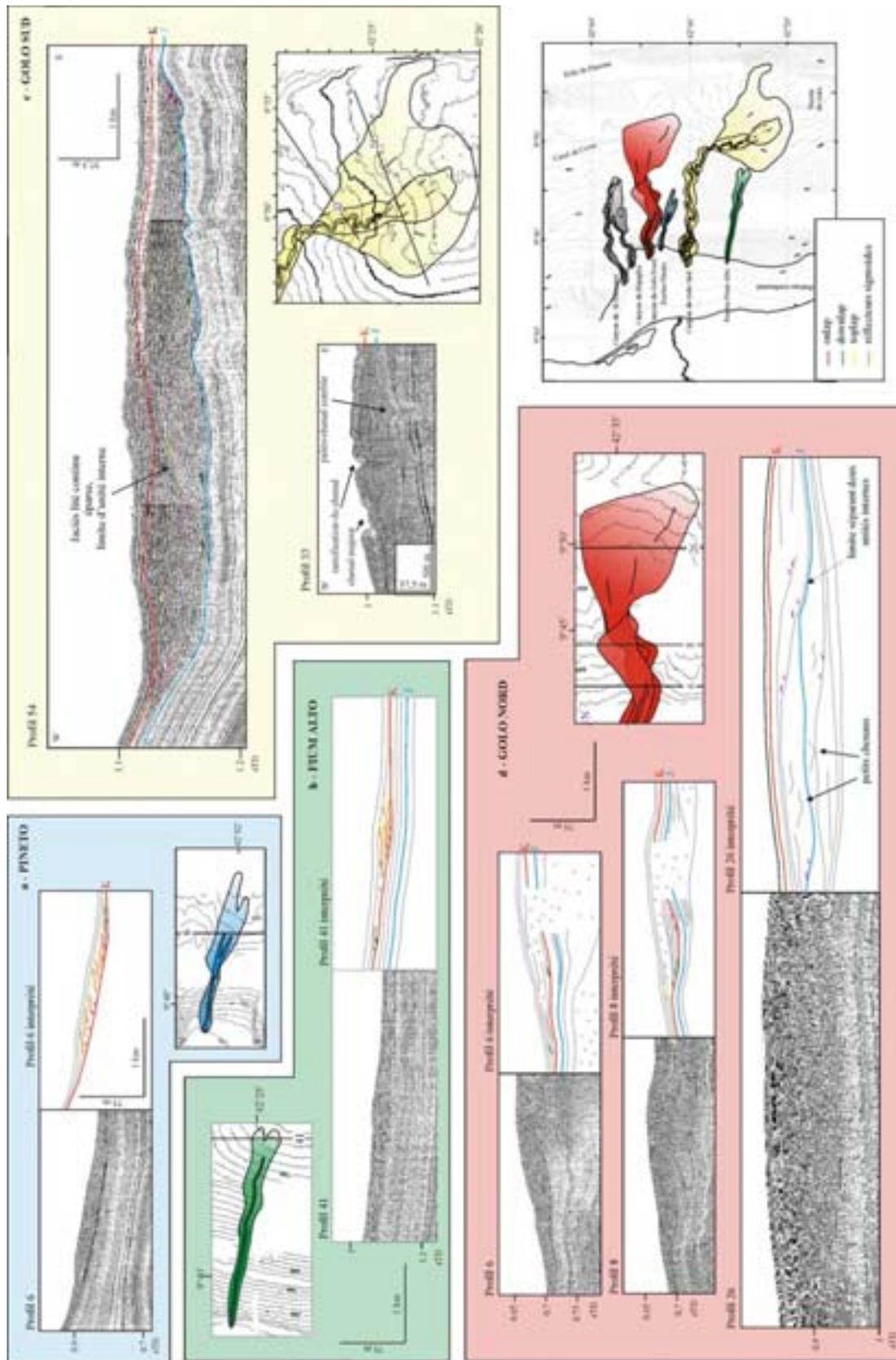


Figure VI-2. Profils sismiques transversaux illustrant la structure interne des différents types de lobes sableux observés sur le système du Golo. Les réflecteurs J et K sont définis dans le chapitre IV.

2. Etude sismique détaillée de la structure interne du lobe récent et actuel de l'éventail du Golo Sud

Cette sous-partie est consacrée à la description détaillée des lobes turbiditiques récent et actuel de l'éventail majeur du Golo Sud, en terme d'architecture, de géométrie interne sismique, ceci afin de caractériser les différentes étapes et processus de construction d'un lobe distal sableux.

Un quadrillage très serré de profils sismiques sparker a été réalisé sur ce lobe ainsi qu'un transect amont-aval de carottes küllenberg et interface. Une carotte Calypso du Marion Dufresne MD0124-34 a été prélevée, en dehors du lobe à proximité, afin d'obtenir un calage stratigraphique (Figure VI-3 et Chapitre V).

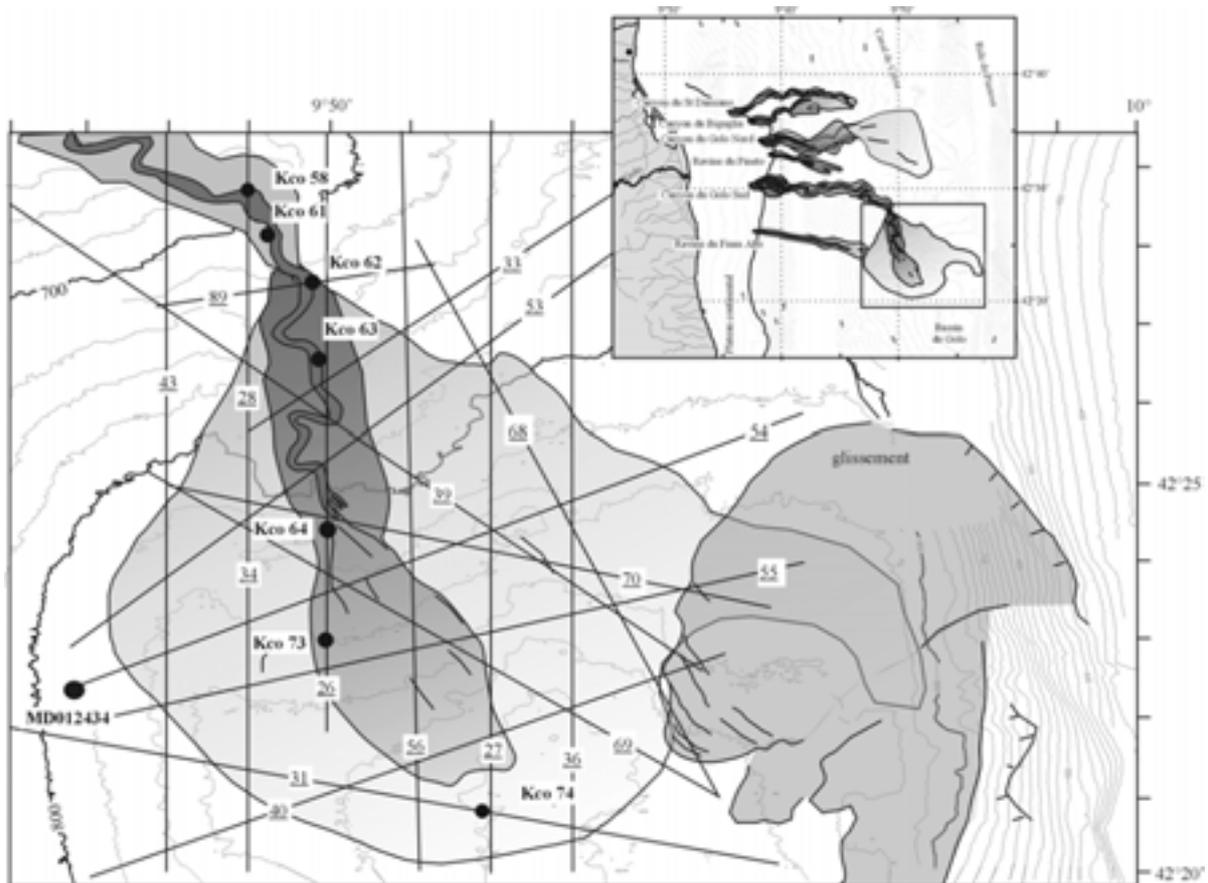


Figure VI-3. Carte de localisation des profils sismiques sparker et des carottes prélevées sur les lobes actuel (gris foncé) et récent (gris clair) de l'éventail du Golo Sud. Les contours sont en mètres.

2.1. Le lobe

2.1.1. Contexte régional et stratigraphique

Le lobe récent de l'éventail du Golo Sud se dépose au débouché du complexe chenal-levée du Golo Sud sous une profondeur d'eau comprise entre 700 à 900 m sur un distance de 11 km de long et de large (Figure VI-3 et Figure VI-4). Le lobe actuel se situe au débouché de ce complexe au-dessus du lobe récent. Il n'est pas associé à la construction de levées.

Brièvement, nous avons vu que le lobe se dépose dans une dépression située dans le canal de Corse : le bassin du Golo. Le canal est bordé à l'Est par la ride de Pianosa ce qui lui confère une forme de cuvette (*Figure VI-4*).

La partie est du bassin du Golo est caractérisée par les glissements de la ride de Pianosa. Un glissement récent est antérieur au dépôt du lobe (avant 30 000 ans BP). Ce glissement est clairement identifié à la fois sur les données bathymétriques EM 300 (*Figure VI-4 et Figure VI-5*) et sur les profils sismiques (*Figure VI-7 et Figure VI-8*). Il est caractérisé par un faciès sismique transparent. Dans cette zone, de nombreux glissements marqués par un faciès sismique transparent sont observés plus en profondeur, intercalés avec les paléo-lobes du Golo Sud (*Figure VI-7 et Figure VI-8*). La partie SW du bassin est caractérisée par des glissements de la partie sud du plateau continental du Golo en provenance de la vallée sous-marine Alesani (Chapitre IV). Deux derniers glissements sont récents et synchrones avec le dépôt du lobe récent du Golo Sud. D'autres glissements se situent plus en profondeur et en position plus distale dans le bassin du Golo, en dessous du lobe récent du Golo Sud.

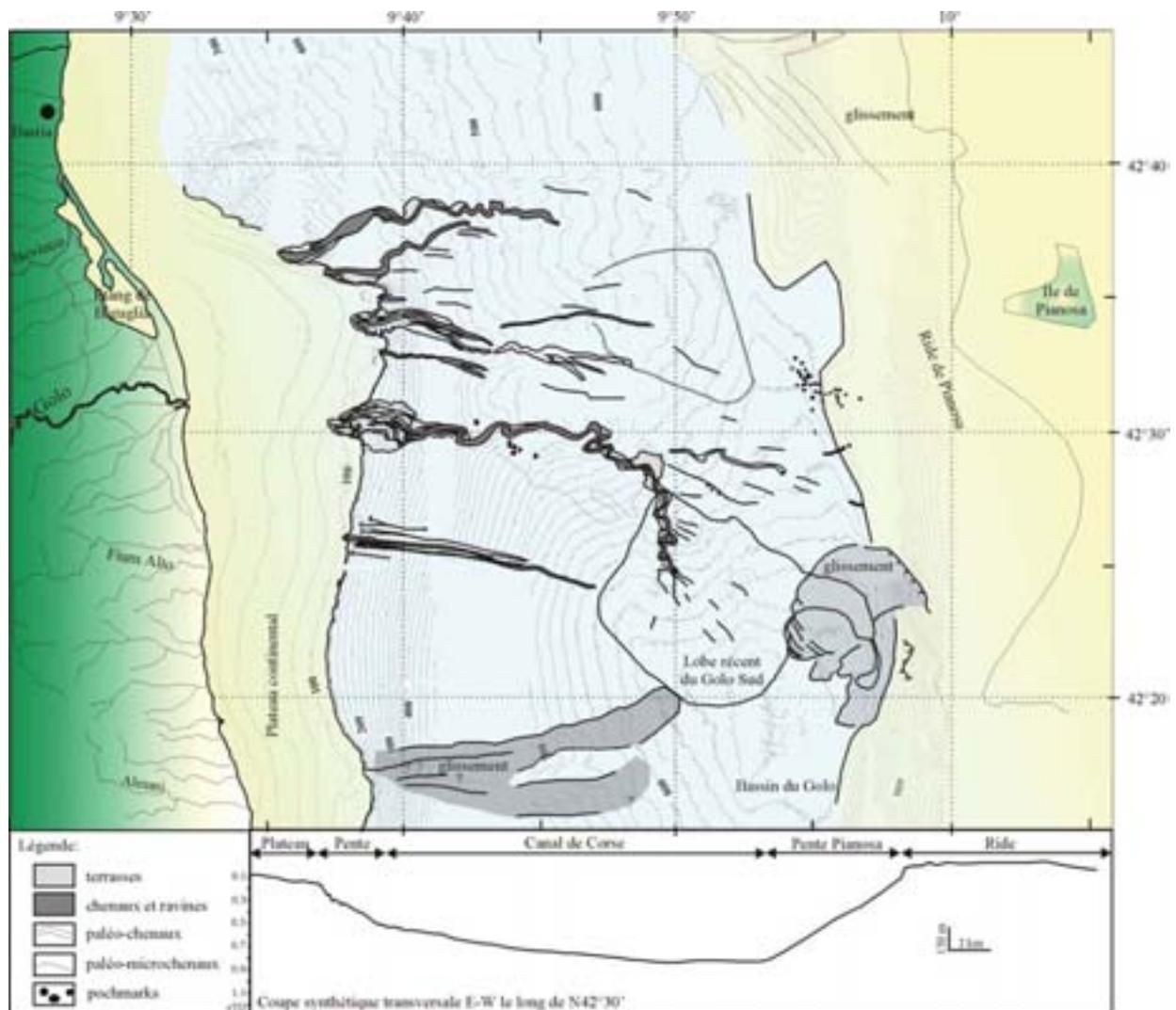


Figure VI-4. Carte morpho-sédimentaire replaçant le lobe du Golo Sud dans le contexte régional.

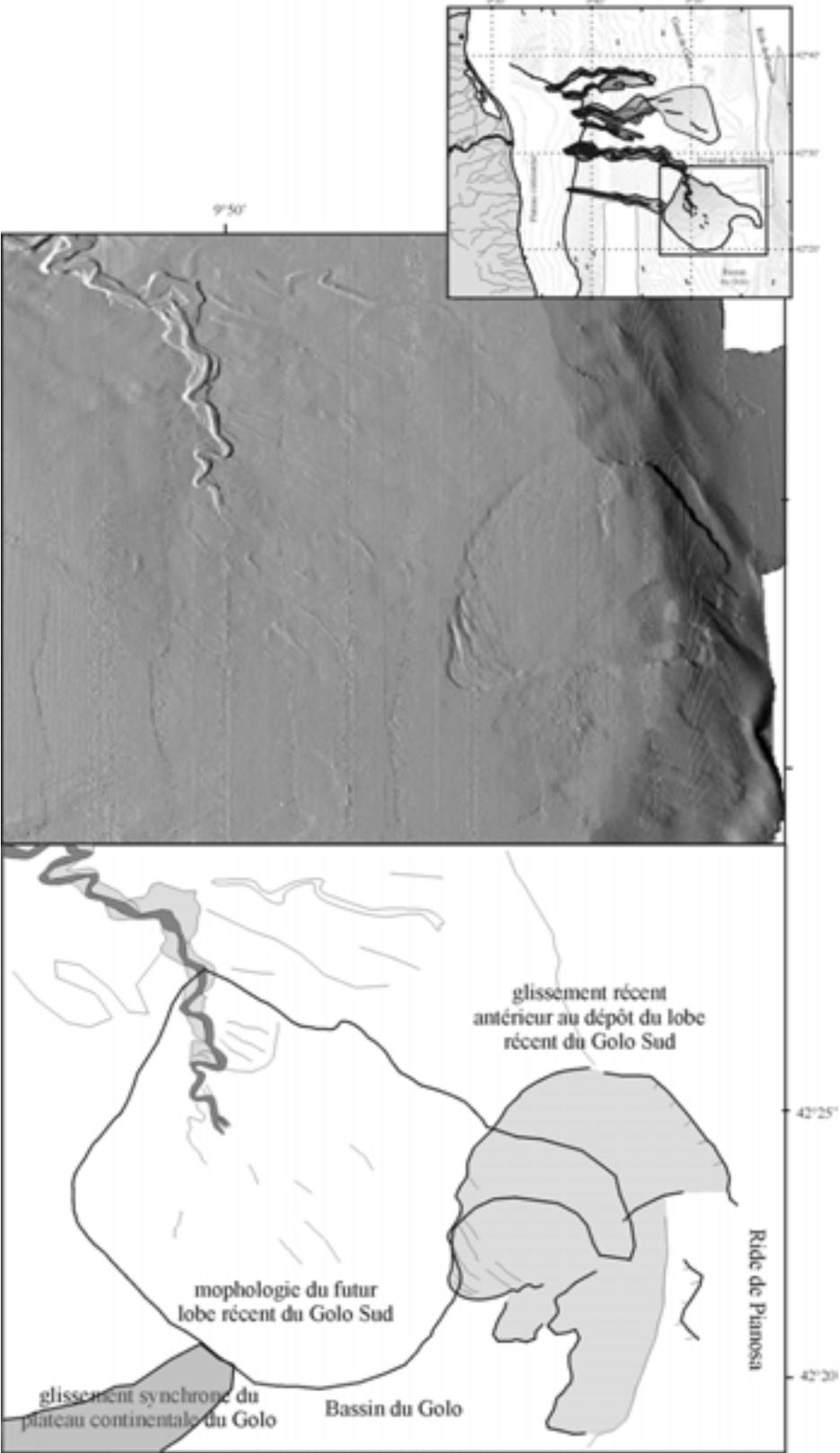


Figure VI-5. Cartographie des glissements de la ride de Pianosa et du plateau continental du Golo à partir des données bathymétriques ombrées EM300.

La base exacte du lobe se situe au-dessus du réflecteur J (*Figure VI-7*). Ce réflecteur se poursuit sur le plateau au niveau du dernier prisme progradant (*Figure VI-7*). Les datations ^{14}C effectuées sur la carotte longue du Marion Dufresne montre que la base du lobe correspond à un âge de 30 000 ans BP (Chapitre V). La fin d'activité du lobe est enregistrée aux environs de 19 000 ans BP \pm 300 ans (KCO 65). Le lobe actuel est daté de 19 000 ans BP \pm 200 ans jusqu'à 16 800 ans BP \pm 200 ans (KCO 64).

2.1.2. Morphologie et définition de la surface basale et des limites externes du lobe

Le lobe récent du Golo Sud présente globalement une forme radiale. Sa superficie est de 100 km² (11 km de large et de longueur au maximum) et son épaisseur maximale est de 60 m (80 ms) (*Figure VI-6*). Les épaisseurs maximales se trouvent dans la zone amont d'alimentation du lobe (dans l'axe du débouché du chenal) et au milieu du lobe. Une zone de moindre dépôt est observée entre ces deux dépocentres (*Figure VI-6 et voir aussi profil 26 sur la Figure VI-10*). La partie est du lobe est caractérisée par des isopaques présentant des formes irrégulières (*Figure VI-6*).

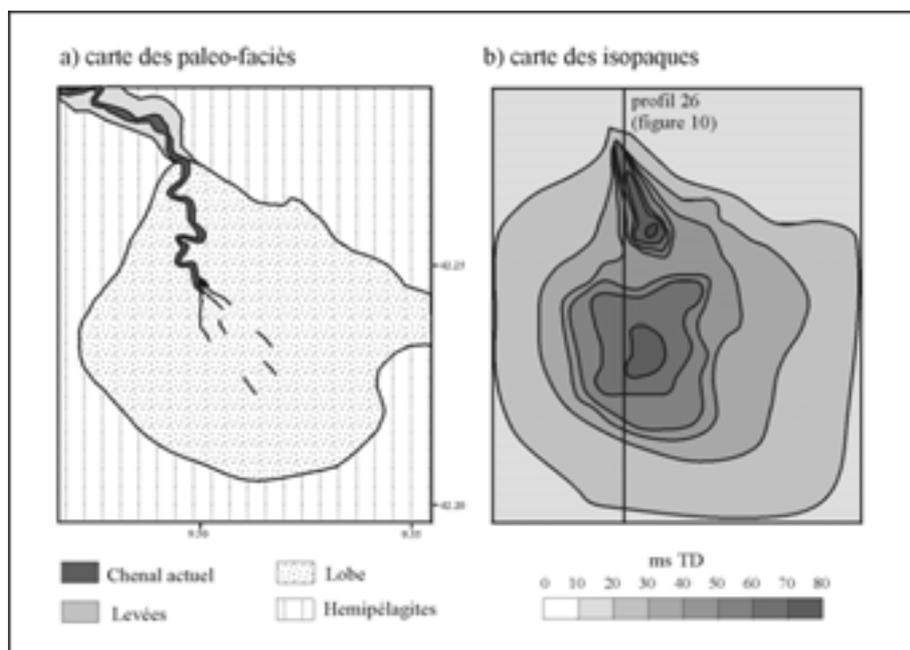


Figure VI-6. Carte des paléo-faciès et des isopaques du lobe récent du Golo Sud.

Les gradients de pente à proximité du lobe récent du Golo Sud sont très variables mais **généralement forts** ($>1^\circ$). Ce fort gradient est dû soit à la pente continentale (zone W), soit aux glissements du plateau continental du Golo (zone SE), soit à la ride de Pianosa et à ses glissements (zone NE), ou soit à la pente du canal de Corse et au dépôt d'anciens lobes (zone N). Le gradient est très faible dans la zone Sud du lobe (pente du bassin du Golo). Le lobe se dépose dans un creux topographique, une dépression initiale liée à la fois à la structure de la marge, à la topographie préexistante et au dépôt des lobes précédents (*partie NE sur le profil 53 sur la Figure VI-11*).

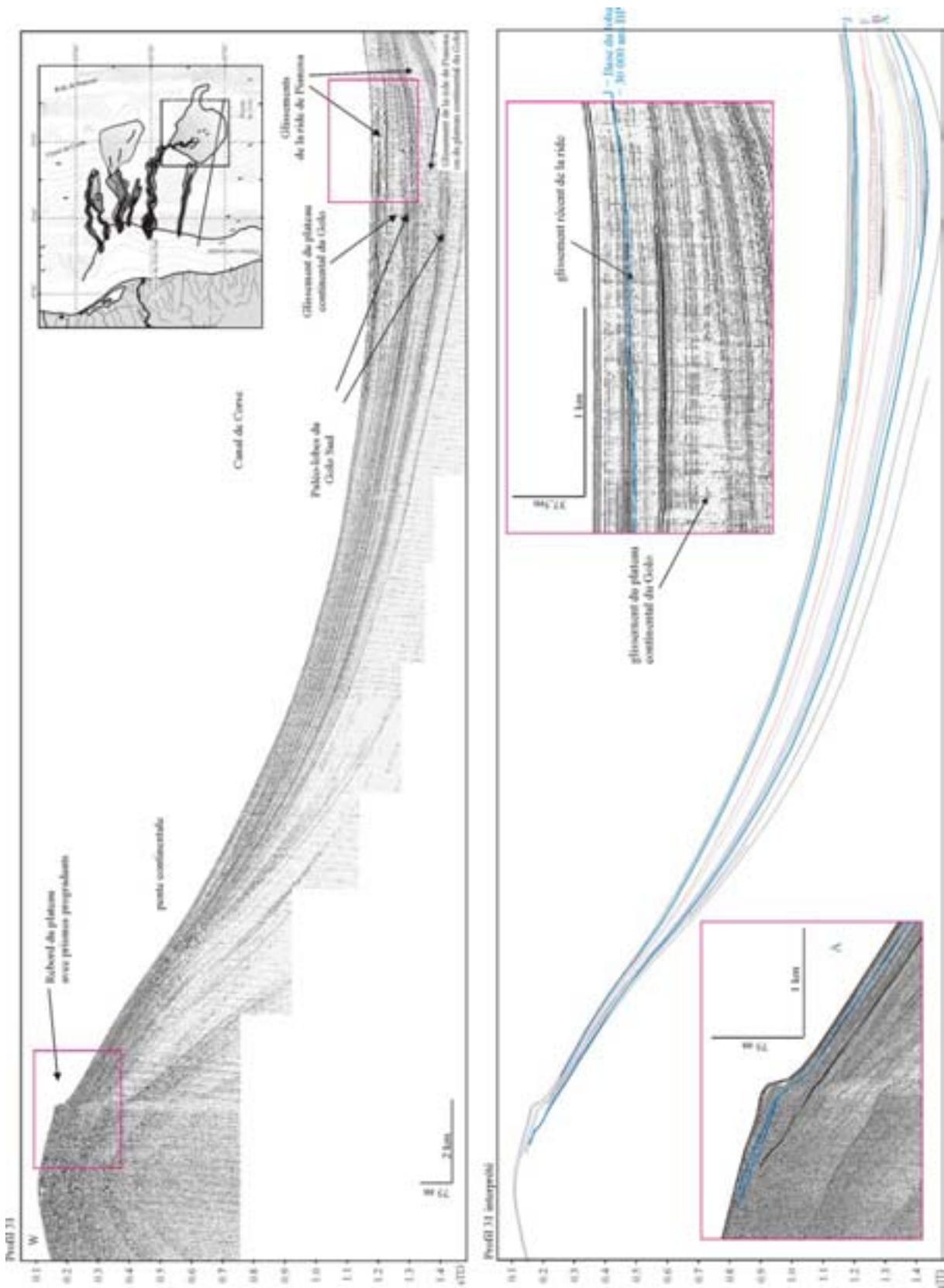


Figure VI-7. Profil sismique partant du plateau continental jusque dans le bassin profond. Il permet de replacer le lobe récent de l'éventail du Golo Sud par rapport à la colonne sédimentaire étudiée dans la première partie de ce mémoire (la base de l'étude correspond à la limite de pénétration de la sismique sparker et est marquée par le réflecteur A).

Les bordures du lobe sont caractérisées par des terminaisons en *onlap* qui se biseautent rapidement sur les pentes de la dépression créées par des paléo-lobes, directement sur la ride (partie Est) ou sur les glissements du plateau et de la ride

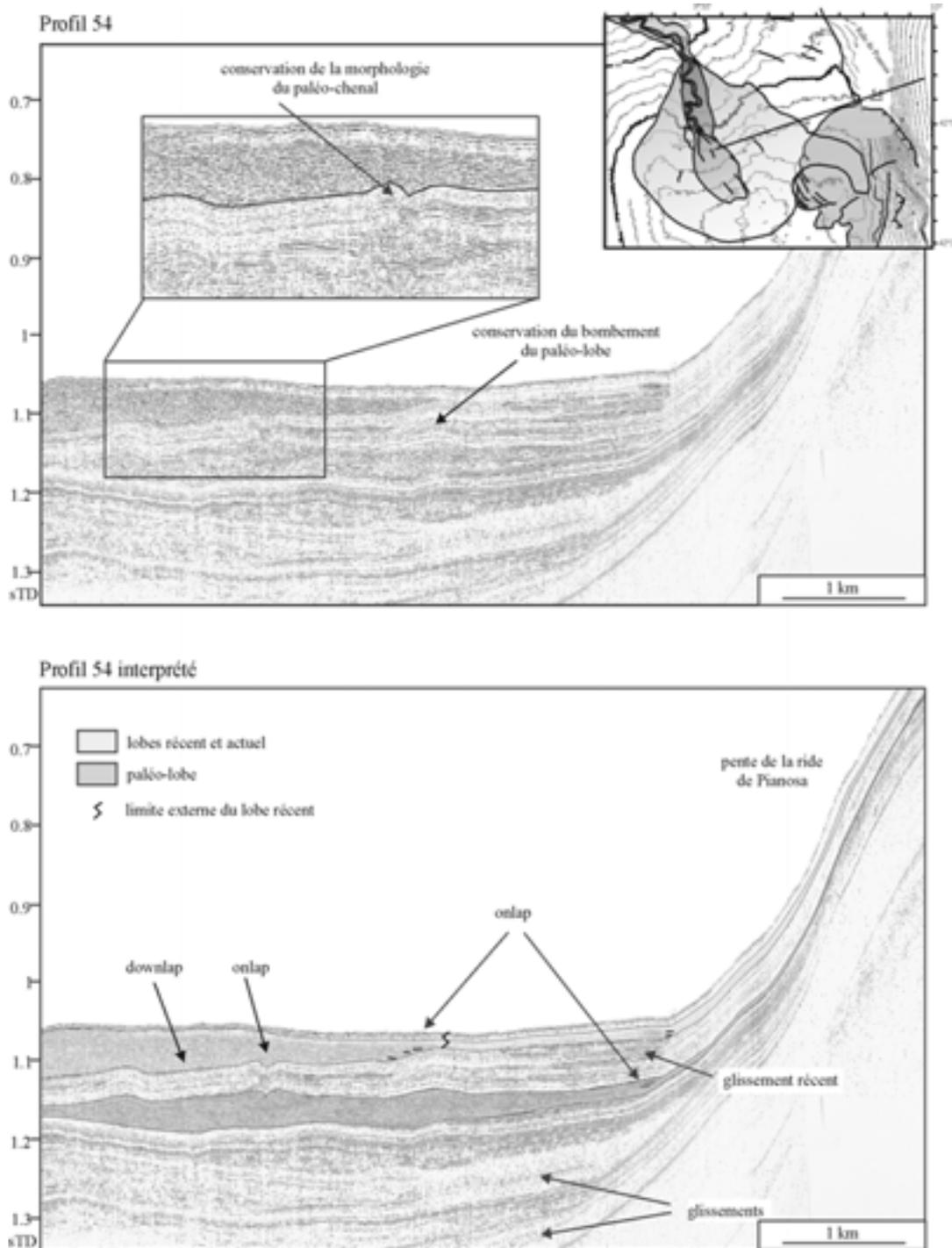


Figure VI-8. Profil sismique montrant la nature des terminaisons des lobes de l'éventail du Golo Sud à proximité de la ride de Pianosa.

Dans le détail, la partie est du lobe montre des terminaisons perturbées. La limite externe du lobe dans cette zone est plus variable. Sur le profil 54, la bordure du lobe est caractérisée par une configuration en *onlap* directement sur le bombement topographique créé par un paléo-lobe (Figure VI-8). Sur le profil 31, les terminaisons du lobe sont caractérisés par quelques *onlap* mais ils passent progressivement latéralement à la sédimentation hémipélagique (Figure VI-7). Sur le profil 39, la bordure du lobe est caractérisée par un passage latéral abrupt au faciès transparent caractérisant le glissement récent de la ride (Figure VI-9).

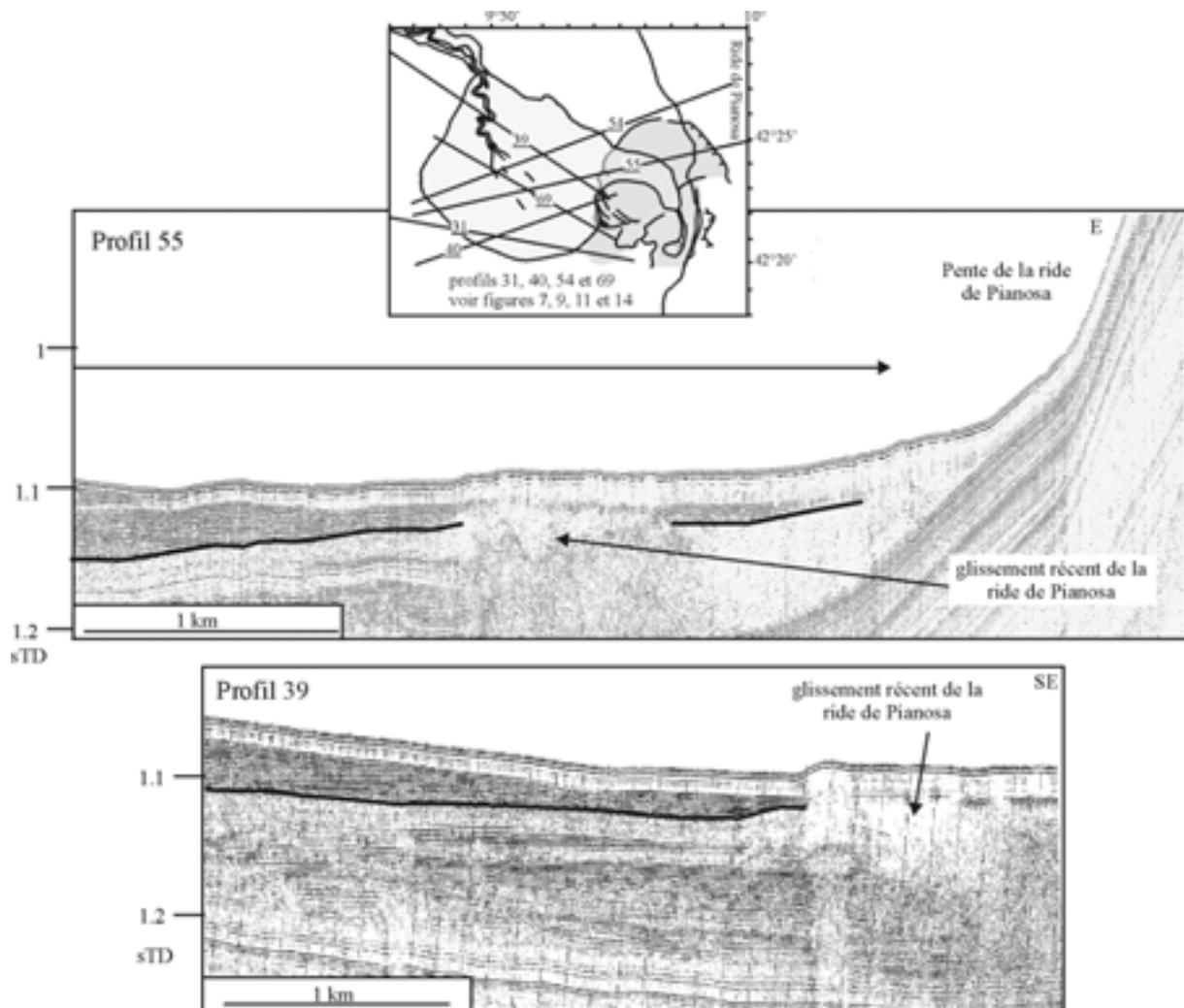


Figure VI-9. Profils sismiques montrant la nature des terminaisons latérales du lobe récent à proximité de la ride de Pianosa.

Sur le profil 55, la bordure du lobe est difficile à déterminer en raison de la perturbation du signal sismique engendrée par le glissement de la ride (Figure VI-9). Toutefois, des réflecteurs d'amplitude et fréquence similaires au signal sismique du lobe sont observés jusqu'au pied de

pente de la ride suggérant que la limite externe du lobe pourrait se situer plus à l'Est (*Figure VI-9*). En effet, le profil 39 (*Figure VI-9*) montre que dans le cas où les dépôts du lobe sont contraints par le glissement, les réflecteurs se biseautent progressivement, ce qui n'est pas le cas sur le profil 55 (*Figure VI-9*). Ainsi, le lobe récent viendrait en *onlap* sur la ride de Pianosa formant ainsi une digitation vers l'Est. Ce phénomène s'observe également au niveau du dépôt d'un paléo-lobe (*Figure VI-8*).

La forme initiale en dépression est accentuée par l'érosion liée à la mise en place du lobe. En effet, la base du lobe est érosive quasiment sur toute sa superficie. Seule la partie distale (vers le Sud) ne l'est pas. Le maximum d'érosion est observé dans la partie amont et au centre du lobe, au niveau des épaisseurs maximales. Cette érosion est très importante au niveau des petits chenaux (*Figure VI-11*). Les pourtours du lobe sont caractérisés par une moins forte érosion (*Figure VI-11*).

2.1.3. Les faciès sismiques

Dans le chapitre IV consacré à l'étude sismique de la marge, nous avons défini cinq faciès sismiques. L'étude détaillée du lobe met en évidence la présence de quatre faciès sismiques (*Figure VI-10*): (1) le faciès chaotique avec de courts réflecteurs de fortes amplitudes et une orientation variable, (2) le faciès chaotique hyperbolique, (3) le faciès lité continu avec des réflecteurs continus parallèles de forte amplitude et haute fréquence et (4) le faciès lité continu à discontinu plus transparent avec des réflecteurs parallèles de faible amplitude.

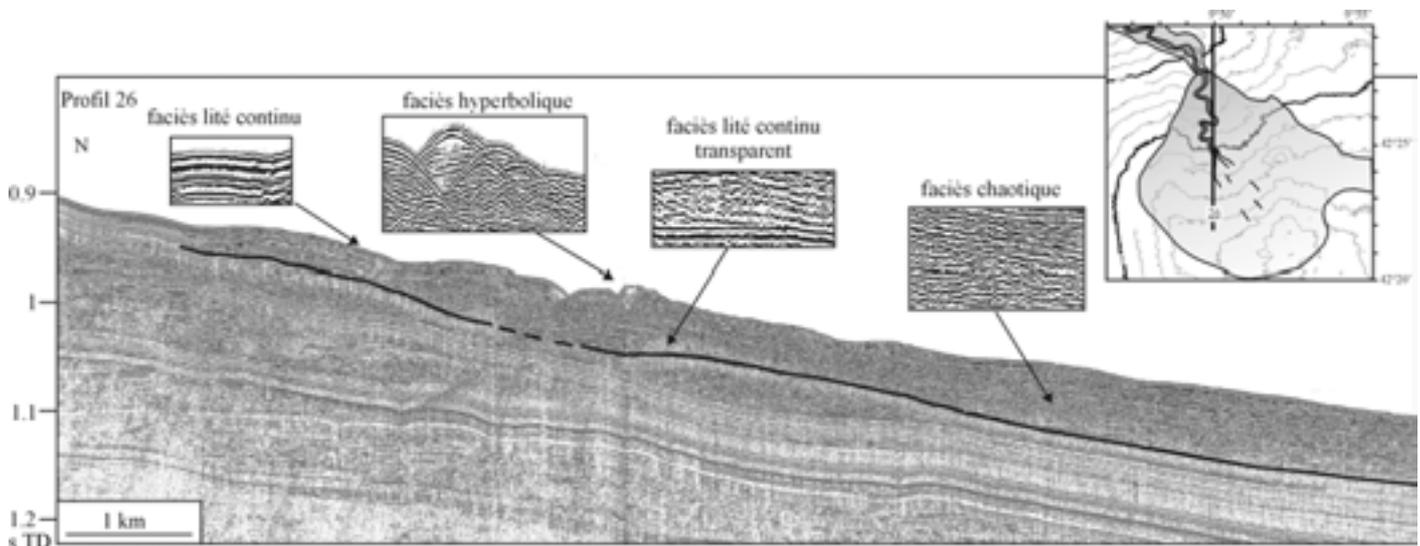


Figure VI-10. Faciès sismiques définis sur le lobe récent du Golo Sud.

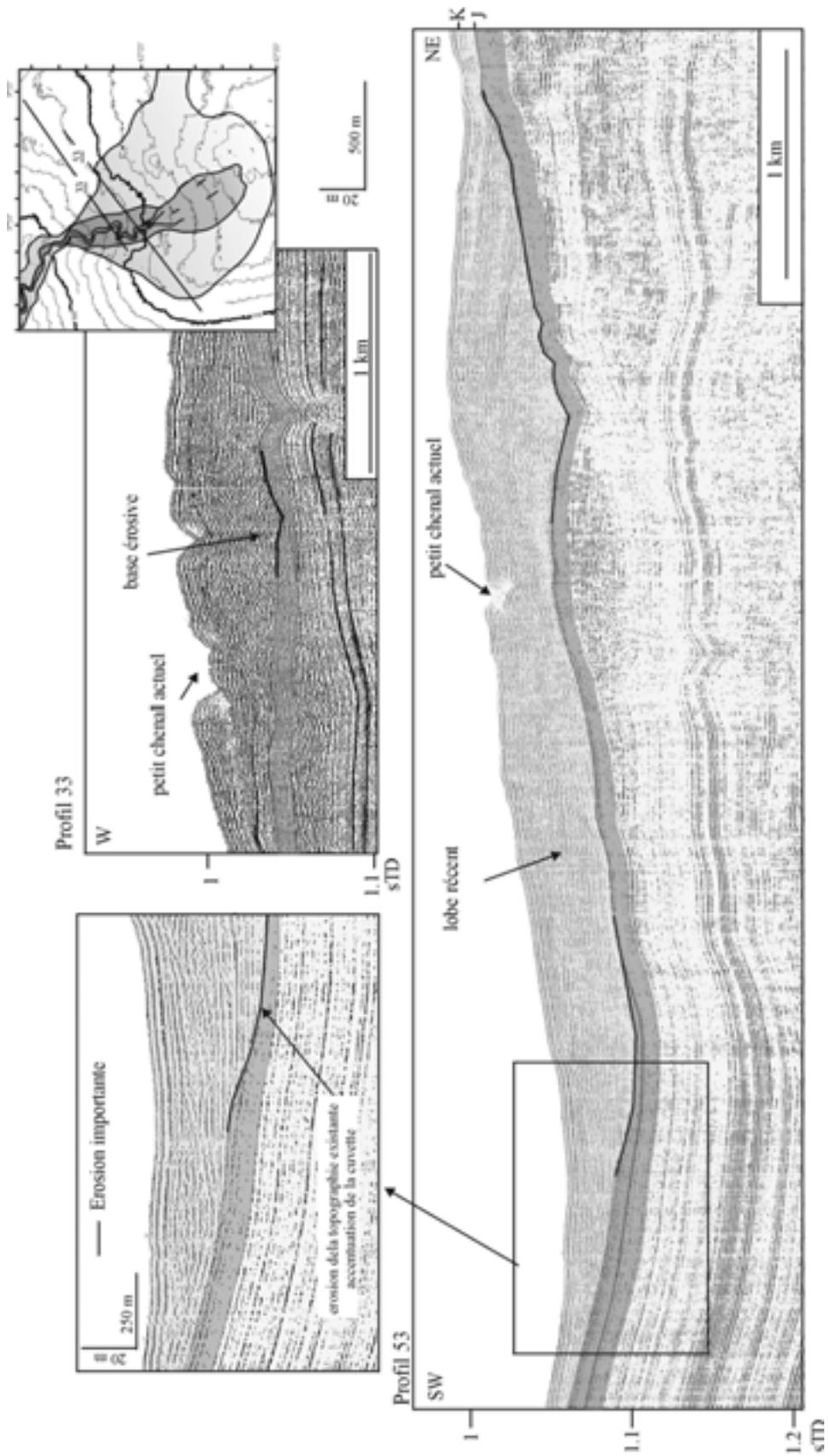


Figure VI-11. Profils sismiques transversaux illustrant la surface d'érosion engendrée par la mise en place du lobe récent du Golo Sud.

2.1.4. La transition chenal-lobe : érosion et by-pass

La limite séparant le complexe chenal-levée et le lobe proprement dit est complexe. Cette limite est très importante car elle sépare des zones où il y a un changement dans le type et la dynamique des écoulements.

Cette limite correspond à la zone de transition chenal-lobe (channel-lobe transition zone, CLTZ de Wynn et al., 2002a). Cette zone correspond à la terminaison distale du complexe chenal-levées caractérisé par des processus d'érosion et de construction importants (*Figure VI-13-A*). **La zone de transition s'est développée dans le creux topographique créé par les paléo-lobes (*Figure VI-13*). Elle peut être divisée en deux parties** : une zone amont avec un chenal stable et une zone aval composée de plusieurs petits chenaux.

La zone amont de la transition chenal-lobe est caractérisée par un chenal de 300 m de largeur et de 15 m de profondeur. Ce chenal correspond à la limite la plus distale du chenal majeur. Le fond du chenal est caractérisé par le faciès chaotique de forte amplitude. Ce faciès chaotique atteint une épaisseur de 20 m au maximum (*Figure VI-13-B*). Ce chenal nous permet de faire le lien entre les dépôts du lobe et ceux du chenal d'alimentation (60 m d'épaisseur). En effet, il alimente uniquement les dépôts des lobes récent (étape J-K) et actuel (étape K-L) du Golo Sud. Nous ne pouvons toutefois pas séparer les dépôts engendrés dans le chenal par le lobe actuel de ceux déposés par le lobe récent car le chenal a gardé la même position. Les processus de construction des levées sont moindres (*Figure VI-13-B*). La hauteur des levées de l'étape J-K passe de 20 m à 7 m en moins de 400 m vers l'aval. Il n'y a pas de construction de levées lors de l'étape K-L. **La limite distale du chenal est donc caractérisée par des processus d'érosion et de by-pass.**

La zone de transition aval est caractérisée par plusieurs petits chenaux d'alimentation du lobe (*Figure VI-13-C*). Les processus de dépôt et d'érosion y sont plus importants (épaisseur maximale de 40 m). Cette zone est caractérisée par des dépôts sableux important (faciès chaotique forte amplitude) mais aussi par des dépôts de remplissage sableux de petits chenaux (faciès lité à forte amplitude). Ces chenaux ont des profondeurs de l'ordre de la dizaine de mètres. Des migrations de chenaux ont donc lieu dans cette zone qui s'est construite au fur et à mesure des dépôts du lobe. Les dépôts sableux de la zone de transition (20 à 40 m) (faciès chaotique à forte amplitude) correspondent aux dépôts des lobes actuel et récent du Golo Sud. **La relation entre les petits chenaux et les dépôts du lobe est très complexe en raison des remobilisations par érosion et des processus de by-pass ou de dépôt.**

2.1.5. Le lobe : érosion et dépôt, définition des unités et des sous-unités internes

La zone de transition évolue rapidement en une zone où les processus de dépôt sont plus importants. En effet, à la différence des écoulements dans le complexe chenal-levées et probablement de la zone de transition, seule une partie des écoulements est concentrée dans de nombreux petits chenaux (*Figure VI-12*). **Le lobe est caractérisé par des zones d'épandage (faciès lité continu), des zones d'érosion, et de remplissage de petits chenaux (*Figure VI-13 et Figure VI-12*).** La présence de nombreux petits chenaux (*Figure VI-12*) érosifs

ou à petites levées frustrées intercalés avec des zones d'épandage montre que **le lobe est une zone à forte dynamique où les processus évoluent très rapidement latéralement et longitudinalement.**

Lors de l'analyse des profils sismiques, j'ai tout d'abord distingué de grands ensembles qui sont clairement séparés par des réflecteurs plus marqués sur les profils sismiques transversaux. Ces grands ensembles représentent **des unités internes** qui seront étudiées dans le paragraphe suivant (*Figure VI-13-d*). Par la suite, je me suis focalisée sur la géométrie interne de ces unités et mis en évidence la présence **de sous-unités** de dépôt qui correspondent aux zones d'épandages et aux chenaux décrits précédemment (*Figure VI-13-d et Figure VI-12*). **Un lobe est donc défini par la présence plusieurs unités internes qui sont elles-mêmes composées de sous-unités.** Ces sous-unités représentent la plus petite échelle d'observation avec la sismique et seront décrites dans le paragraphe 2.3. **Nous avons déterminé que le lobe correspondait à un objet sédimentaire élémentaire. Il correspond à un empilement de corps sédimentaires (sous-unités internes).**

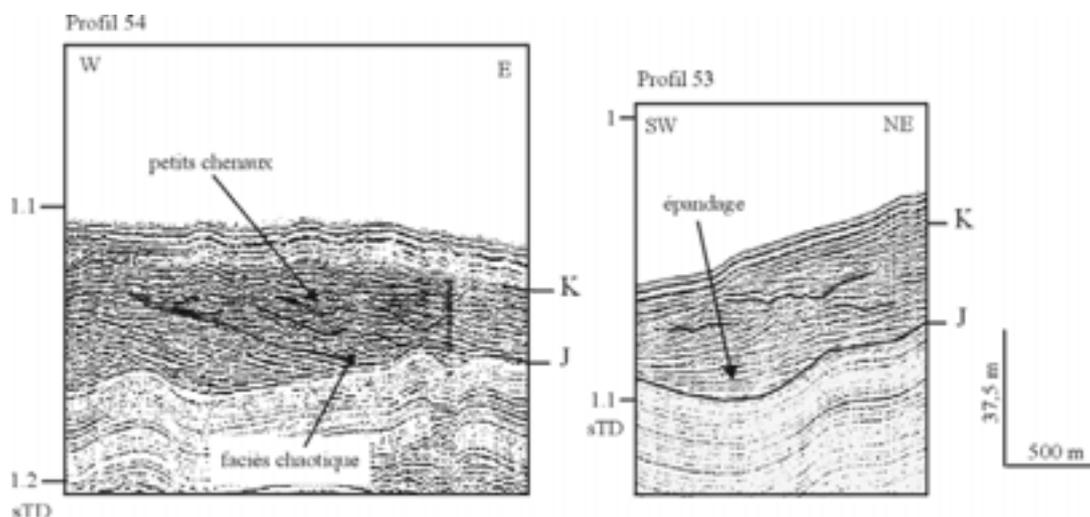


Figure VI-12. Profils sismiques illustrant l'empilement des nombreux petits chenaux et les zones d'épandages du lobe récent du Golo Sud. .

Cette étude est essentiellement focalisée sur le lobe récent du Golo Sud en raison de sa taille. Toutefois, le lobe actuel sera représenté sur chaque profil. Il représente, par rapport au lobe récent, une contraction du lobe (passage de lobe de type 1 à 2 ; Chapitre IV). Ainsi, bien que qu'il ne fasse pas partie des dépôts du lobe récent du Golo Sud, son étude ainsi que ses relations avec les unités du lobe récent apporteront de nombreuses informations.

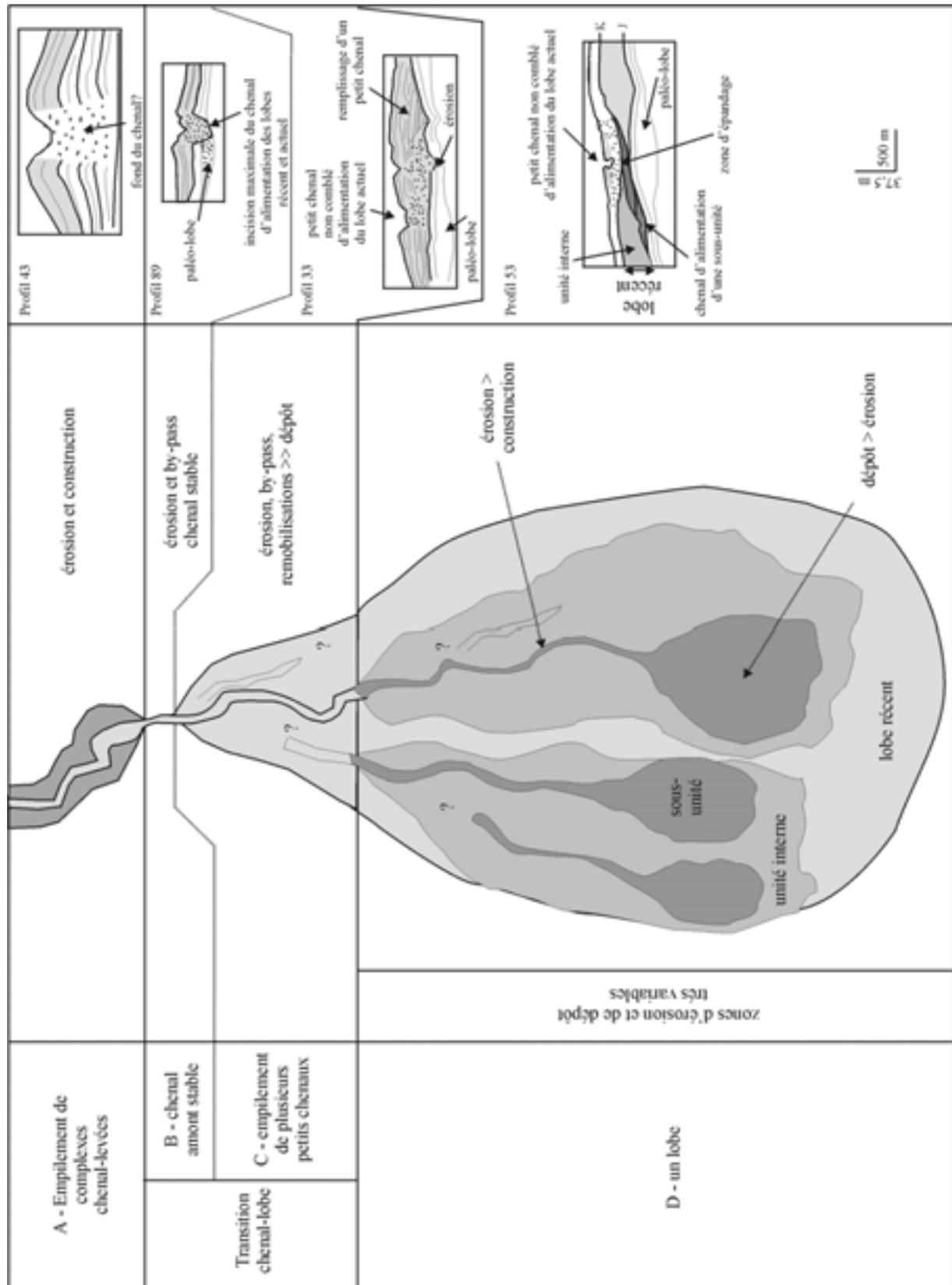


Figure VI-13. Schéma montrant les différentes zones du complexe chenal-levées jusqu'au lobe distal.

2.2. Les unités internes

Dans ces paragraphes, je détaille l'architecture interne du lobe, c'est-à-dire l'organisation des unités internes du lobe, leur morphologie, leur répartition ainsi que la nature des surfaces séparant ces unités internes.

2.2.1. Architecture des unités internes

Dans le détail, le lobe récent est composé de l'empilement vertical de plusieurs unités internes. Ces unités sont définies en fonction de changements observés dans les configurations sismiques (surfaces de *onlap*, de *onlap*, changement de faciès sismique, etc.) (Figure VI-14). Les limites des unités internes sont facilement identifiables sur les profils transversaux alors qu'elles n'apparaissent pas toujours clairement sur les profils longitudinaux (comparer Figure VI-16 et Figure VI-17). Le sommet des profils est caractérisé par un drapage d'épaisseur quasi-constante (de l'ordre de 15 ms d'épaisseur). Il est caractérisé par un faciès lité continu à haute fréquence. Il correspond au drapage hémipélagique (Chapitre V). De petites et diffuses hyperboles (petits chenaux) sont observées au sommet de ce drapage (Figure VI-14). Ce drapage hémipélagique sera étudié dans le détail lors des corrélations litho-sismiques (paragraphe 3).

Deux types d'unités internes peuvent être décrits dans le lobe récent : (1) les unités de forme bombée (muscle sédimentaire) à faciès chaotique (jaune, vertes, parme et violette sur la Figure VI-14) et **(2) une unité drapante** à faciès lité continu plus ou moins transparent (unités marron sur la Figure VI-14).

Les unités internes de type (1) ont une épaisseur maximale variable, de 25 ms à 60 ms. Elles présentent de nombreuses et complexes configurations sismiques.

Les limites inférieures peuvent être caractérisées par des terminaisons en *onlap* (unité jaune sur la Figure VI-16) ou des terminaisons en *onlap* (unité verte sur la Figure VI-16) suivant la topographie préexistante. En effet, bien qu'il existe des processus d'érosion (Figure VI-11), de nombreux profils sismiques montrent qu'il y a souvent conservation de la topographie préexistante. La conservation de cette topographie va alors engendrer des configurations sismiques variées. Sur le profil 69 (Figure VI-17), le glissement récent de la ride de Pianosa et le dépôt d'un paléo-lobe engendrent la formation d'une coupelle dans la partie distale du lobe (Figure VI-14). Cette coupelle est alors remplie par les dépôts du lobe distal en *onlap* (Figure VI-18). Un exemple de terminaisons en *onlap* est observé sur le profil 54 où les dépôts remplissent un creux topographique créé par un paléo-chenal. (Figure VI-8)

A l'intérieur de ces unités, des *onlap*, *onlap* et *onlap* sont observés ainsi que des petits chenaux comblés avec peu ou pas de levées (Figure VI-12). Le petit chenal non comblé du lobe actuel représente probablement la morphologie de ces petits chenaux avant qu'ils ne soient comblés ou érodés par les dépôts précédents (Figure VI-15). Le détail de la structure interne d'une unité sera abordé dans le paragraphe 2.3.

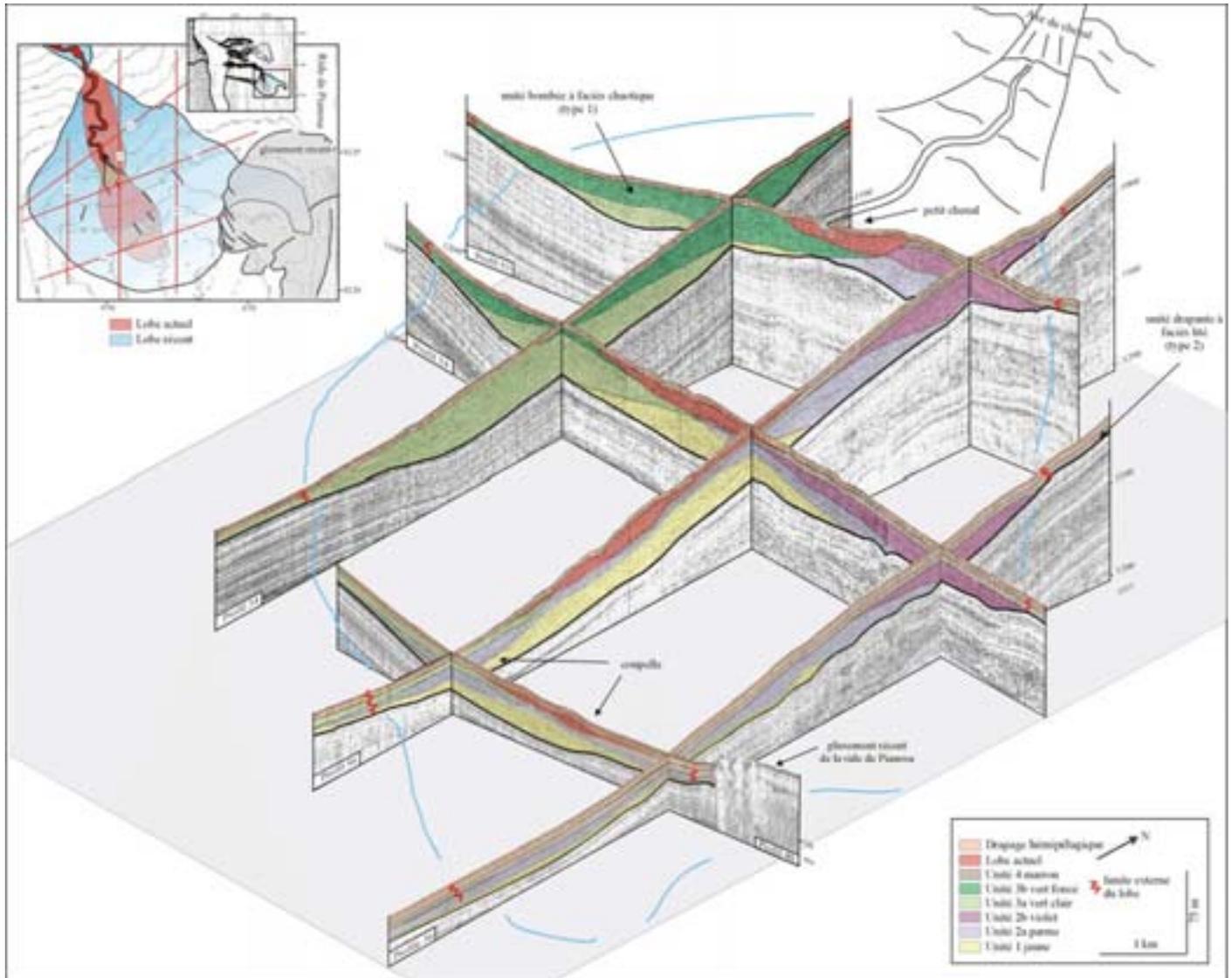


Figure VI-14. Assemblage en vue pseudo 3D de profils sismiques transversaux et longitudinaux montrant la structure interne du lobe récent de l'éventail du Golo Sud.

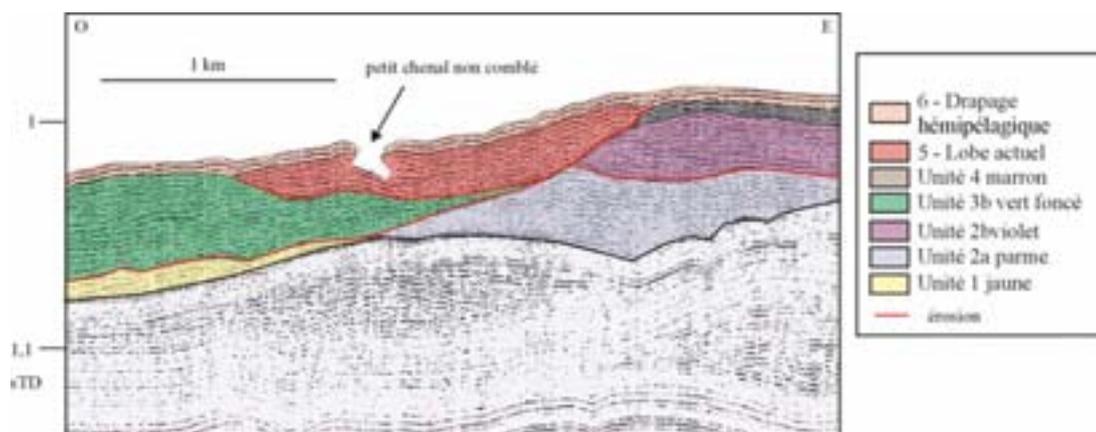


Figure VI-15. Profil 53 illustrant les surfaces érosionnelles entre les unités internes du lobe récent et celles engendrées par le lobe actuel. (Voir localisation du profil sur la Figure VI-14).

Les limites supérieures de ces unités peuvent être des surfaces concordantes (unité vert clair et unité jaune sur le zoom sur la Figure VI-16), ou érosionnelles et signalées par la présence de nombreux *onlap* (unité jaune érodée par l'unité vert clair sur le zoom sur la Figure VI-16, unité jaune érodée par l'unité parme dans les Figure VI-16 et Figure VI-17). Dans le cas de surfaces érosionnelles, l'érosion peut être observée sur la totalité de la surface séparant les deux unités ou bien que sur une partie (Figure VI-19). Les morphologies des surfaces supérieures sont souvent régulières.

Dans quelques cas, elles sont caractérisées par des morphologies très irrégulières, « ondulantes ». Ces morphologies sont liées à des processus d'érosion (Figure VI-15). Ces morphologies peuvent aussi être liées à la géométrie interne propre du dépôt (lobe actuel sur la Figure VI-15).

Les dépôts centraux, unité jaune et lobe actuel, présentent des formes symétriques avec des extensions latérales relativement similaires des deux côtés (Figure VI-14). Les unités qui constituent les pourtours du lobe présentent des terminaisons latérales à l'intérieur du lobe qui se biseautent rapidement. Des signes d'érosion plus ou moins importants sont observés au niveau de ces terminaisons latérales (unité parme érodée par l'unité vert foncé sur la Figure VI-15 ; lobe actuel qui érode les terminaisons de l'unité vert clair sur la Figure VI-16). La répartition des surfaces d'érosion ou concordance séparant deux unités sera détaillée dans le paragraphe 2.2.3.

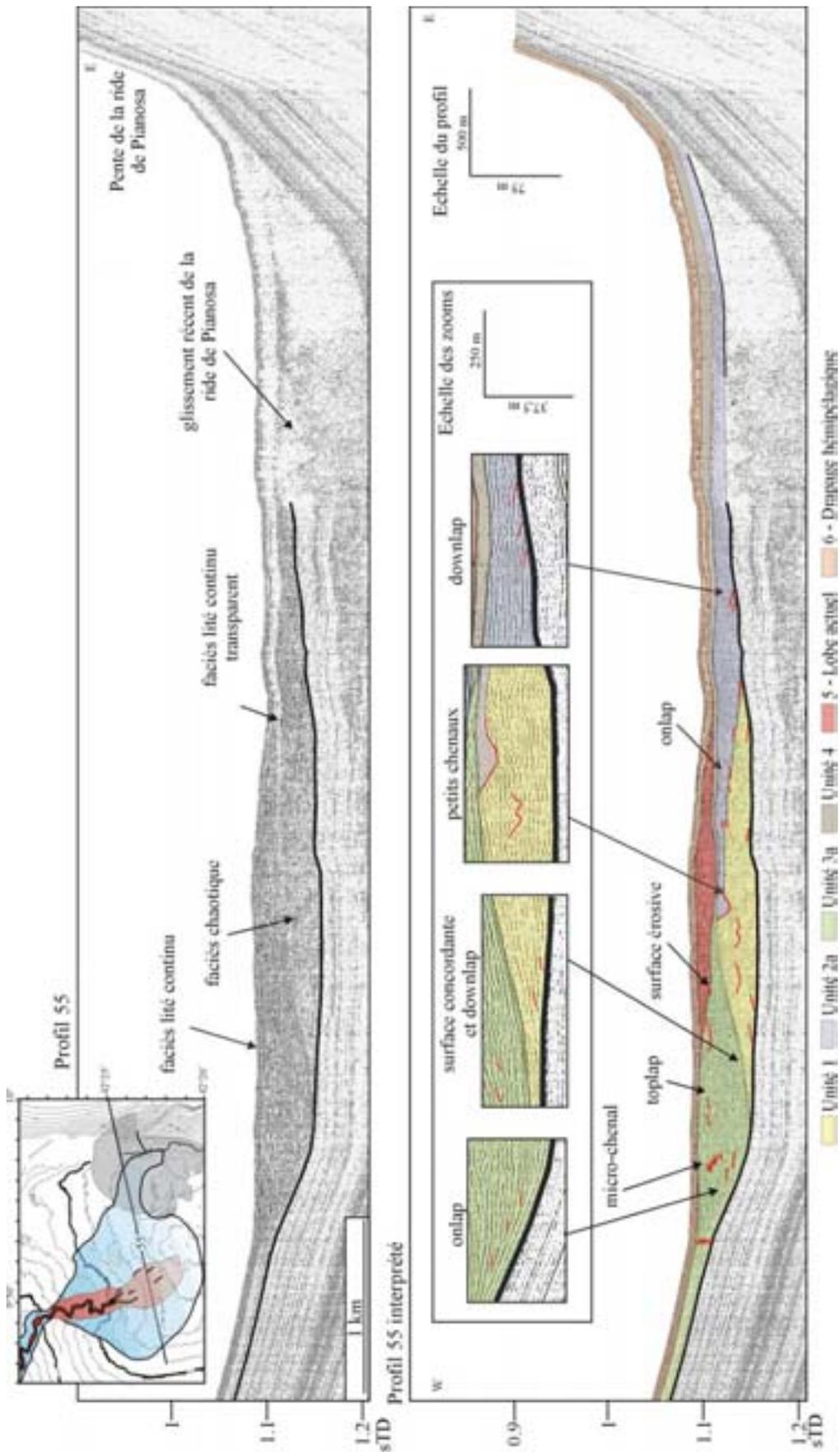


Figure VI-16. Organisation latérale des unités internes du lobe récent du Golo Sud. Illustration de la nature des limites entre deux unités internes et des terminaisons en onlap, onlap et onlap.

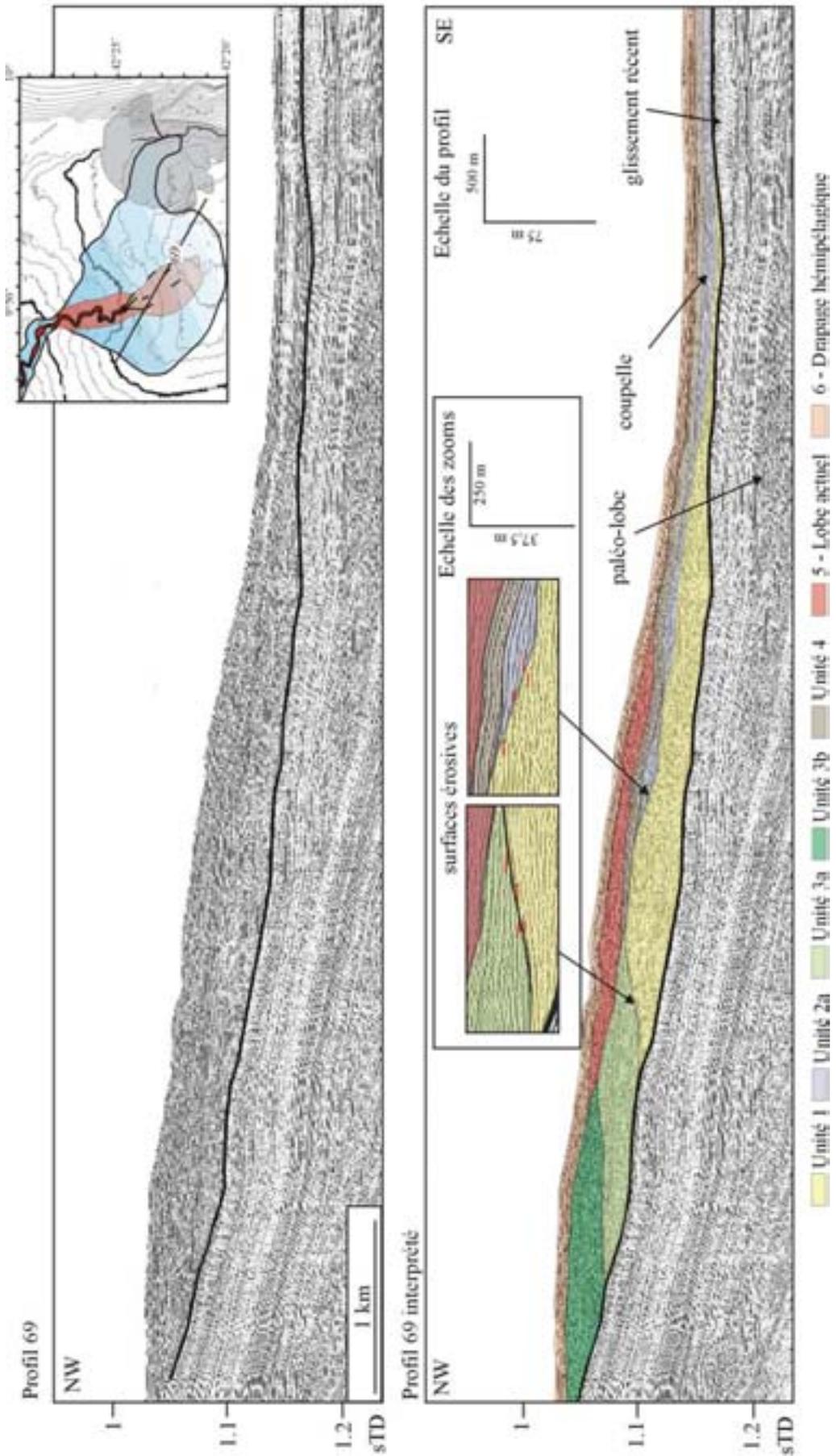


Figure VI-17. Organisation longitudinale des unités internes du lobe récent du Golo Sud.

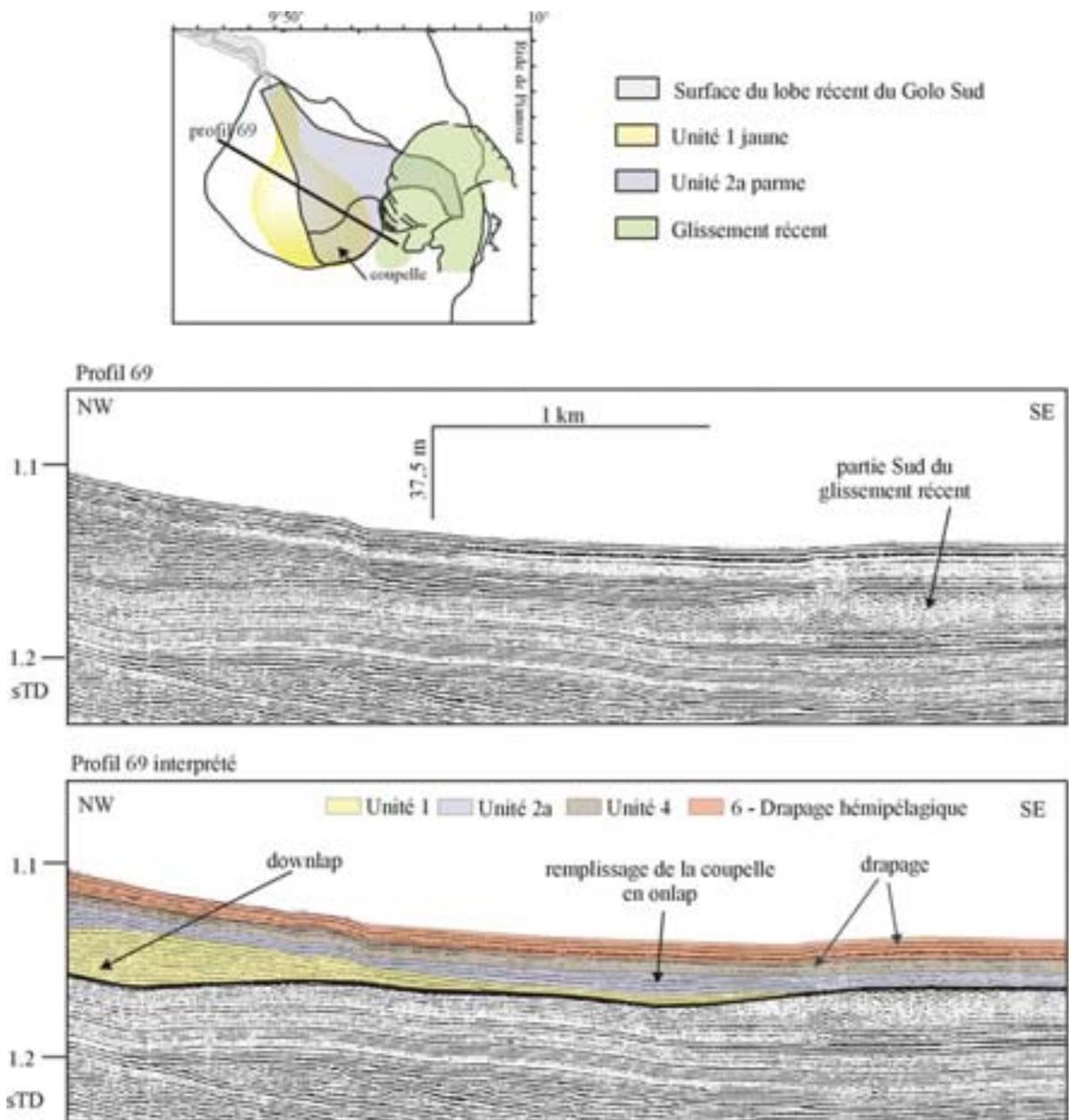


Figure VI-18. Détail du profil sismique de la Figure VI-17 passant par la zone distale du lobe et montrant la diminution de l'épaisseur du drapage marron vers l'intérieur du lobe et le remplissage en onlap (faciès lité continu haute amplitude) de la coupelle par les unités jaune et parme. Définition des unités sur la Figure VI-14

Il est à noter que la nature des limites séparant deux unités internes est difficile à déterminer en raison des problèmes classiques liés à l'interprétation sismique des surfaces concordantes pouvant signifier érosion ou encore hiatus sédimentaire. Une autre difficulté rencontrée est la variabilité latérale et longitudinale de ces surfaces, analysées en sismique 2D :

(1) érosion en amont puis concordance en aval : unités parme et violette en érosion sur le profil 53 sur la Figure VI-14 et Figure VI-15 et en concordance sur le profil 54 sur la Figure VI-14,

(2) ou encore érosion du sommet puis érosion plus importante sur l'extrémité latérale : surface séparant les unités jaune et vert clair sur le profil 54 sur la *Figure VI-14*.

Des données de sismique 3D permettraient de lever ces incertitudes.

La nature de ces surfaces est plus facilement déterminable sur des profils longitudinaux. En effet, sur un profil longitudinal (*Figure VI-19*), l'érosion de l'unité jaune par l'unité vert clair est très clairement observée. En revanche sur le profil transversal, nous voyons qu'il est plus difficile de déterminer la nature de cette surface.

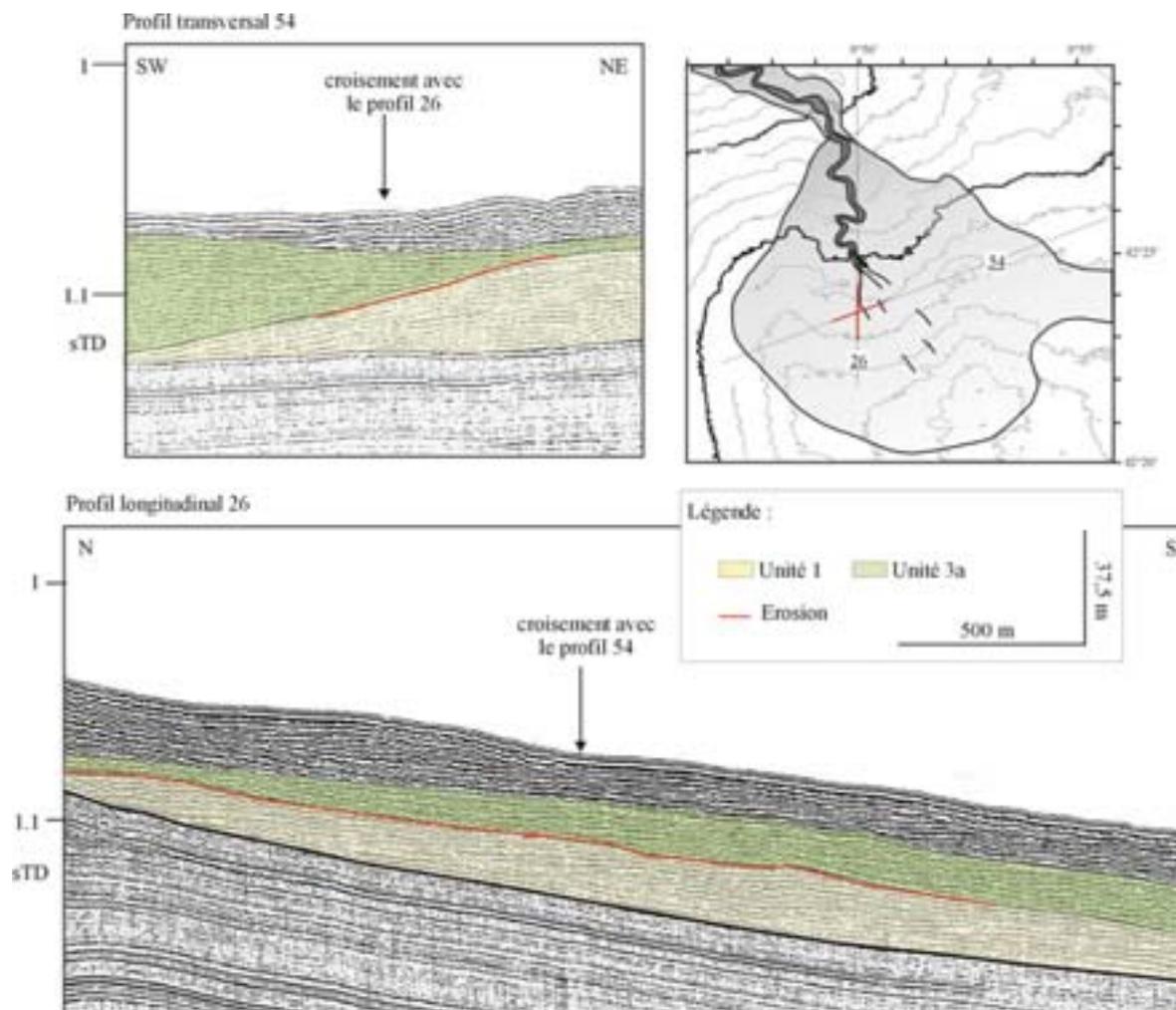


Figure VI-19. Profils sismiques illustrant la variabilité latérale et longitudinale des surfaces séparant deux unités internes et montrant la difficulté pour reconnaître la nature de ces surfaces sur des profils transversaux.

L'unité de type (2) marron n'est observée que dans la partie Est du lobe. Elle s'étendait probablement plus à l'Ouest car elle est érodée par le lobe actuel (*Figure VI-15*). Son épaisseur diminue de la ride de Pianosa vers l'intérieur du lobe (de 20 ms à 10 ms) (*Figure VI-18*). Cette unité drapait les dépôts plus anciens (*Figure VI-14*). Elle est caractérisée par un faciès lité continu à discontinu transparent au niveau du lobe et au-delà du lobe vers l'Est (*Figure VI-14*

et *Figure VI-16*). Vers le Sud, ce faciès lité transparent devient identique au faciès lité continu caractérisant l'unité orange.

2.2.2. Distribution paléogéographique des unités internes et des surfaces érosives

Les unités internes se déposent successivement. Grâce au nombre important de profils sismiques, nous avons pu les cartographier et ainsi reconstituer *les différentes étapes de construction du lobe récent (Figure VI-20)*. Le lobe se construit par :

- 1 – progradation des dépôts liée au dépôt de l'unité centrale jaune, unité la plus ancienne (*étape 1, Figure VI-20*) ;
- 2 – dépôts des unités de la partie orientale du lobe avec changement dans les petits chenaux d'alimentation : unité parme progradante (*étape 2a, Figure VI-20*) puis rétrogradation des dépôts liée au dépôt de l'unité violette (*étape 2b, Figure VI-20*) ;
- 3 – dépôts des unités de la partie occidentale du lobe avec changement dans les petits chenaux d'alimentation : progradation liée au dépôt de l'unité vert clair (*étape 3a, Figure VI-20*) puis rétrogradation lié au dépôt de l'unité vert foncé (*étape 3b, Figure VI-20*) ;
- 4 – drapage uniquement de la partie orientale du lobe par l'unité marron, non-dépôt à l'Ouest car aucune unité ne vient se déposer au-dessus de ce drapage (*étape 4, Figure VI-20*).

Suite au dépôt du lobe récent, il y a :

- 5 – dépôt du lobe actuel, progradation par rapport à l'unité interne du lobe récent vert foncé (*étape 5, Figure VI-20*) ;
- 6 – et enfin drapage hémipélagique de la totalité de la superficie du lobe (*étape 6, Figure VI-20*).

En raison de la complexité de la zone de transition et des processus d'érosion importants, il a été difficile de cartographier *les petits chenaux d'alimentation des unités internes*. Il est probable que le petit chenal comblé, observé dans la partie orientale de la zone de transition, ait alimenté les unités Orientales du lobe. Ainsi, seuls deux petits chenaux ont été cartographiés dans la zone de transition et dans la zone amont du lobe. Nous les avons positionnés sur chacune des étapes mais ils ne sont probablement pas les seuls et ont été réempruntés lors du dépôt des unités.

Sur chaque unité cartographiée (*Figure VI-20*), nous avons positionné les deux petits chenaux comblés observés en amont (*Figure VI-13*) qui sont probablement réempruntés lors du dépôt d'unités suivantes. Nous avons pu, dans quelques cas, cartographier des petits chenaux plus en aval pour certaines unités. Les unités peuvent être alimentées par plusieurs petits chenaux (*unité parme sur la Figure VI-20*). Les unités internes qui se déposent à l'Est n'ont pas les mêmes petits chenaux d'alimentation que celles déposées à l'Ouest.

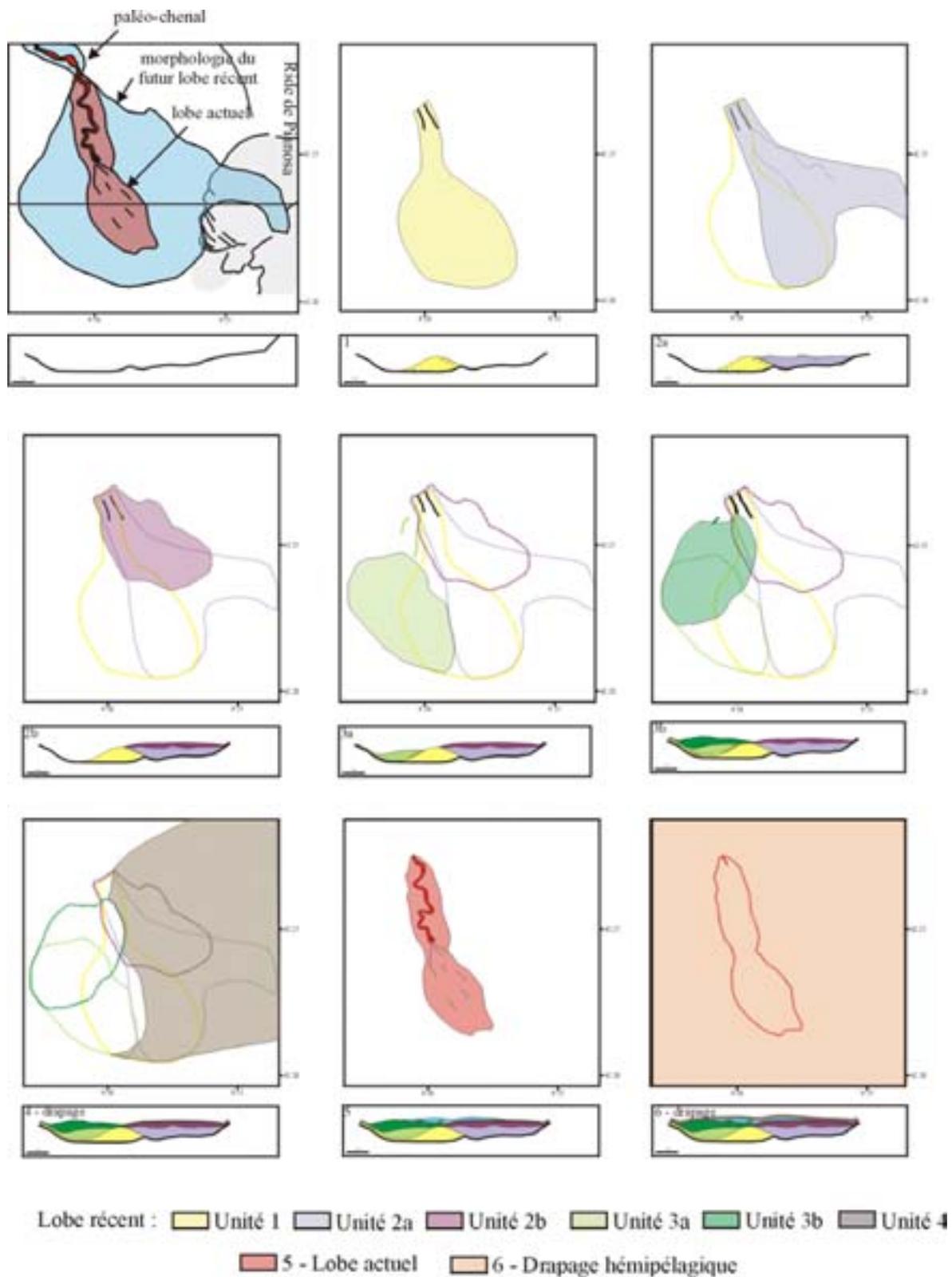


Figure VI-20. Cartes des unités internes du lobe récent du Golo Sud et de leurs petits chenaux d'alimentation avec en parallèle une coupe transversale schématique.

La cartographie des unités internes du lobe montre que les unités chaotiques ont des formes relativement radiales. Nous avons vu précédemment que le lobe présente une digitation vers l'Est (*Figure VI-9*). La cartographie des unités internes montre que la digitation vers l'Est correspondrait au dépôt de l'unité parme dont la morphologie est représentée sur la *Figure VI-21*. L'unité parme viendrait reposer en *onlap* sur la ride en se déposant au-dessus de la partie nord du glissement récent de la ride qui est peu épais à cet endroit (*Figure VI-8 et profil 55, Figure VI-21*). Au contraire, dans la partie sud, cette unité serait contrainte par le glissement qui est d'une épaisseur beaucoup plus importante (*profil 40, Figure VI-21*).

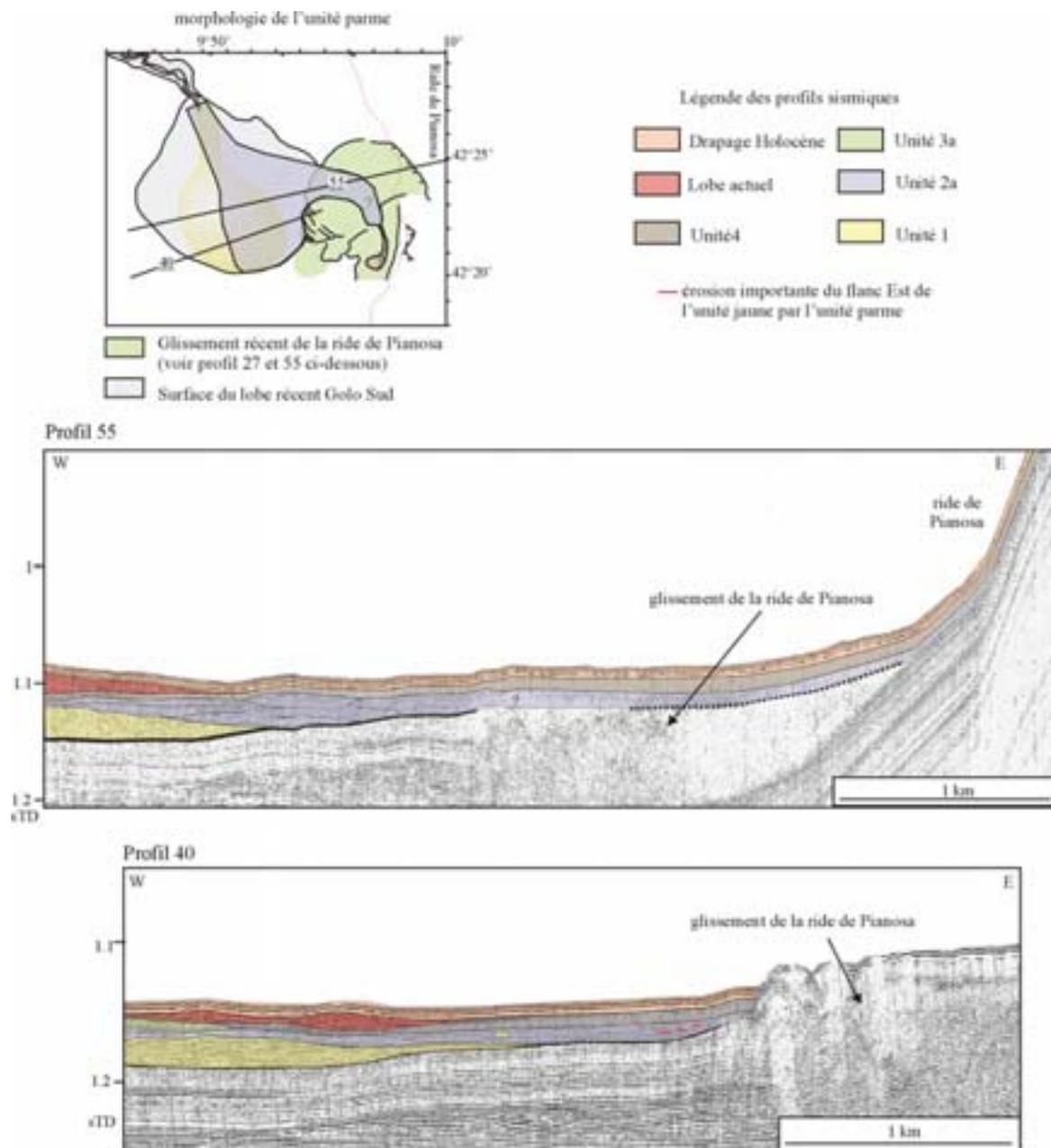


Figure VI-21. Morphologie de l'unité parme replacée dans le contexte régional et profils sismiques montrant les terminaisons vers l'Est de cette unité et les surfaces d'érosion engendrées par son dépôt.

En prenant compte de la difficulté de la reconnaissance des surfaces d'érosion (paragraphe 2.2.1), nous avons cartographié les surfaces d'érosion séparant deux unités. Dans la zone amont d'alimentation, toutes les surfaces sont érosives (*profils 33 et 53 sur la Figure VI-11 et Figure VI-15*). Dans les parties plus distales du lobe, il existe une importante variation de la nature des surfaces. Vers le milieu du lobe, des surfaces érosives sont observées sur les flancs latéraux de l'unité jaune par les unités vert clair et parme (*Figure VI-19*). Plus en aval, ces surfaces sont concordantes (unité vert clair et jaune sur la *Figure VI-16* et unité parme et jaune sur la *Figure VI-21*). Les processus d'érosion engendrés par les unités ne sont pas homogènes sur tout le dépôt. Des zones d'érosion plus marquées sont observées. Nous voyons que le maximum d'érosion de l'unité jaune est observé sur le sommet et sur son flanc aval (*Figure VI-16 et Figure VI-22*).

L'unité parme est recouverte majoritairement par les dépôts de l'unité violette. Les surfaces séparant ces deux unités sont érosives en amont (*Figure VI-15*) puis concordantes en aval (*Figure VI-25*). Il en est de même pour les unités vert clair et vert foncé (*érosive sur le profil 53 sur la Figure VI-14 et concordante sur le profil sur la Figure VI-17*).

2.2.3. Variations latérales et longitudinales des unités

La cartographie des unités internes du lobe nous a permis de mettre en évidence d'importante *variations latérales* dans la localisation des dépo-centres des unités, avec des dépôts en position centrale (unité jaune), des unités dans la partie orientale du lobe (parme et violette) et enfin des unités dans la partie occidentale du lobe (vert clair et vert foncé). Les unités ne sont donc pas simplement empilées verticalement.

Des migrations longitudinales sont clairement identifiables : unités progradantes (jaune, parme, vert clair) et unités rétrogradantes (violette et vert foncé) (*Figure VI-14 et Figure VI-20*). Les migrations latérales précédemment décrites sont associées à ces migrations longitudinales. Il y a variation latérale dans la localisation des dépo-centres à chaque étape de progradation du lobe (unité parme, vert clair) (*Figure VI-20*).

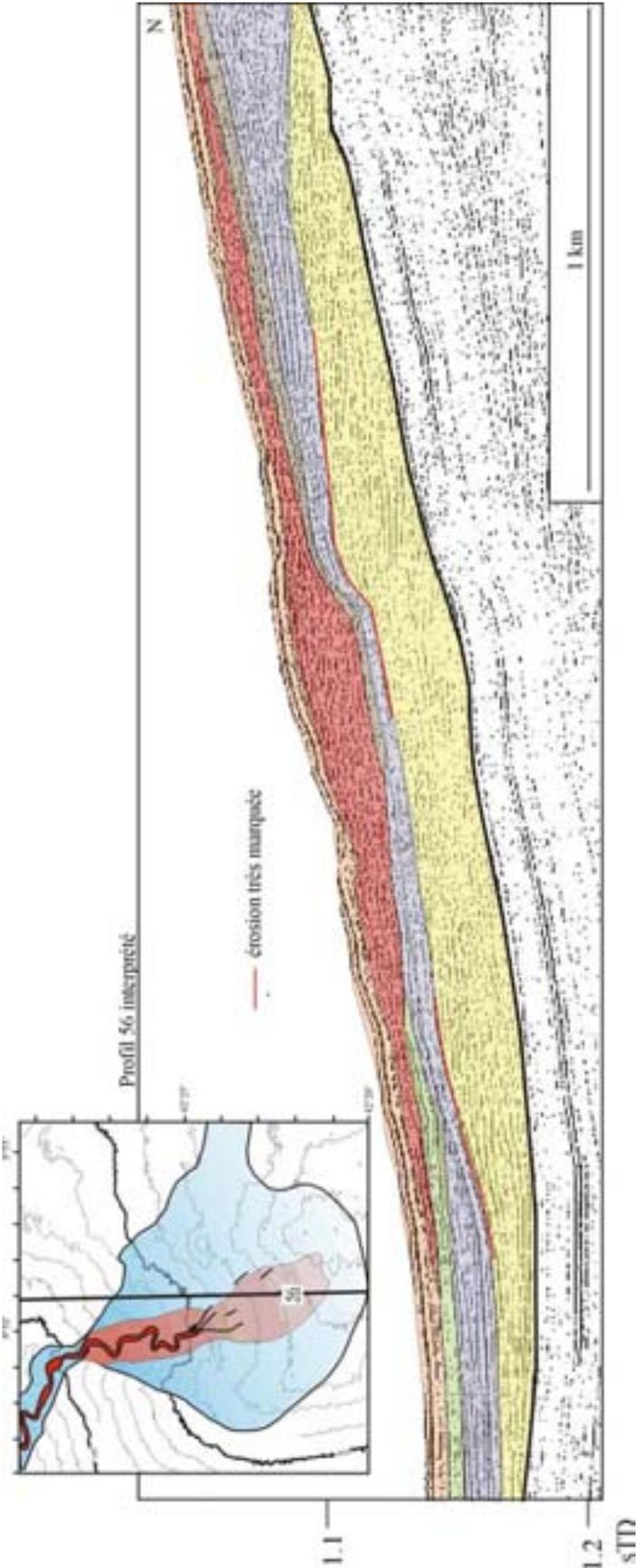


Figure VI-22. Profil sismique longitudinal montrant la surface d'érosion engendrée par le dépôt de l'unité parme progradante sur l'unité jaune.

2.3. Les sous-unités internes

2.3.1. Architecture des sous-unités internes et détail des sous-unités de l'unité vert clair

L'analyse des unités internes montre qu'elles sont composées de l'empilement de plusieurs sous-unités (Figure VI-23). Ces sous-unités, comme pour les unités internes sont plus aisément identifiables sur les profils transversaux. En revanche, elles le sont beaucoup moins que les unités internes.

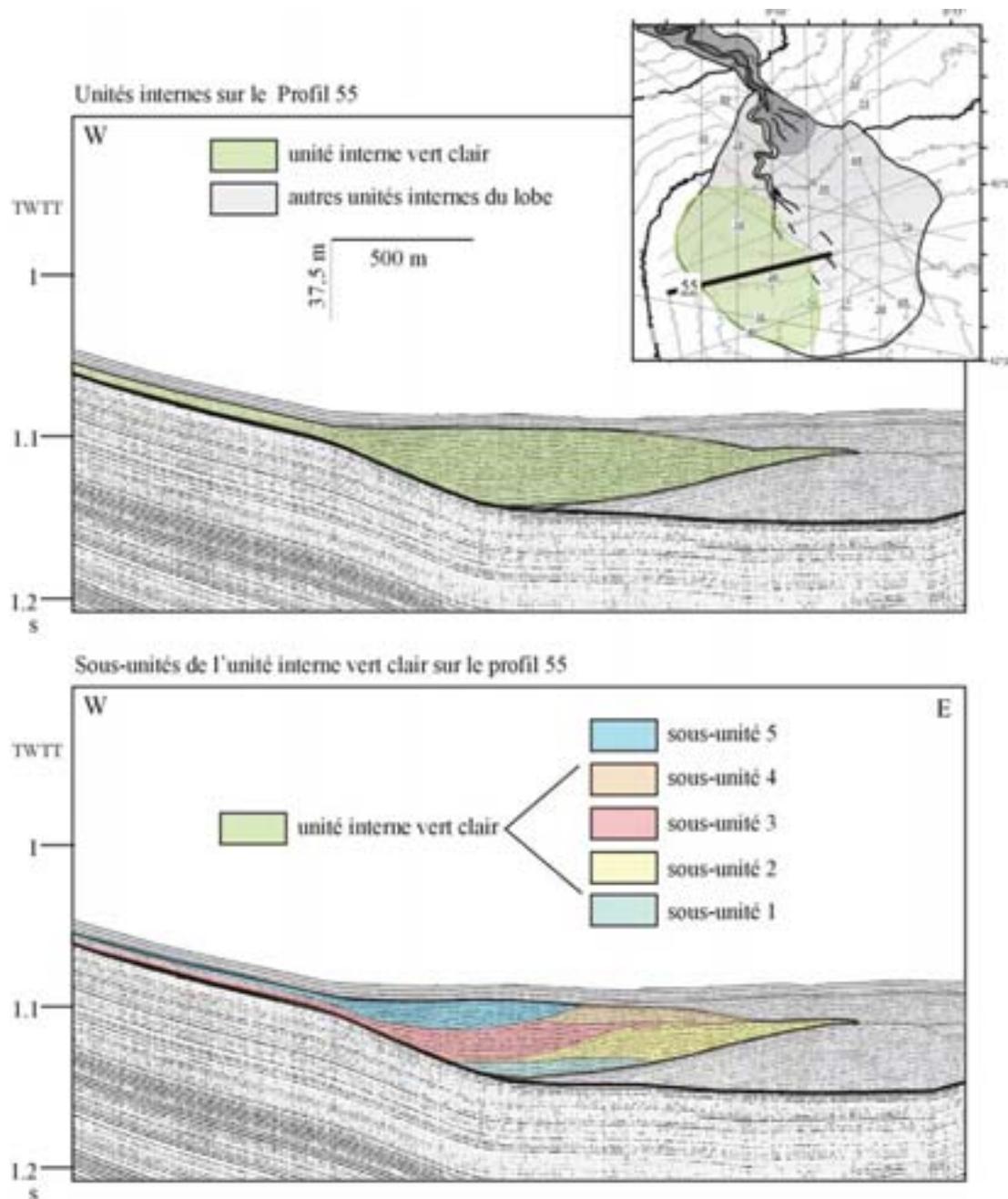


Figure VI-23. Définition des sous-unités de l'unité interne progradante vert clair composant la partie SW du lobe récent de l'éventail du Golo Sud.

Des unités sont caractérisées par un faciès légèrement lité continu (*sous-unité verte claire sur la Figure VI-23*) et d'autres par un faciès complexe où l'on observe un petit chenal (*sous-unités jaune sur la Figure VI-23*). Leur base dans quelques cas est caractérisée par des réflecteurs lités continus. Les sous-unités internes correspondent aux zones d'épandages et aux petits chenaux (paragraphe 2.1.5). Les zones d'épandages sont caractérisées par un faciès lité continu et des terminaisons en *onlap* (*Figure VI-12 et sous-unité verte sur la Figure VI-23*). Ces zones sont observées dans les creux topographiques créés par les dépôts précédents. La sous-unité rouge est caractérisée par des terminaisons en *onlap* sur les pentes de la dépression initiale et sur la sous-unité jaune (*Figure VI-23*). Elle remplit le creux créé par le dépôt de la sous-unité jaune. Des chenaux érosifs sont observés en grand nombre (*Figure VI-12*). Ces chenaux développent quelquefois des petites levées caractérisées par un faciès légèrement divergent (*sous-unité jaune sur la Figure VI-23*).

Les surfaces séparant ces sous-unités peuvent être concordantes (*sous-unité rouge et jaune sur la Figure VI-23*) ou érosives (*sous-unités bleue et orange sur la Figure VI-23, sous-unité orange et jaune sur le profil 26 sur la Figure VI-24*).

L'unité progradante vert clair a été étudiée en détail en raison de la quantité et de la qualité des profils sismiques disponibles. Cette unité nous permet de caractériser certaines configurations sismiques longitudinalement et transversalement. Cette unité est composée de plusieurs sous-unités qui sont empilées verticalement et qui se déposent dans le creux topographique créé par les dépôts précédents dans la partie ouest du lobe (*Figure VI-23*).

Étant donné le nombre important de sous-unités, de leur variabilité latérale et longitudinale et du nombre de profils sparker, il nous a été difficile de les cartographier. La *Figure VI-24* présente une interprétation des sous-unités de l'unité interne vert clair.

Le croisement des profils 54 et 34 (*Figure VI-24*) montre que le remplissage du petit chenal rouge par la sous-unité bleue (faciès lité continu transversalement qui *onlap* les flancs du petit chenal), est caractérisé par un faciès avec des réflecteurs continus lités à obliques longitudinalement qui rétrogradent. Cette configuration est également observée pour les sous-unités jaune et orange sur le profil 26 (*Figure VI-24*). Le profil 26 passe dans l'axe des petits chenaux de ces deux sous-unités. Le remplissage d'un petit chenal est caractérisé (1) transversalement par des réflecteurs lité continu en *onlap* sur les flancs du petit chenal et (2) longitudinalement par des réflecteurs obliques rétrogradants.

Le croisement des profils 55 et 34 montre que la sous-unité bleue (réflecteurs continus longitudinalement en coupelle sur le profil 55) correspond, en fait, à une partie d'une petite levée longitudinalement (*profil 34, Figure VI-24*). Les épandages sont caractérisés par un faciès lité continu qui *onlap* la topographie préexistante (*sous-unité rose sur le profil 34 sur la Figure VI-24*).

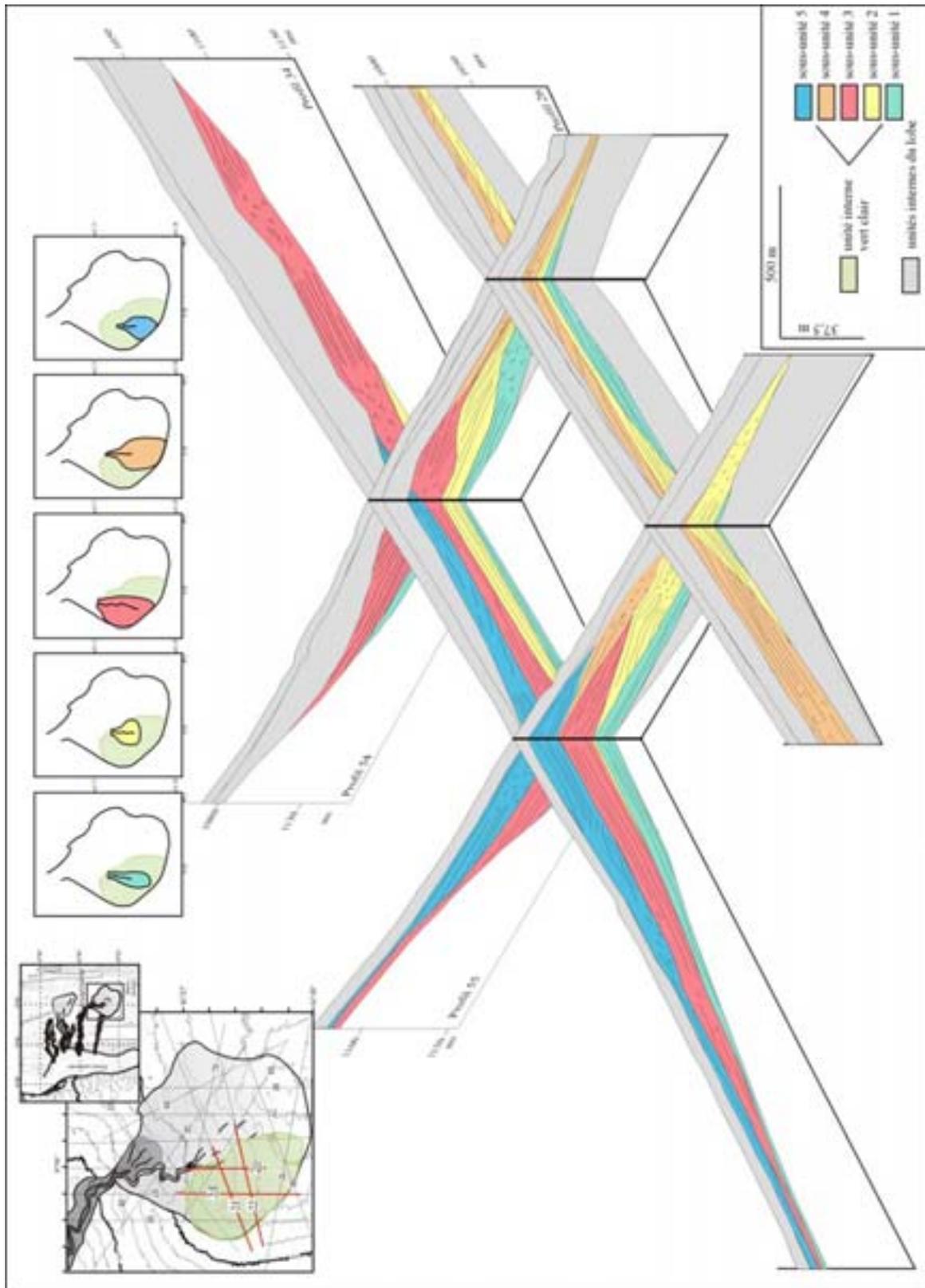


Figure VI-24. Assemblage en vue pseudo-3D de profils sismiques montrant la structure interne de l'unité progradante vert clair du lobe récent du Golo Sud et cartographie des sous-unités ainsi définies.

2.3.2. Distribution et migrations latérale et longitudinale

Il existe des différences dans l'organisation internes des unités progradantes et rétrogradantes.

En effet, les unités rétrogradantes présente globalement des sous-unités qui rétrogradent (*Figure VI-25*). Les chenaux sont très érosifs.

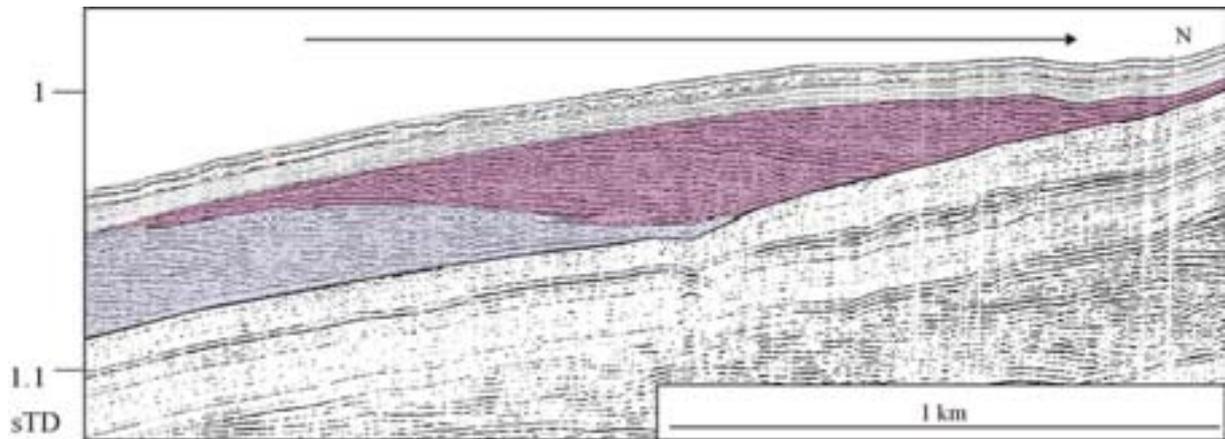


Figure VI-25. Profil 56 illustrant la rétrogradation des sous-unités de l'unité rétrogradante violette. (Voir localisation du profil sur la Figure VI-22).

La partie amont des unités progradantes est essentiellement caractérisée par des zones d'épandages (*unité vert clair sur le profil amont 53 sur la Figure VI-14*). Les chenaux avec des petites levées frustres sont observés plus en aval dans ces unités. Les sous-unités des unités progradantes sont caractérisées par des migrations longitudinales et latérales beaucoup plus complexes que celles des unités rétrogradantes. La cartographie des sous-unités de l'unité vert clair montre des progradations et rétrogradations (*Figure VI-24*).

De plus, sur le profil 54, les sous-unités sont caractérisées par des surfaces érosives et elles migrent latéralement vers l'Est (*Figure VI-24*). En revanche, plus en aval, sur le profil 55, les sous-unités s'empilent verticalement dans les creux topographiques créés par les dépôts précédents. Des observations identiques sont faites pour l'unité progradante parme. L'unité jaune et le lobe actuel sont également caractérisés par des progradations et des rétrogradations.

Ainsi, nous voyons que les sous-unités cartographiées semblent obéir aux mêmes règles d'organisation, mais à une autre échelle, que les unités internes du lobe, avec des variations latérales et longitudinales dans la localisation des dépocentres et des processus d'érosion.

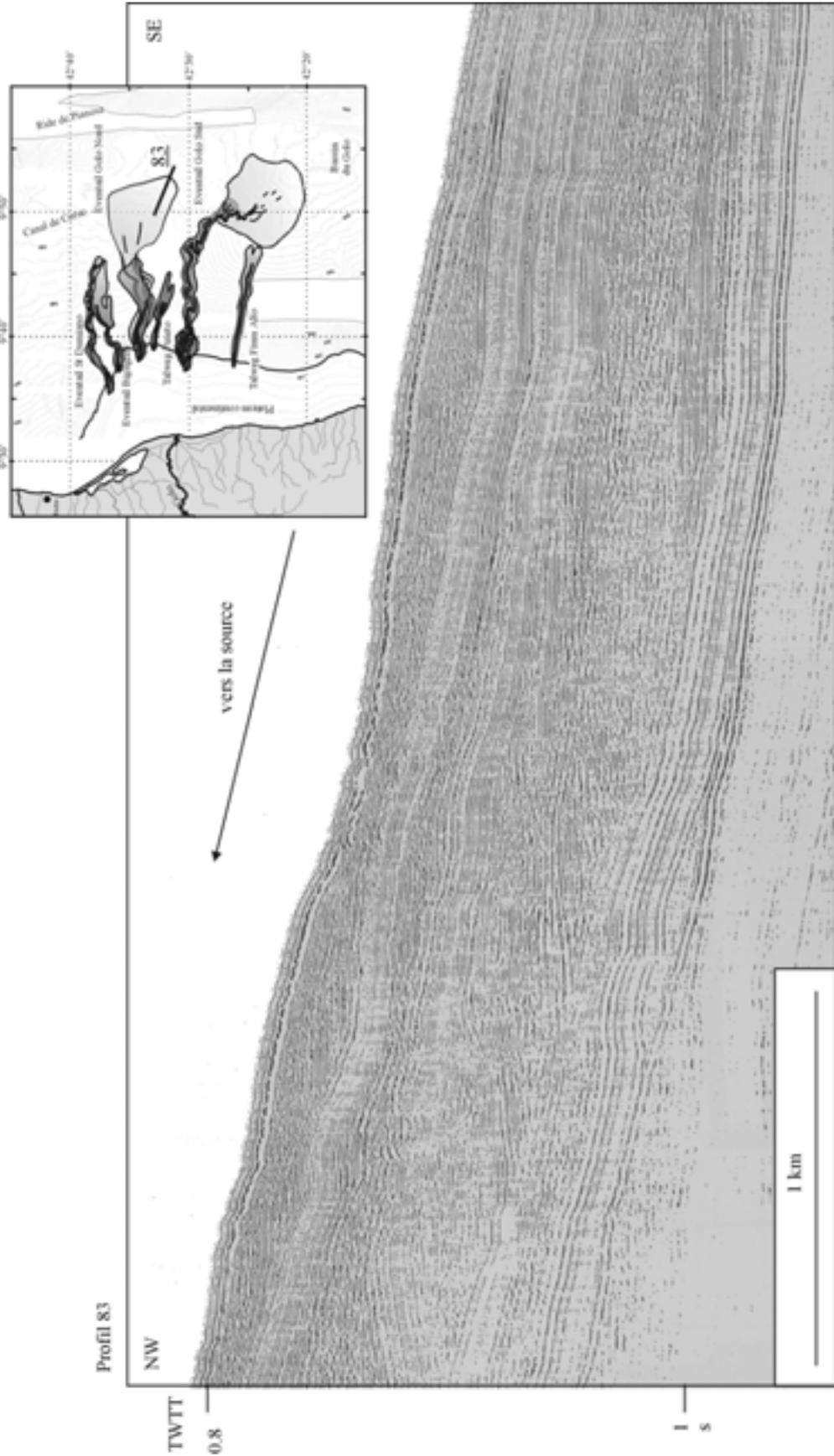


Figure VI-26. Profil sismique longitudinal montrant la rétrogradation des dépôts de la partie distale du lobe récent de l'éventail du Golo Nord.

2.4. Remarques sur le lobe récent de l'éventail du Golo Nord

Le lobe récent de l'éventail du Golo Nord n'a pas été étudié de façon aussi détaillée que le lobe du Golo Sud. Toutefois, il montre d'importantes similitudes avec le lobe récent du Golo Sud (*Figure II-1 et Figure VI-26*) : dépôt influencé par la ride de Pianosa (avec des terminaisons en *onlap* sur la ride) et par la topographie préexistante, présence d'unités internes, de sous-unités, de petits complexes chenal-levées, dépôt complexe avec plusieurs phases de rétrogradation et progradation, érosion entre les unités de dépôt et variations latérales dans les dépo-centres des unités.

3. Etude sédimentologique du lobe récent du Golo Sud

Les carottes KCO 63, 64, 73 et 74 ont été prélevées sur un transect de la zone de transition chenal-lobe jusqu'au lobe distal de l'éventail du Golo Sud (*Figure VI-27*). Les logs lithologiques de chaque carotte sont représentés sur la *Figure VI-28*. Les carottes KCO 58, 61 et 62 sont décrites afin de réaliser une corrélation entre les dépôts sableux du chenal et ceux du lobe.

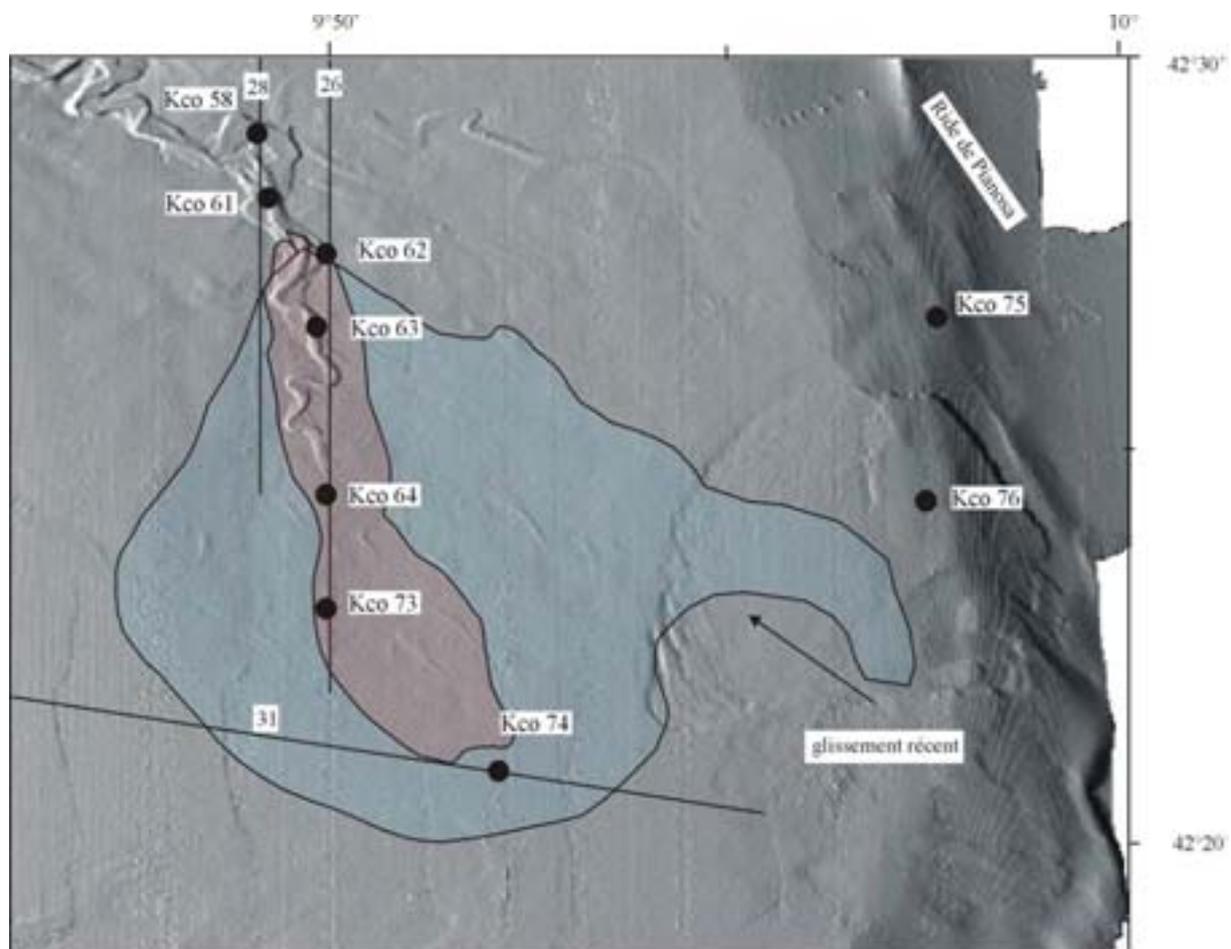


Figure VI-27. Carte bathymétrique EM300 ombrée montrant la localisation des carottes prélevées sur le lobe récent du Golo Sud et sur la ride de Pianosa.

3.1. Distribution des sédiments

Ces carottes montrent d'importantes variations lithologiques et caractérisent différents environnements sédimentaires (*Figure VI-28*) : KCO 58, 61 et 62 le chenal, KCO 63 l'entrée dans le lobe récent avec les petits chenaux secondaires, KCO 64 et KCO 73 le lobe actuel et KCO 74 le lobe distal récent. Le détail des variations lithologiques et des séquences sédimentaires a été décrit dans le chapitre V. Je rappellerai ici les deux principaux résultats obtenus qui me serviront pour les corrélations litho-sismiques et les corrélations des dépôts du chenal et du lobe. Du chenal jusqu'au lobe distal, nous avons observé :

- des teneurs en sable maximales dans la zone amont du lobe
- une diminution du nombre de séquences et de structures sédimentaires.

3.2. Corrélations litho-sismiques : validation des carottages du lobe

Sur les profils sparker, 1 mm correspond à 1 m de carotte. Or la résolution du sparker est de 2 m. Sur les profils boomer, 1 mm correspond à 0,37 m de carotte. Il semble donc plus adapté de réaliser les corrélations litho-sismiques avec la sismique boomer. Les profils sparker seront illustrés en parallèle de façon à replacer les carottes sur les profils décrits dans le paragraphe précédent (*Figure VI-29*).

L'épaisseur du drapage hémipélagique est de 4 m sur les profils boomer du lobe (*Figure VI-29*). Le signal est composé d'un faciès lité continu forte amplitude à son sommet (4 mm = 1,48 m) puis d'un faciès lité continu à discontinu basse fréquence et faible amplitude (7mm = 2,59 m).

L'épaisseur du niveau de vase du sommet des carottes est variable (*Figure VI-28*) :

- KCO 58 = 2 m de vases carbonatées ;
- KCO 61 = 1,80 m de vases carbonatées ;
- KCO 62 = 4 m avant les premières séquences importantes dont 1,80 m de vases fortement carbonatées ;
- KCO 63 = 1,40 m dont 0,80 de vases carbonatées ;
- KCO 64 = 0,70 m ;
- KCO 73 = 2,80 m de vases carbonatées ;
- KCO 74 = 3,80 m dont 1,90 m de vases carbonatées.

Les carottes KCO 62, 73 et 74 apparaissent les moins perturbées. Elles vont donc nous servir de références pour le calage avec la sismique boomer.

Le calage de la carotte KCO 62 avec le profil boomer montre une parfaite corrélation litho-sismique. Les 4 mètres supérieurs d'argiles correspondent bien au signal sismique du drapage hémipélagique (*Figure VI-14*) et les niveaux sableux majeurs sont signalés par des réflecteurs de plus forte amplitude (*Figure VI-29*).

La carotte KCO 73 ne correspondrait qu'à une partie du drapage hémipélagique (*Figure VI-29*).

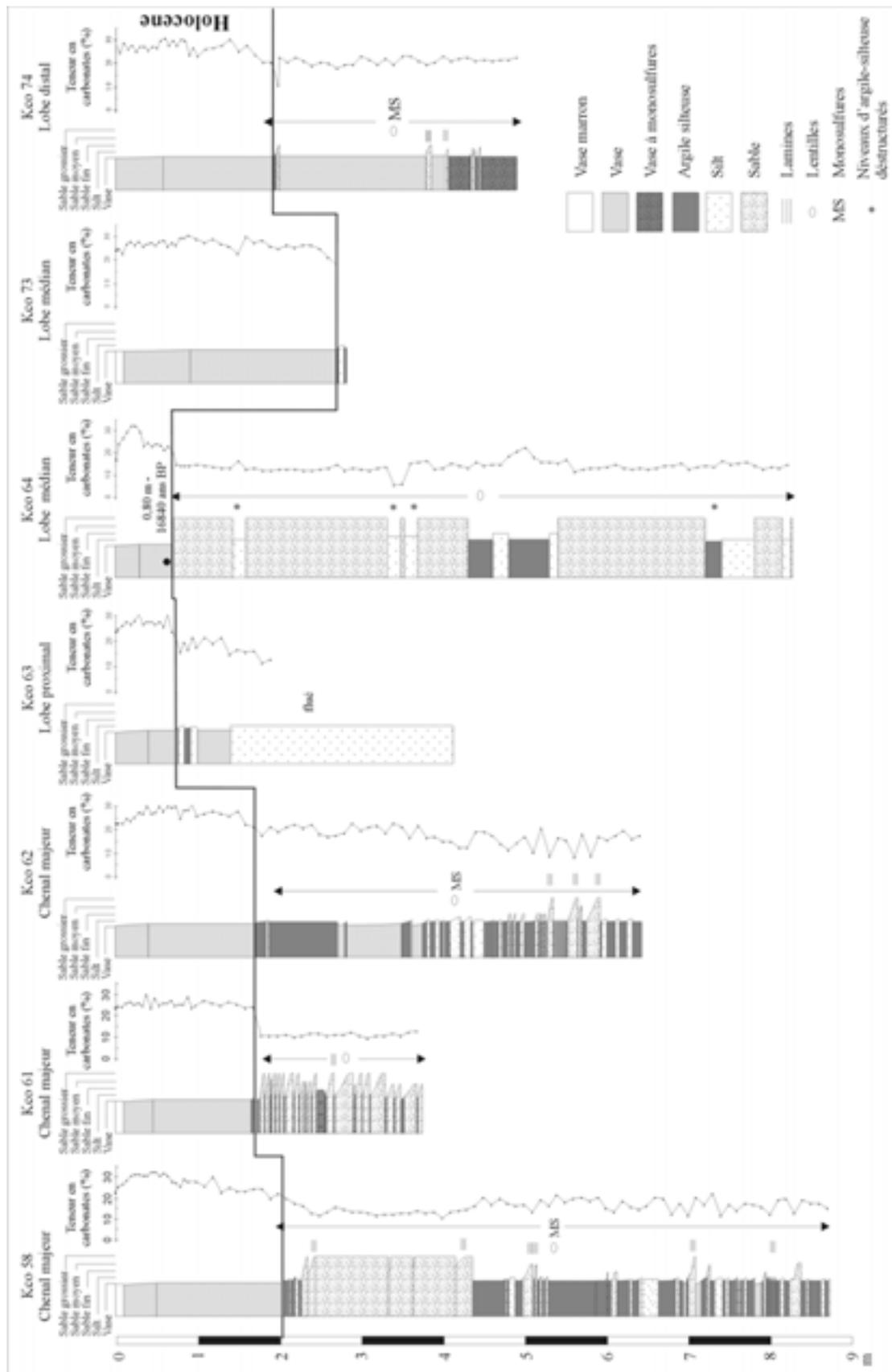


Figure VI-28. Logs lithologiques des carottes prélevées sur le lobe de l'éventail du Golo Sud.

La carotte KCO 74 est caractérisée par 3,80 m de vases au sommet puis par 0,90 m de vases à monosulfures. Le calage de cette carotte avec le profil boomer montre que les 3,80 premiers mètres de vases correspondent au signal du drapage hémipélagique (unité 8 définies sur la *Figure VI-14*). Les 0,90 m de vases à monosulfures à la base de la carotte correspondent au sommet de l'unité 6. Nous avons vu dans le chapitre V que ces de vases à monosulfures constituent un faciès très particulier que l'on ne retrouve que dans la carotte KCO 75 qui se situe sur le haut de la ride de Pianosa (*Figure VI-27*). Cette unité 6 se situe uniquement à l'Est du lobe et son épaisseur diminue vers l'intérieur du lobe. L'ensemble de ces observations suggère que les sédiments qui composent l'unité 6 proviennent de la ride de Pianosa, et que son sommet est caractérisé par des vases à monosulfures et quelques séquences de sables. Cette unité s'intercale entre les dépôts des lobes récent et actuel du Golo Sud.

La corrélation des carottes KCO 62 et 74 permet de caractériser le drapage hémipélagique cartographié sur la sismique (*Figure VI-14* et *Figure VI-29*) : environ 2 m de vase carbonatées holocène puis 2 m de vases peu carbonatées. La limite entre ces deux types de vases est marquée par la présence d'une séquence de silt massif qui correspond à la fin de l'enregistrement d'une activité turbiditique sur le lobe (carottes KCO 62, 73 et 74 sur la *Figure VI-28*).

Les carottes KCO 63 et 64 présentent des niveaux très perturbés de sable ou de silt. Le calage avec la sismique boomer est très mauvais, surtout pour la carotte KCO 64. En effet, nous voyons que les niveaux sableux du sommet de la carotte correspondent au signal du drapage hémipélagique (*Figure VI-29*). La corrélation avec les carottes interfaces suggère qu'il manque au sommet des carottes küllenberg environ 50 cm. Cependant, même en rajoutant ces 50 cm au 70 cm prélevés, les niveaux de sables se situeraient toujours 2 m trop haut dans la carotte. Il semble donc probable que ces niveaux sableux existent mais se situent à une profondeur plus importante dans la réalité. Ces niveaux caractériseraient le dépôt du lobe actuel (*Figure VI-29*). Il est donc probable que le drapage hémipélagique dans cette carotte ne soit pas représentatif de la réalité. Il en est de même pour la carotte KCO 63. Les pourcentages de sable dans ces carottes sont donc à prendre avec précaution ainsi que l'absence de structures.

3.3. Corrélations des carottes : corrélations des dépôts sableux du lobe et du chenal

En corrélant les carottes du chenal et celles du lobe (KCO 58, 61, 62, 73 et 74), **le niveau sableux de 2,50 m dans le chenal** dans la carotte KCO 58 et de 2 m 20 dans la carotte KCO 61 (*Figure VI-28*) correspondraient au dépôt sableux lors de l'étape K-L. Cette épaisseur de sable dans le chenal **est corrélée avec la mise en place du lobe actuel du Golo Sud de 15 m d'épaisseur** et 30 km² de superficie (étape K-L, Chapitre V).

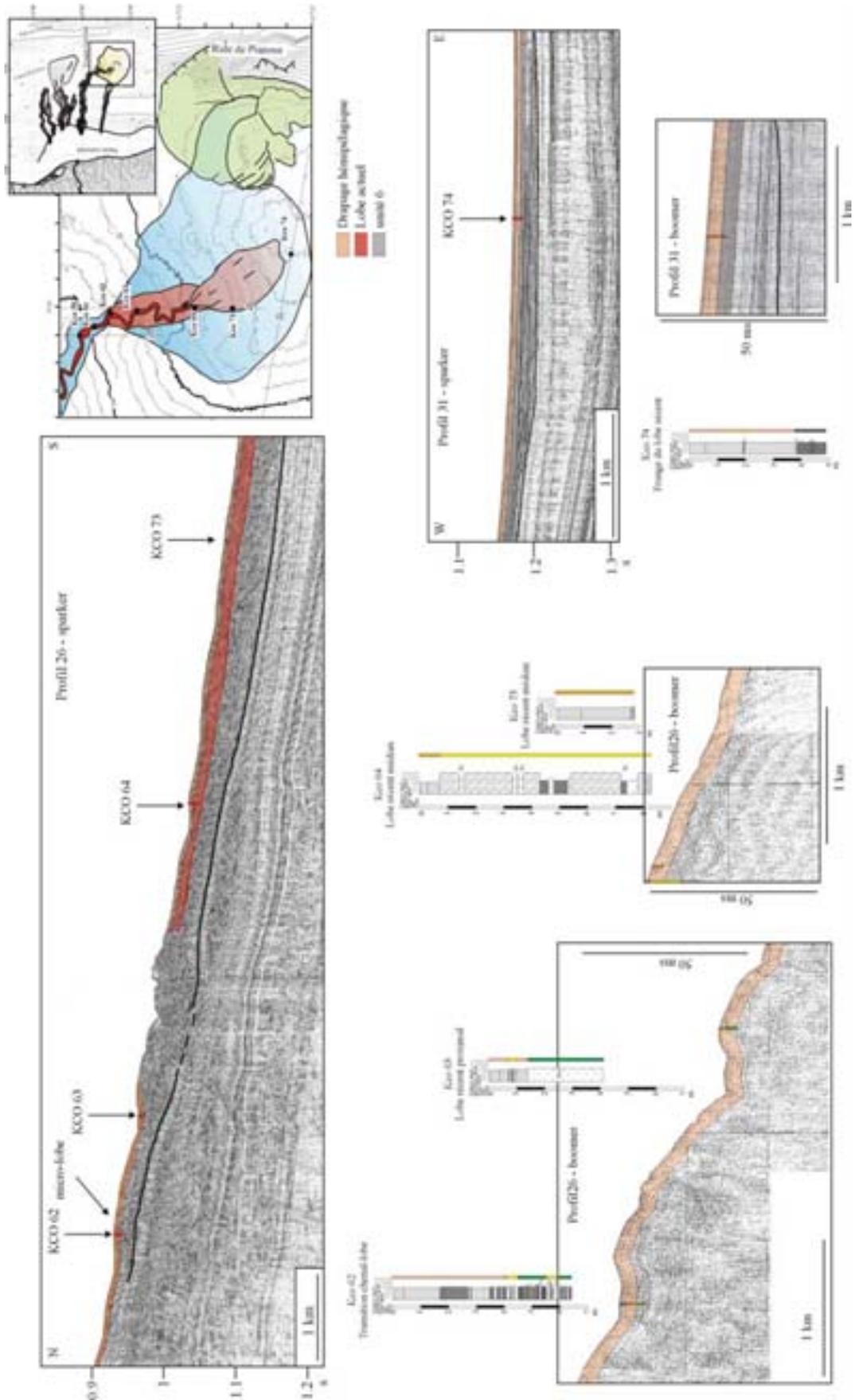


Figure VI-29. Corrélation entre les carottes prélevées sur le lobe de l'éventail du Golo Sud et les profils sismiques sparker et boomer.

Résumé des principaux résultats

L'étude comparée des structures internes des différents lobes distaux du système du Golo montre **la grande variabilité au sein d'un même système turbiditique sableux.**

L'étude détaillée des lobes récent et actuel du Golo Sud montre la complexité des processus de construction d'un lobe sableux. **La morphologie, la géométrie et l'architecture interne d'un lobe sont fortement influencées par la topographie sur laquelle il se dépose.** Le lobe se dépose dans un creux topographique (dépression initiale) créé par les dépôts précédents (paléo-lobes, glissements de la ride et du plateau). **Il est contraint latéralement et longitudinalement** (terminaisons en *onlap* sur la dépression initiale). Des morphologies particulières sont décrites à proximité des glissements de la ride de Pianosa (digitation du lobe récent).

La zone de transition est caractérisée par des processus d'érosion et de *by-pass* importants. Des petits chenaux y sont observés. Toutefois, le lien entre ces chenaux et les dépôts du lobe reste encore difficile à faire. **Le lobe sableux est caractérisé par des processus d'érosion très importants.** Il correspond au dépôt de **plusieurs petits événements qui ont été cartographiés (corps sédimentaires, sous-unités internes).** Le lobe représente donc un complexe de corps sédimentaires empilés. Ces corps correspondent à **des zones d'épandages, des petits chenaux érosifs ou présentant des levées frustrées** y sont fréquemment décrits. Les zones d'épandages se situent dans les creux topographiques créés par les dépôts précédents. La zone amont du lobe est caractérisée par la prédominance des processus d'érosion. Plus en aval, il existe une alternance entre des processus d'érosion et de dépôt. Enfin, la zone distale du lobe est caractérisée par la prédominance des processus de dépôts. **Des migrations latérales et longitudinales ont pu être décrites. Ces corps sédimentaires sont organisés en unités internes de dépôt.** Au total cinq unités internes ont été définies et correspondent au remplissage progressif de la dépression initiale. Le dépôt du lobe est caractérisé par **l'alternance d'unités internes progradantes et rétrogradantes.** Ces unités sont différenciées par l'organisation interne des sous-unités. Les unités progradantes montrent des migrations latérales et longitudinales complexes au niveau de leur sous-unités. Des processus complexes d'érosion y sont décrits. En revanche, les unités rétrogradantes sont caractérisées par la rétrogradation générale des sous-unités. Chaque étape de progradation du lobe correspond à une migration latérale dans la localisation des dépo-centres.

L'analyse des carottes permet de faire le lien entre les dépôts du chenal et ceux du lobe.

Chapitre VII : Discussion

1. Dynamique des écoulements gravitaires

Dans cette première partie, j'aborderai les conditions dynamiques et la nature des écoulements associées à la construction d'une marge sableuse. Le premier paragraphe sera consacré à la reconnaissance des sources d'alimentation de la marge. L'initiation des écoulements sera abordée parallèlement. Un schéma récapitulatif synthétisera l'ensemble des résultats (paragraphe 1.7).

1.1. Un bassin confiné à sources multiples : nature et initiation des écoulements

Le fleuve Golo fournit le matériel sableux au bassin profond par érosion des formations composant la Corse Alpine (Gauthier et Prone, 1980 ; Mulder et Maneux, 1999). Durant la période de temps étudiée, l'alimentation simultanée des canyons de la marge du Golo suggère **la construction d'un delta comportant plusieurs distributaires sur le plateau**. Le fonctionnement de ces distributaires sera discuté dans le paragraphe 3.

La morphologie du bassin versant (forts reliefs), le régime torrentiel du fleuve et l'existence de forts processus hydrodynamiques sur le plateau et de sa faible largeur, favorisent les apports au bassin.

L'alimentation du bassin peut se faire, soit directement depuis le continent émergé sous la forme de courants hyperpycnaux lors de fortes crues, **soit indirectement** sous la forme de glissements évoluant en écoulements gravitaires. Dans ce deuxième cas, les écoulements sont liés à des déstabilisations des sédiments sur la bordure du plateau. **Ces déstabilisations peuvent être initiées** par la dérive littorale, par des tempêtes (Fukushima et al., 1985), par l'activité sismique (Normark et Piper, 1991), soit par la surcharge sédimentaire. **L'alimentation indirecte des sédiments sur le plateau** est suggérée par l'observation d'une activité turbiditique dans le bassin durant des périodes où le plateau est submergé (étape K-L, Chapitre V). L'activité est associée à la présence de sables très carbonatés sur les levées des canyons mineurs et sur les bords des ravines de la marge. La présence de sillons transversaux sur les têtes des canyons suggère des apports par le plateau. Une seconde source d'apports indirects est issue **des glissements en masse au niveau du plateau observés dans la partie Sud de la marge**. Ces glissements alimentent le bassin profond (Chapitre IV).

Lors de crues majeures, quelle que soit la position du niveau marin relatif, **des apports directs du fleuve via des courants hyperpycnaux** ont pu exister sur la marge du Golo (Mulder et Maneux, 1999). L'alimentation est sans doute favorisée lors des périodes de bas niveau marin relatif quand le fleuve est en connexion directe avec les têtes de canyons.

Cependant aucune séquence ne présente les caractéristiques de dépôts résultant de courants hyperpycnaux (granoclassement inverse suivi d'un granoclassement normal, structures sédimentaires associées, Mulder et al., 1998). Cette absence peut être expliquée (1) par une dynamique particulière des crues du fleuve, (2) par l'absence plus simplement de ce type d'écoulements actuellement et pour les périodes plus anciennes carottées, (3) par la transformation des écoulements.

(1) Dans le premier cas, une montée en charge trop rapide peut expliquer l'absence d'un granoclassement inverse à la base des séquences. De même, le pic de crue peut engendrer une forte érosion des dépôts précédents résultant de la montée en charge (Mulder et al., 2001). Dans ce cas, il paraît très difficile de différencier les turbidites hyperpycnales de turbidites classiques.

(2) Actuellement, aucune activité turbiditique n'est enregistrée sur la marge du Golo. Mulder et Maneux (1999) montrent que les débits solides du fleuve Golo sont actuellement faibles en raison des aménagements anthropiques. Cette observation pourrait expliquer l'absence de courants hyperpycnaux de nos jours. Toutefois, ces auteurs montrent que le fleuve Golo lors de périodes antérieures était capable de générer des courants hyperpycnaux. De plus, la présence de vallées incisées très proches des têtes de canyons suggère des apports directs par le fleuve. La longueur des carottes dont nous disposons ne nous permet cependant pas d'étudier des dépôts datant de ces périodes d'exondation totale du plateau (Chapitre V).

(3) Lors de périodes de très forts apports sédimentaires par le fleuve, il est probable que des courants hyperpycnaux amènent de grandes quantités de sédiments sur le plateau. Ces apports pourraient par la suite être déstabilisés dans les têtes de canyons sous la forme **de déstabilisations du plateau** lors de surcharges. Il n'y aurait alors aucun enregistrement d'hyperpycnites. La transformation de glissements en masse sur la pente ou le rebord du plateau génère uniquement des écoulements turbulents **de type courant ou bouffée de turbidité suivant la durée d'alimentation** (Hampton, 1972 ; Ravenne et Beghin, 1983). La dynamique des écoulements hyperpycnaux ne leur permettrait pas d'atteindre le rebord du plateau.

Une autre source d'alimentation plus marginale est observée dans la partie est du bassin. Elle est issue de la ride de Pianosa. **Des glissements** sont observés intercalés dans la sédimentation terrigène au niveau du canal de Corse (*Figure IV-6*). Ces glissements peuvent être liés à des périodes de forts apports sédimentaires quand la ride ou une partie de la ride est exondée (prisme progradant sur le rebord de la ride) ou à des zones de fragilité de la pente (*pockmarks* observés tout le long de la ride et cicatrice d'arrachement sur la partie sud de la ride, *Figure IV-6*). **Le réhaussement actuel de la ride** pourrait également favoriser ces glissements. **Des glissements en masse de la partie méridionale du plateau continental** alimentent également le Canal de Corse.

En raison du confinement par la ride de Pianosa et des forts apports sédimentaires liés à la proximité de l'arrière pays montagneux, à l'hydrodynamique du fleuve, à l'étroitesse et à la forte dynamique du plateau continental (Chapitre III), **plusieurs sources sont observées sur la marge. La dynamique et le type d'écoulement engendrés par ces différentes sources seront discutés dans les paragraphes suivants.**

1.2. Les conditions hydrodynamiques

Depuis quelques années, la sédimentologie s'appuie sur la compréhension des écoulements, facteurs principaux de la formation des différentes accumulations et de leurs mécanismes de dépôt et de transport. Dans ce but, une synthèse a été réalisée par Migeon (2000). Au cours de cette partie, je présente dans un premier paragraphe les équations permettant de qualifier la dynamique des écoulements gravitaires. Le deuxième paragraphe décrit les conditions hydrodynamiques observées sur la marge du Golo.

1.2.1. Rappel sur les équations

L'état de l'écoulement (sub ou supercritique) est décrit par le nombre de Froude, Fr , et son régime (laminaire ou turbulent), par le nombre de Reynolds, R_e .

Le nombre de Froude est défini par

$$Fr^2 = \frac{u^2}{\left(\frac{\rho_t - \rho}{\rho_t}\right) gh} = \frac{\tan \beta}{(1 + \alpha) C_f} \quad (1)$$

avec u , la vitesse de l'écoulement, ρ_t et ρ les densités respectives de l'écoulement et du fluide ambiant, g , l'accélération due à la gravité, h , la hauteur moyenne de l'écoulement β , la pente, α , le rapport des coefficients de friction entre les interfaces inférieure et supérieure de l'écoulement et C_f , le coefficient de friction.

A partir des données expérimentales de Middleton (1966), Bowen et al. (1984) ont montré que le nombre de Froude pouvait également s'écrire sous la forme d'une relation linéaire dépendant uniquement de la pente locale :

$$Fr^2 = 128.5 \tan \beta \quad (2)$$

Pour un nombre de Froude inférieur à 1, l'écoulement est dit subcritique et pour un nombre de Froude supérieur à 1, l'écoulement est dit supercritique.

Le nombre de Reynolds est défini par

$$R_e = \frac{uh}{\nu} \quad (3)$$

avec ν , la viscosité cinématique.

Lorsque le nombre de Reynolds est inférieur à 500, l'écoulement est laminaire et lorsque le nombre de Reynolds est supérieur à 2000, l'écoulement est turbulent.

La distribution granulométrique des sédiments au sein du chenal et sur les levées fournit également des indications sur **la vitesse des écoulements**. Bowen et al. (1984) expriment cette vitesse par l'équation :

$$u^2 = \frac{u_*^2}{C_f} \quad (4)$$

u_* peut être estimée à partir de ω , la vitesse de chute des particules en suspension dans l'écoulement. Reynolds (1987) suggère que $u_* \approx \omega$ est la meilleure approximation, tandis que Bowen et al. (1984) suggèrent que $u_* = k\omega$, où k est un facteur dépendant des conditions de transport des sédiments (*bedload*, *suspended load* ou *wash load*). L'équation (4) devient :

$$u = \frac{k\omega}{\sqrt{C_f}} \quad (5)$$

avec C_f pouvant varier de 0,0035 à 0,005 (Bowen et al., 1984 ; Komar, 1977). La vitesse de chute des particules est calculée grâce à la loi de Stokes

$$\omega = \frac{gD^2\Delta\rho}{18\nu} \quad \text{avec} \quad \Delta\rho = \frac{\rho_s - \rho}{\rho}$$

avec D , le diamètre des particules et ρ_s et ρ , les densités respectives des grains de quartz (2650 kg.m⁻³) et du fluide ambiant.

La vitesse de l'écoulement peut aussi être estimée à partir du critère d'auto-suspension de Bagnold (1962) défini par

$$\frac{\omega}{u} < \sin \beta \quad (6)$$

Quelques précisions sont à apporter pour des nombres de Froude élevés. Dans ces cas, l'utilisation de l'équation (2) simplifiée de Bowen peut surestimer les valeurs (Bowen, pers. Com.). J'ai donc utilisé l'équation (6) en prenant comme **hauteur des écoulements**, les valeurs estimées à partir de la profondeur des canyons ou des chenaux associés ou non à des levées.

1.2.2. Conditions hydrodynamiques sur la marge du Golo

Les écoulements sur la marge sont globalement **supercritiques, où pratiquement supercritique** (nombre de Froude supérieur à 1), excepté sur les levées des éventails majeurs et sur les franges des lobes distaux majeurs. Les pentes sont fortes et diminuent vers l'aval. Les pentes les plus fortes caractérisent les éventails mineurs et les ravines de la marge.

Les vitesses calculées sur les éventails majeurs sont fortes (de 0,5 à 3 m.s⁻¹) excepté sur les levées des éventails majeurs (de 0,01 à 0,5 m.s⁻¹). Les ravines et les éventails mineurs sont caractérisés par des vitesses plus importantes (de 1 à 5 m.s⁻¹).

Les écoulements sont toujours turbulents (nombre de Reynolds supérieur à 2000).

Dans le détail, les chenaux des éventails majeurs (KCO 58, 60 et 62) sont caractérisés par deux périodes durant lesquelles les écoulements sont différents.

Certains niveaux sont caractérisés par des vitesses variant de 0,5 à 1 m.s⁻¹ (moyenne granulométrique de 150 μ m). Les sables sont transportés par charriage et le critère d'auto-suspension montre que les écoulements ont une partie turbulente bien développée. A partir

des estimations faites sur la hauteur et les vitesses maximales des écoulements, caractérisant l'écoulement dans le chenal, le nombre de Froude a été recalculé à partir de l'équation (1). Ce nombre suggère que les écoulements circulant dans le chenal sont le plus souvent subcritiques. Ce résultat n'est pas en accord avec les données de terrain (présence importante de sable, pentes fortes, et débordements sur la levée, corrélation sur la *Figure V-4*). Pour avoir des écoulements supercritiques, denses (présence massive de sables) ayant les vitesses calculées précédemment, la hauteur de l'écoulement serait de 0,30 m (équation (1)). Ce résultat contradictoire peut traduire la présence **d'un fort contraste de densité, concentration** au sein de l'écoulement. Les écoulements seraient alors constitués **d'une partie basale très dense et peu haute et une partie sommitale turbulente, très haute et de faible densité (écoulement type 1)**. Le calcul du nombre de Froude par la méthode de Bowen semble dans ce cas plus adapté. De tels écoulements ont été observés par Postma et al. (1988) au cours d'expériences en canal sur « les courants de haute densité ». La chute rapide des particules en suspension forme une couche sableuse très concentrée à la base de leurs écoulements qui présente un régime laminaire. Les fortes concentrations en particules empêchent le développement de la turbulence. Migeon (2000) calcule des contrastes de densité similaires sur les écoulements circulant dans le chenal du Zaïre.

En revanche, des vitesses plus importantes sont calculées sur d'autres niveaux (entre 1,5 et 3 m.s⁻¹, moyenne de 300 µm). Le critère d'auto-suspension donne des vitesses très élevées, de l'ordre de la vingtaine de mètres par seconde. Des vitesses maximales de l'ordre de 11 m.s⁻¹ sont suggérées pour des événements très importants sur le Var avec des sables de granularité beaucoup plus importante (Piper et Savoye, 1993). Ceci suggère que **la turbulence n'intervient pas seule dans le maintien en suspension des particules sableuses**. Des interactions grain à grain ou le support par une matrice ont pu assurer le transport des particules au sein d'une partie basale d'un écoulement laminaire. **Des dépôts du chenal caractérisent de tels écoulements avec une partie basale laminaire plus développée que les précédents (écoulements de type 2)**.

Sur les levées des éventails majeurs, les sables et silt sont transportés en suspension. Le critère d'auto-suspension donne des valeurs similaires à celles calculées par l'équation (6). **Les écoulements sont turbulents et de faible vitesse**. Sur les levées aval, des vitesses légèrement supérieures sont calculées.

Sur les éventails mineurs, sur les ravines et sur l'ensemble des lobes de la marge, les sables sont transportés par charriage et les vitesses sont élevées. Le calcul des vitesses par le critère d'auto-suspension fournit des valeurs trop élevées (de l'ordre 20 m.s⁻¹). Le transport de ces particules sableuses n'est donc pas turbulent et **les écoulements présentent une partie basale laminaire bien développée où sont concentrées les particules les plus grossières**.

1.3. Interprétation des séquences élémentaires

Plusieurs séquences ont été décrites sur la marge du Golo (Chapitre V). Dans ce paragraphe, je rappelle brièvement les critères qui m'ont permis d'interpréter ces séquences et ainsi de caractériser le type d'écoulement responsable du dépôt des séquences. La marge du Golo présente des environnements de dépôt différents, caractérisés par des séquences particulières (granularité, structures...). Un paragraphe sera consacré à chaque environnement de dépôt. A partir de la compilation des données morphologique et sismique, je discuterai alors des particularités des séquences et des conditions hydrodynamiques.

1.3.1. Les turbidites

Un granoclassement normal et une base nette ou érosive sont les critères les plus fiables pour distinguer les dépôts issus de **courants turbulents** (Middleton et Hampton, 1973) ou, plus généralement, les dépôts des courants dont la vitesse diminue régulièrement au cours du temps (*waning flows* ; Kneller, 1995). Ceci concerne **les séquences II** mises en évidence sur le système du Golo. L'interprétation des dépôts turbiditiques s'appuie également sur la succession des faciès constituant la séquence de Bouma.

Le faciès Ta massif (faciès 7Sa-M) de la base peut résulter d'un dépôt très rapide des particules, empêchant tout transport par traction sur le fond, les particules étant très rapidement enfouies après leur dépôt (Arnott et Hand, 1989, Middleton et Hampton, 1973). Sanders (1965) montre la possibilité d'interpréter ce faciès Ta comme le dépôt en masse de la partie basale non turbulent (*flowing grain layer*) d'un courant de turbidité (Mulder et Alexander, 2001a). Dans ce cas, seuls les faciès Tb-d de la séquence II sont déposés par un écoulement turbulent. Dans quelques cas, un granoclassement inverse peut être observé à la base (Lowe, 1982). Ceci n'est pas observé sur la marge du Golo.

Le faciès Tb apparaît lorsque le taux de sédimentation diminue (Allen, 1991). Les lamines du faciès Tb (faciès 6Sa-L) peuvent être induites par des fluctuations de la vitesse (Kuenen, 1950), ou par la succession, au sein de la couche limite des écoulements, de mouvements ascendants de faible vitesse (*burst*) et de mouvements descendants de vitesses plus élevées (*sweep*) (Bridge, 1978), ou encore de la résultante du déplacement très rapide de petites ondulations de très faibles amplitudes (Arnott et Hand, 1989).

Le faciès Tc (faciès 5Sa) résulte de l'apparition et du déplacement de petites rides lorsque le taux de dépôt diminue encore (Allen, 1991).

Le faciès Td (faciès 4S) montre des lamines planes de granularité variable (*Figure V-16*). Les lamines sont interprétées, comme le faciès Tb, par la succession de *burst* et de *sweep* (Hesse et Chough, 1980 ; Gervais et al., 2001 ; Migeon, 2000) ou par des phénomènes de floculations et de tris dynamiques, associés à une augmentation de la force de cisaillement dans la couche limite, permettant un dépôt préférentiel des silts ou des floculats d'argile (Stow et Bowen, 1980).

Le faciès Te correspond à la fois à la décantation ultime de l'écoulement et au dépôt hémipélagique (faciès 2A) qui lui succède. Les vases silteuses (faciès 3AS) peuvent

correspondre à des dépôts hémipélagiques mis en place entre chaque écoulement gravitaire ou constituer une turbidite de vase. Certaines données (teneur en éléments détritiques et en carbonates, forte activité turbiditique de la zone d'étude, présence de monosulfures et de débris organiques...) suggèrent que ces vases correspondraient plus à des dépôts liés aux débordements de la partie sommitale ou de la queue d'un courant de turbidité chenalisé. Elles correspondraient à la partie turbiditique du faciès Te de la séquence de Bouma. Toutefois, dans certains cas, il existe des niveaux à argile-silteuse présentant des caractéristiques proches de celle du faciès 2A. Bien que la moyenne reste sensiblement la même, la courbe granulométrique de ces niveaux particuliers est caractérisée par deux modes : un dans les particules fines et un dans les particules plus grossières (Chapitre VI). Ces niveaux pourraient alors correspondre à des dépôts hémipélagiques particuliers, c'est-à-dire un mélange entre le hémipélagique pur et le turbiditique fin pur.

1.3.2. Les dépôts résultant d'écoulements laminaires

Plusieurs écoulements peuvent être à l'origine des dépôts sableux massifs sans granoclassement et présentant quelquefois des galets d'argile-silteuse. Ce sont **des écoulements laminaires** de type courants granulaires (Middleton et Hampton, 1973), et coulées de débris (Nardin et al., 1979), ou des écoulements hyperconcentrés de Mulder et Alexander (2001a). Ces écoulements sont riches en sables, denses et peu épais. Les teneurs en particules fines (vase et silt) contenues dans ces sables sont un critère de différenciation. Des teneurs en fines supérieures à 7 % sont suffisantes pour induire **des forces de cohésion** entre les particules (Mulder et Cochonat, 1996) et constituer **une matrice**. La présence de galets d'argile-silteuse, disséminés au sein des séquences, est classiquement associée à la présence **de force de pression** dirigées vers le haut (*dispersive pressure*) et à **un effet de flottabilité** (*buoyant lift*) induit par une matrice argileuse et/ou silteuse (Lowe, 1982 ; Shanmugam et Moiola, 1995). Ainsi **la présence de contacts supérieurs et inférieurs nets, l'absence de granoclassement ou la présence d'un léger granoclassement inverse, la présence de galets d'argile-silteuse et d'une matrice des séquences IV et V traduisent des processus de dépôt par un écoulement laminaire**. Il est probable que ces écoulements correspondent à **des écoulements concentrés ayant un rapport sable/argile fort et une partie laminaire bien développée**. Les séquences V observées montrent d'importantes évidences de fluage (sable le long de la carotte). Il est probable que les séquences V ne correspondent pas forcément à des séquences de sable massif et sans granoclassement à l'origine et au dépôt d'écoulement laminaire de type coulées de débris. Ceci corroborerait les résultats obtenus sur la dynamique des écoulements (paragraphe 1.2.2).

1.4. Les canyons et les éventails majeurs

Les têtes de canyons des éventails majeurs sont bien développées sur le plateau et ont une morphologie légèrement méandriforme. Ces éventails sont caractérisés par des complexes chenal-levées bien développés. Les chenaux sont riches en sables (32% et 55% pour KCO 58

et 61) et les levées riches en vases (teneur en sables < 5%). **Les écoulements sont donc riches en sable et en vase et ont des hauteurs suffisamment importantes** pour permettre le développement des levées. Les chenaux sont caractérisés par des méandres où l'on observe des levées confinées (Pichevin, 2000). **Les écoulements sont donc relativement continus** (Babonneau et al., accepté). Les lobes sont riches en sable (teneur allant jusqu'à 78%), épais (50 m) et de superficie importante (70 km²). **Les éventails sont donc alimentés par des volumes importants de sédiments.** Les lobes se développent dans la partie distale du bassin (à 30 km de la côte). Les écoulements qui alimentent les éventails sont donc **caractérisés par des concentrations fortes et une bonne capacité de transport des sables dans le bassin.** La capacité de transport est définie dans le sens de Mutti et Ricci Lucchi (1972) (Chapitre I). En effet, les lobes sableux se situent dans le bassin en position distale. **Les hauteurs de levées, les teneurs en vase et la capacité de transport des écoulements ne sont pas comparables avec les grands systèmes vaseux tel que le Zaïre** où l'on observe des débordements sur plus de 10 km dans un chenal de plus de 250 m de profondeur associé à des hauteurs de levées de 70 m et des lobes distaux situés à plus de 700 km de la côte (Savoie et al., 2000 ; Migeon, 2000 ; Babonneau et al. 2002).

1.4.1. Les canyons

La hauteur des écoulements ne dépasse donc pas 150 m pour le Golo Sud et 120 m pour le Golo Nord. La morphologie et la géométrie de quelques terrasses suggèrent que des **processus de dépôts** existent à l'intérieur du canyon (levées confinées, Pichevin, 2000 ; Babonneau et al, accepté). Le canyon est aussi le siège de **glissements en masse** identifiés au niveau de certaines terrasses sur les flancs des canyons (Chapitre IV).

1.4.2. Le complexe chenal-levées amont

Le chenal amont du Golo Sud est caractérisé par des méandres avec un rayon de courbure très important. Il ne semble pas que la dynamique des écoulements soit forcément le facteur prépondérant de formation de ces méandres. En effet, l'orientation des méandres et la proximité de *pockmarks* suggèrent **un contrôle structural** dans cette partie du chenal. La hauteur minimale des écoulements varie de l'amont vers l'aval de 70 à 35 m.

Les levées amont sont caractérisées par de rares séquences silteuses de type I et II-tronquées des faciès sableux de la base (faciès 4S et 3AS) (*Figure V-4*). Ces séquences correspondent aux **faciès Td-e et Te de la séquence de Bouma. Ils correspondent aux débordements de la partie sommitale diluée et plus riche en particules fines des écoulements probablement turbulents circulant dans le chenal.** L'absence de lamines dans le faciès Td suggère que **les taux de dépôt sont trop élevés ou que l'écoulement n'est pas assez riche en particules fines (argile et silt).** Il est à noter que les carottes prélevées sur la levée amont sont courtes et ne permettent pas d'observer des périodes plus anciennes.

1.4.3. Le complexe chenal-levées aval

Le chenal aval du Golo Sud est caractérisé par une sinuosité plus importante et des pentes plus faibles (0,68°). La diminution légère de la pente vers l'aval peut expliquer l'augmentation du nombre de méandres ainsi que l'augmentation des terrasses dans le chenal. Toutefois, des processus plus complexes liés à la topographie préexistante et à la nature intrinsèque des écoulements ont été mis en évidence sur les méandres du Zaïre (Babonneau et al., 2002). Les écoulements qui débordent ont une hauteur minimale de 15 m. Ils sont moins hauts dans cette partie du chenal car plus concentrés du fait du débordement en amont d'une partie des particules fines.

Le chenal est caractérisé par une période où les séquences caractéristiques sont essentiellement **des séquences II séparées par des niveaux épais hémipélagiques** (base de la carotte KCO 58 et KCO 62, *Figure V-4*). Ces séquences correspondent aux **faciès Ta-e de Bouma**. Elles résultent du passage d'un écoulement gravitaire turbulent. Le faciès sableux de la base de la séquence présente des teneurs en fines (vase et silt) < à 30 µm variant entre 10 et 20%. **Ces séquences sont déposées par les écoulements avec une partie basale peu haute laminaire et une partie sommitale turbulente bien développée (type 1)** (paragraphe 1.2.2).

La granodécroissance de la séquence reflète le tri granulométrique longitudinal existant au sein de l'écoulement et la diminution régulière de la compétence sur une longue période de temps.

La présence de nombreuses structures sédimentaires dans les dépôts du chenal, à la différence des levées, suggère **des taux de dépôt suffisamment longs pour permettre une diminution suffisamment importante de l'énergie, et l'établissement de conditions favorables au développement de laminations et de rides.**

Les lamines sableuses du faciès Tb des séquences II sont composées de matériel sableux légèrement plus fin et de minéraux noirs (niveaux plus foncés sur les images rX, *Figure V-18*). La granodécroissance des lamines et l'augmentation fréquente du nombre de lamines vers le haut est liée à la diminution progressive des apports sableux grossiers en raison du tri longitudinal existant au sein de l'écoulement. Ces lamines ne montrent pas toujours une évolution régulière vers le haut de la séquence (*Figure V-18*). Cette évolution reflète **des fluctuations rapides de la vitesse et du taux de dépôt au sein d'un même événement**, dont l'énergie diminue régulièrement au cours du temps (granodécroissance et diminution de l'épaisseur des sous-séquences). Ces fluctuations pourraient être associées, **dans le même événement**, à des apports « pulsés » successifs provoquant des arrivées de matériel différées dans le temps (Migeon, 2000 ; Wynn et al., 2002b).

Des séquences Td-e dans le chenal sont interprétées **comme le dépôt de la fin du passage du courant** contrairement aux séquences Td-e des levées.

Dans la carotte KCO 61, **un niveau est caractérisé par un empilement de séquences II tronquées des termes fins** (*Figure V-8*) et par des séquences V dans la carotte KCO 58 (*Figure V-4*). Ces niveaux se situent à des profondeurs identiques dans les deux carottes. Les

granularités de ces sables sont très proches des niveaux sableux de la carotte KCO 61. Seule la partie basale du niveau sableux massif (séquence V) semble non perturbée et présente des lamines (*Figure V-23*). Des événements peuvent y être observés. Ce niveau de sable pourrait alors correspondre à un empilement de séquences II similaires à celui décrit dans la carotte KCO 61. Les galets de vase silteuse pourraient alors correspondre aux faciès plus fins observés au sommet de quelques séquences de la carotte KCO 61. De plus, ces deux niveaux dans les carottes correspondent au même faciès sismique (faciès lité continu très forte amplitude). L'absence dans la carotte KCO 62 du niveau sableux peut être expliquée par sa position légèrement en dehors de l'axe d'écoulement principal. **Ces séquences sont interprétées en terme Ta-c.** L'absence des termes fins dans ces séquences suggère que les écoulements sont moins riches en vase. Les contacts sont très érosifs. Elles résultent du passage **d'écoulements plus énergétiques, plus riches en sable avec une partie basale laminaire bien développée (type 2 ; paragraphe 1.2.2).**

Le chenal est donc caractérisé par des périodes où les écoulements sont riches en sable et d'autres périodes, majoritaires, (construction de levées, méandres...) où les écoulements sont riches à la fois en sable et en vase.

Les levées du chenal aval (KCO 59 et 60) sont caractérisées par des séquences de type II-tr sans structure sédimentaire (faciès de sable fin à vase, 5Sa à 3AS). Ces séquences sont interprétées en faciès Tc-e de la séquence de Bouma. Elles résultent du débordement de la partie sommitale turbulente des écoulements circulant dans le chenal.

1.4.4. Evolution longitudinale de la dynamique des écoulements sur les complexes chenal-levées

Le faciès Tc est observé uniquement dans les carottes prélevées sur les levées aval. On ne peut toutefois pas l'interpréter directement comme la conséquence de **la diminution progressive de la hauteur des levées qui est à l'origine de l'augmentation, de l'amont vers l'aval, de l'énergie des débordements.** En effet, les carottes prélevées sur la levée aval (KCO 59 et 60) sont beaucoup plus longues que les carottes de la levée amont (KCO 39 et 40) et les séquences Tc-e de la levée aval se situent plus en profondeur que les séquences Td-e de la levée amont (*Figure V-4*). **Toutefois, cette évolution existe probablement sur cet éventail.** En effet, les carottes de la levée aval n'ont probablement pas été prélevées dans l'axe des débordements. Il est probable que des débordements plus importants caractérisent la partie aval du chenal où il existe des méandres. En effet, lors de changement de direction du chenal (cas du méandre 2 où ont été prélevées les carottes KCO 59 et 60), les écoulements subissent la force centrifuge. Cela favorise les débordements au niveau de la rive concave des méandres (Migeon, 2000 ; Gervais et al, 2001). Les carottes n'ont pas été prélevées sur la rive concave du méandre (c'est-à-dire la partie est du méandre 2, *Figure V-1*).

Les levées des éventails majeurs sont les plus développées de la marge. Leur extension se limite cependant à 1 km et leur hauteur à 35 m. Leur faible développement et le nombre peu important de séquences dans les carottes suggèrent que **les débordements des écoulements circulant dans le chenal sont peu nombreux**. En effet, à partir des datations, il y aurait un débordement tous les 300 ans sur les levées lors de la période de forts apports sédimentaires (étape J-K, KCO59). Ceci suggère que **la majorité des écoulements circulant dans le chenal n'a pas une hauteur suffisante pour pouvoir déborder sur la levée**. Ces débordements pourraient alors résulter uniquement de débordement de la tête (partie la plus haute) des écoulements riches en sable et en vase décrits précédemment pour certaines périodes dans le chenal. **La fréquence des débordements sur les levées sur ce type de marge est faible en comparaison avec les grands systèmes vaseux** (Migeon, 2000 ; Gervais et al., 2001). Les écoulements circulant dans les chenaux majeurs et construisant ces levées sont beaucoup moins riches en particules fines que les écoulements construisant les grandes levées des systèmes vaseux (Migeon, 2000 ; Gervais et al., 2001). **La partie sommitale des écoulements débordant sur les levées est caractérisée par un rapport sable/argile encore fort**. Ceci explique **l'absence de structures sédimentaires dans les dépôts du fait de la décélération rapide de ces écoulements** dès lors qu'ils ne sont plus chenalisés. Or, une augmentation légère de la teneur en particules fines dans un courant de turbidité augmente de façon très importante sa hauteur et la capacité à transporter du sable (Salaheldin et al., 2000 ; Bouma, 2001). Le modèle de Salaheldin et al. (2000) montre aussi que les argiles sont plus efficaces que les silts fins pour augmenter cette capacité. **Les écoulements circulant dans le chenal Golo Sud ont une partie sommitale composée de matériel plus fin mais contenant encore un rapport sable/argile élevé**.

1.4.5. Les lobes

Les lobes du Golo Sud et du Golo Nord se développent sur des pentes encore importantes (1° pour le Golo Nord et 0,68° pour le Golo Sud). Les carottes ont été prélevées sur le lobe actuel du Golo Sud et du Golo Nord (étape K-L) et sur le lobe récent du Golo Nord (Chapitre V). Elles nous permettent **de caractériser les écoulements lors de la mise en place des lobes actuels et la fin du dépôt des lobes récents**. Les écoulements durant ces périodes sont **encore chenalisés** mais de façon moindre que dans le complexe chenal-levées. Les écoulements ont des hauteurs faibles, de l'ordre de la dizaine de mètres. **Les lobes actuels et récents sont caractérisés par des séquences V et résultent du dépôt d'écoulements très riches en sable, denses, peu hauts et ayant une partie laminaire bien développée (type 2)**.

Pour les lobes actuels, les écoulements sont similaires à ceux décrits dans le complexe chenal-levées. **Ils n'ont donc pas subi d'évolution majeure dans le complexe chenal-levées et restent des écoulements riches en sable avec une partie laminaire bien développée (type 2)**. **En revanche, pour les lobes récents**, les écoulements de type 1 décrits dans le complexe chenal-levées présentent une partie sommitale turbulente plus développée et des teneurs en fines plus importantes que ceux décrits sur les lobes. **Cette augmentation de la**

hauteur de la partie basale laminaire sur le lobe pourrait s'expliquer par le dépôt des particules fines plus en amont dans l'éventail (débordement sur les levées) engendrant une diminution de la turbulence et de la hauteur totale des écoulements (Bouma, 2001). **Il y a évolution d'écoulements de type 1 à 2.**

1.4.6. Les franges des lobes

Les lobes distaux récents (KCO74 et 66) sont caractérisés par un nombre de séquences et des teneurs en sable beaucoup plus faibles que dans le complexe chenal-levées et le lobe. Les carottes ont été effectuées en dehors des dépôts actuels des lobes. Du fait de fortes différences dans la lithologie des carottes, ces deux lobes distaux seront décrits séparément.

Le lobe récent distal du Golo Sud (KCO 74) **est alimenté par des vases gris-olive et des vases à monosulfures. Seules deux séquences de type II et II-tr sont observées dans les vases gris-olive du sommet de la carotte.** Elles sont interprétées comme celles observées dans le chenal (Ta -e et Td-e de la séquence de Bouma). Les vitesses sont importantes (de l'ordre de 2 à 3 m.s⁻¹) pour la séquence II. **Deux séquences sont observées dans les vases à monosulfures de type II-tr** granoclassées (Td-e de la séquence de Bouma). Les vitesses sont faibles de l'ordre de la dizaine de centimètres par seconde.

Ces séquences peuvent provenir de la ride et/ou des écoulements circulant dans le complexe chenal-levées du Golo Sud. Elles alternent avec des niveaux de vases à monosulfures et sont corrélées avec l'unité marron à faciès transparent du lobe récent du Golo Sud (*Figure VI-29*). Les profils sismiques et la lithologie des carottes montrent que cette unité provient de la ride de Pianosa (Chapitre IV et V). Le dépôt de cette unité transparente a lieu entre les dépôts du lobe récent et du lobe actuel du Golo Sud. Les concentrations en monosulfures observées sur la ride sont supérieures à celles observées sur le lobe distal. Les séquences montrent des contacts perturbés. Des lentilles de silt sous la forme de lits et des niveaux de vase gris-olive au sommet de certaines séquences sont observées. **Ces séquences pourraient résulter du dépôt ultime des écoulements provenant du chenal du Golo Sud. Ces dépôts seraient alors perturbés par des écoulements très riches en vase à monosulfures venant de la ride de Pianosa.**

De plus, nous avons vu que **des glissements en masse proviennent de la ride de Pianosa et du plateau continental** (faciès transparent, forme bombée et surface sommitale irrégulière) s'intercalent avec les paléo-lobes du Golo Sud (*Figure VI-8*). Ces glissements ont pu alimenter les lobes durant des étapes ultérieures. En effet, le glissement récent du Golo Sud (en dessous du lobe récent), est caractérisé par des petits bourrelets sur sa partie distale. Il est de très faible extension latérale et longitudinale (*Figure VI-5*). Des ruptures de pentes très marquées sont observées. La pente passe de 7° sur la ride, à 0,2° sur le glissement et à 0,1 ° dans le bassin. Ces ruptures de pentes pourraient générer des ressauts hydrauliques qui, associés à une forte décélération, provoqueraient un dépôt en masse des sédiments les plus grossiers et une

augmentation importante du volume de l'écoulement. **Des écoulements sous forme de bouffées turbides provenant de la ride de Pianosa pourraient alimenter les lobes distaux du Golo Sud.** Les glissements en masse du rebord du plateau continental alimentent la bordure latérale du lobe récent (*Figure VII-1*). Bien que les pentes soient plus faibles, il est probable que **ces glissements du plateau alimentent les lobes distaux du Golo Sud** comme les glissements en masse de la ride. L'absence de carottage ne nous permet pas de caractériser précisément ces apports.

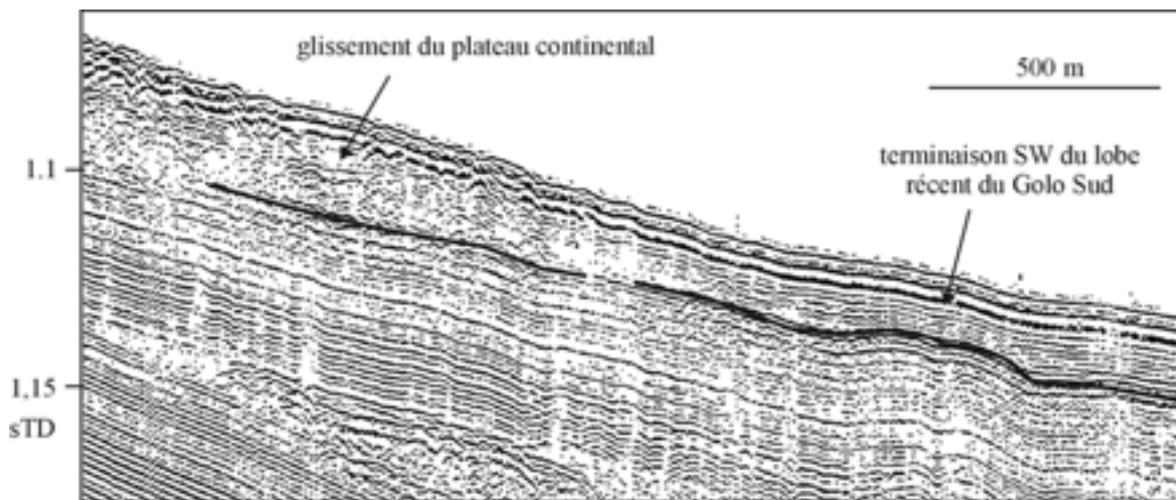


Figure VII-1. Profil sparker illustrant le passage latéral du lobe du Golo Sud au glissement du plateau continental.

La frange du lobe du Golo Nord est caractérisée par trois séquences sableuses à granoclassement positif : une de type II et deux de type II-tr avec le faciès sableux de la base. qui est absent Les vitesses calculées sont fortes (de 2 à 4 m.s⁻¹). Ces séquences sont interprétées comme étant identiques à celles du lobe distal du Golo Sud. En revanche **de fortes teneurs en carbonates y sont observées.** Or, la partie amont de cet éventail n'est pas caractérisée par de telles teneurs en carbonates. Les sables carbonatés ne proviennent pas du complexe chenal-levées du Golo Nord. La seule source possible de sable carbonaté à proximité du lobe du Golo Nord est la ride de Pianosa (sables coquilliers dans la carotte KCO 69, Chapitre V). Nous pouvons penser que **le glissement en masse de la partie Nord de la ride de Pianosa a généré des écoulements qui alimentent la frange du Golo Nord. A la différence du Golo Sud, les écoulements pour le Golo Nord sont chargés en sable carbonaté.**

1.5. Les canyons et les éventails mineurs

Ces canyons sont beaucoup moins profonds et développés sur le plateau que les canyons majeurs. Ils présentent de rares terrasses. Les chenaux sont moins profonds, moins sinueux. Les levées sont très peu développées (en hauteur et en extensions latérale et longitudinale) et plus sableuses et silteuses (KCO 79). Les séquences observées dans la partie aval sont de type

IV. Des teneurs en carbonates élevées caractérisent la partie amont de ces éventails. **Les écoulements prédominants sont concentrés et très énergétiques. Ils sont caractérisés par un rapport sable/argile fort. Ils sont peu hauts.** Les lobes ont des formes allongées, plus rarement radiales, mais ils sont généralement caractérisés par une faible épaisseur et superficie. **Les éventails mineurs sont donc alimentés par des volumes en sable moins importants que les éventails majeurs.** Ils se développent dans des parties plus proximales du bassin que les lobes majeurs où les gradients de pente sont plus forts. Les éventails mineurs sont alimentés **principalement par des écoulements ayant une capacité à déborder et à transporter le matériel sableux moins importante que ceux qui alimentent majoritairement les éventails majeurs.**

La présence de vallées incisées en face de ces canyons, de méandres dans la partie aval des chenaux où la pente diminue, et de quelques périodes de sédimentation caractérisées par la construction de levées et des lobes d'épaisseur et de superficie importante en position plus distale dans le bassin suggèrent que **des écoulements de type 2 (rapport sable/argile plus faible et turbulence plus développée) similaires à ceux décrits sur les éventails majeurs aient participé à la construction des ces éventails. A la différence des éventails majeurs, ces écoulements ne sont pas prédominants dans les éventails mineurs.**

1.6. Les ravines et lobes Pineto et Fium Alto

Ces ravines, relativement droites et de faible longueur et largeur se développent à partir du rebord du plateau. Aucune vallée incisée n'est observée dans leur continuité. Ces ravines sont caractérisées par **la dominance des processus d'érosion mais aussi par des processus de construction** (levées frustrées, Chapitre IV). **Les séquences observées sont de type IV en amont et V sur le lobe.** Elles résultent du dépôt **d'écoulements concentrés riches en sables carbonatés, avec une partie laminaire bien développée (type 1).** Les séquences IV des bords des ravines alternent avec des niveaux de silt. La teneur en particules vaseuses des écoulements est quasiment nulle. **Les volumes sableux transportés par ces écoulements et le rapport sable/argile sont comparables à ceux des éventails mineurs. La capacité de transport des écoulements y est toutefois légèrement moins importante que celle des éventails mineurs** (des lobes en position plus proximale). Cette différence sera expliquée dans le paragraphe 2.2 consacré aux migrations longitudinales des corps.

Dans ces ravines, les pentes plus importantes. Les vitesses d'écoulement sont plus importantes que dans les chenaux mineurs. Le dépôt des séquences de type II-tr (Ta-b) de la séquence de Bouma) et de type II-tr tronquée des faciès sableux (Td-e) sur les lobes (KCO 56 et 42), est interprété comme pour les éventails majeurs. Ces séquences résultent du dépôt du corps et/ou de la queue de l'écoulement présentant une partie turbulente. Ces séquences ne sont pas observées en amont. Ceci suggère que **les écoulements sont essentiellement laminaires en amont et qu'ils développent rapidement une partie turbulente vers l'aval.**

Le type d'écoulement concentré riche en sable et en vase (type 2) décrit sur les éventails majeurs et alimentant probablement parfois les éventails mineurs, ne sont jamais

décrits sur les ravines et les lobes Pineto et Fium Alto. Le fonctionnement et évolution de ces ravines seront discutés dans le paragraphe 1.8.2.

1.7. Synthèse sur l'origine, la dynamique et l'évolution des écoulements sur la marge

Plusieurs points peuvent être mis en évidence concernant :

- **les écoulements responsables de la construction de la marge :** deux types d'écoulements sont prédominants (*Figure VII-2*) :

- **des écoulements relativement continus, turbulents et concentrés, riches en sable et en vase** de type (1). Ils correspondent aux écoulements concentrés de Mulder et Alexander (2001a) ou aux courants de turbidité de haute densité décrits par Postma et al. (1988) ou encore à « la coulée de débris sableuse » surmontée du courant de turbidité de haute densité de Shanmugam (1996) ; et

- **des écoulements plus sporadiques, plus concentrés, très riches en sables, avec peu de fines et avec une partie laminaire plus développée que les précédents**, de type (2). Ces écoulements correspondent aux écoulements concentrés de Mulder et Alexander (2001a). En effet, la granularité des sables (D90 maximum de 500 μm) et les vitesses calculées suggèrent que ces écoulements ne sont pas hyperconcentrés (Mulder, Pers. Comm.).

Ces deux types d'écoulements sont décrits sur les éventails majeurs et mineurs mais dans des proportions différentes (*Figure VII-2*) : **prépondérance des écoulements de type (1) sur les éventails majeurs et de type (2) sur les éventails mineurs. Les ravines sont caractérisées uniquement par des écoulements de type (2).** Ces différences dans l'alimentation préférentielle des canyons et des ravines seront expliquées dans le paragraphe suivant. Toutefois, les éventails majeurs sont aussi alimentés par des écoulements de type 2 lors de périodes de moindres apports où il n'y a pas construction de levées (étape K-L, séquences de type II tronquées des faciès fins). De même, des écoulements de type (1), bien que peu fréquents, ont participé à la construction des éventails mineurs.

- **des conditions dynamiques associées à la construction de la marge :** sur les pentes globalement fortes ($>$ ou proche de 1°), les écoulements présentent généralement des états supercritiques. Ils sont caractérisés par **des vitesses élevées** (de 1 à 5 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$). Des vitesses plus faibles sont observées sur les levées et les lobes distaux des éventails majeurs (cm à $\text{dm}\cdot\text{s}^{-1}$). Il existe au sein des écoulements **un fort contraste de densité entre une partie basale dense et une partie sommitale moins dense**. Les hauteurs de ces parties sont variables. **Les rapports sable/argile sont globalement élevés** mais variables. **Les hauteurs des écoulements** estimées sur les complexes chenal-levées et les ravines **sont faibles** par rapport aux hauteurs décrites dans d'autres systèmes (Var ou Zaïre ; Piper et Savoye, 1993 ; Migeon et al., 2001 ; Babonneau et al., 2002). Des volumes de sédiments plus importants alimentent les éventails majeurs.

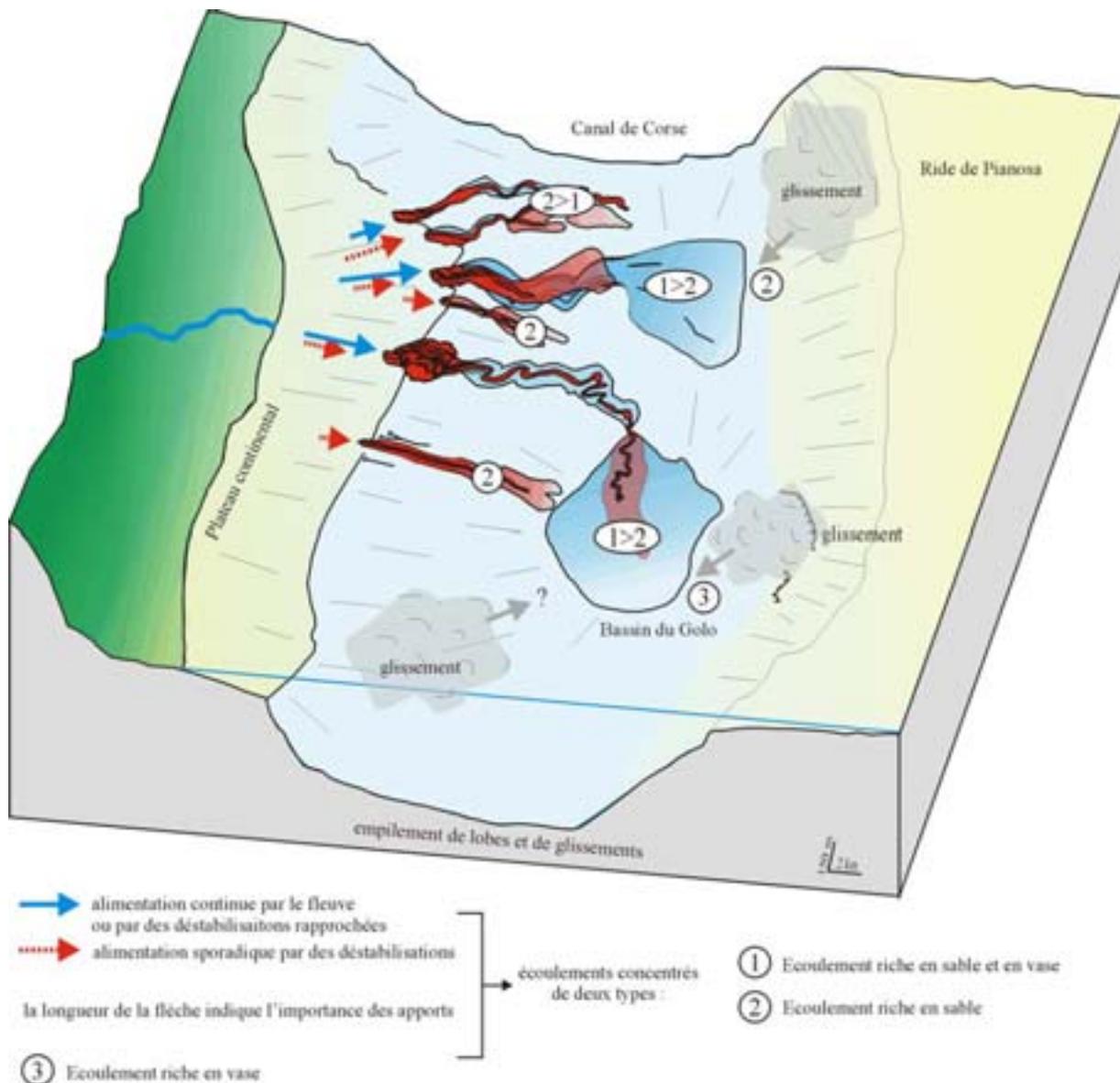


Figure VII-2. Schéma récapitulatif de l'initiation et de la nature des écoulements participant à la construction de la marge du Golo.

- les sources d'alimentation, l'initiation et l'évolution des écoulements :** les écoulements de type (1) peuvent caractériser une alimentation directe par le fleuve ou une alimentation indirecte par des déstabilisations du plateau **liées à des périodes de forts apports sédimentaires relativement continus** (flèche bleue sur la Figure VII-2). Lors de périodes de forts apports sédimentaires, le faible temps de résidence sur le plateau engendre un faible vannage des particules fines. Les écoulements seront alors riches en sable et en vase.

L'alimentation est prolongée en raison de l'alimentation relativement continue liée aux forts apports.

Les écoulements de type (2) proviennent de déstabilisations plus instantanées du plateau avec des sédiments riches en sable carbonaté ayant des teneurs en fines très faibles **liées à des périodes où les apports du fleuve sont piégés sur le plateau** (flèche rouge sur la *Figure VII-2*). Ce stockage permet alors le vannage des particules fines. Les déstabilisations évoluent rapidement en écoulements ayant une partie sommitale turbulente. Les écoulements peuvent être comparés à des bouffées turbides (Ravenne et Beghin, 1983).

Des instabilités de la ride et du plateau correspondent à des glissements en masse (fluage, slump, slide, coulées de débris...) qui peuvent ne pas évoluer en écoulements de turbidité. Des transformations d'écoulements sont observées. Ces glissements alimentent le bassin profond en écoulements turbulents. Suivant la nature sédimentaire de la ride, les écoulements engendrés seront riches en sables carbonatés et concentrés (type 1, partie Nord de la ride) ou de type turbulents, de faible concentration et riches en vase (type 3, partie Sud de la ride) (*Figure VII-2*).

1.8. Origine et évolution des vallées sous-marines : importance de la position de la source sur la nature des écoulements prédominants et sur la fréquence de l'alimentation

1.8.1. Les canyons

Les profils sismiques sur le plateau montrent clairement une origine Plio-Quaternaire de l'ensemble des canyons de la marge. La surface Messinienne se situe plus en profondeur (Chapitre III). Quelques glissements dans les têtes de canyons et dans la partie sud du plateau continental sont observés. Toutefois, la présence de vallées incisées en face des quatre canyons de la marge, et les forts apports délivrés par le fleuve Golo associés à l'étranglement du plateau **privilégie l'hypothèse d'une érosion aérienne pour la formation des canyons**, lors de périodes de bas niveau marin où le plateau continental était complètement exondé. L'observation de plusieurs paléo-fleuves du Golo à terre dans des positions plus au Nord que le cours actuel (Conchon, 1975) suggère que la formation de ces canyons n'est pas simultanée. La position stable de ces canyons et l'absence de remplissage suggèrent que **ces canyons sont un lieu privilégié et relativement fréquent d'alimentation du bassin**. Une fois formés et en dehors des périodes où le plateau est émergé complètement, ces canyons se situent sous le niveau de base et peuvent être entretenus et érodés par **des érosions sous-marines**.

Toutefois, le continuum des morphologies et des géométries des canyons du Sud vers le Nord de la marge suggère que ces canyons sont entretenus et alimentés différemment en fonction de leur position par rapport au fleuve. Le canyon le plus développé de la marge (creusement, largeur, terrasses) se situe en face du fleuve. Plus on s'éloigne du fleuve, moins les canyons sont développés. L'alimentation simultanée des canyons (Chapitre IV) suggère **l'existence d'un delta sur le plateau**. Ce delta contrôle l'alimentation dans les canyons de la marge en distribuant les apports du fleuve. **Globalement, les canyons majeurs**

sont plus entretenus. Ils reçoivent plus d'apports en volume et en fréquence en raison de leur proximité du fleuve. De ce fait, lors de forts apports sédimentaires, les deux éventails majeurs sont alimentés en plus grande quantité. Ces périodes sont caractérisées par des écoulements continus et riches en sable et en vase (directement ou indirectement) et favorisés dans les canyons majeurs. Ceci explique que ces écoulements sont plus rarement observés dans les éventails mineurs. La position proximale de la source explique les différences dans le développement des canyons et de la prédominance des écoulements sur les éventails. **Cette alimentation préférentielle des canyons majeurs aura une grande importance sur la répartition longitudinale des corps sédimentaires** (paragraphe 2.2).

1.8.2. Les ravines

Les ravines sont présentes tout le long de la marge. Deux têtes de ravines se situent sur le rebord du plateau. Les autres se situent sur la pente et ne sont pas visibles sur le rebord du plateau (*Figure IV-11*). Aucune vallée incisée n'est observée sur le plateau en face de la ravine du Pineto. **Une origine aérienne similaire à la formation des canyons ne semble pas appropriée.** Sur les profils amont, la formation des ravines est postérieure au réflecteur J. En revanche, les profils aval montrent très clairement que les dépôts associés à ces ravines se font au-dessus du réflecteur K (*Figure VII-3*).

D'après le cadre stratigraphique établi, leur mise en place est datée au maximum à 19 000 ans BP. La fin d'activité correspond au maximum à la base du drapage hémipélagique daté à 15 000 ans (paragraphe VI-7). **Les ravines ont fonctionné uniquement durant le début de la dernière hausse du niveau marin relatif** (étape K-L) (*Figure VII-3-a et -b*).

Sur les profils sismiques aucune autre ravine Pineto ou Fium Alto n'est visible pour la sédimentation étudiée, au-dessus du réflecteur A (*Figure VII-3-b*). Une autre série de ravines est observée sous le réflecteur A dans la zone des ravines du Fium Alto actuel (*Figure VII-3-b*). Le réflecteur A, d'après le modèle stratigraphique, se situerait vers la fin du stade isotopique 5 (paragraphe 3). Il semble alors que **le développement de ravines ait lieu uniquement lors de périodes de début de hausse du niveau relatif succédant à des périodes de très bas niveau marin relatif lorsque le plateau a été exondé totalement** (stade 2 et 6 uniquement). Excepté durant ces périodes, la dérive littorale doit capturer les sédiments et les redistribuer vers les canyons empêchant ainsi l'alimentation des ravines.

Une origine par la dérive littorale, comme pour les ravines du Golfe de Corinthe (Piper et al., 1990) ne semble pas pouvoir expliquer leur développement uniquement lors de certaines périodes. Il est probable que la configuration du plateau dans le Golfe de Corinthe favorise ces déstabilisations par la dérive littorale.

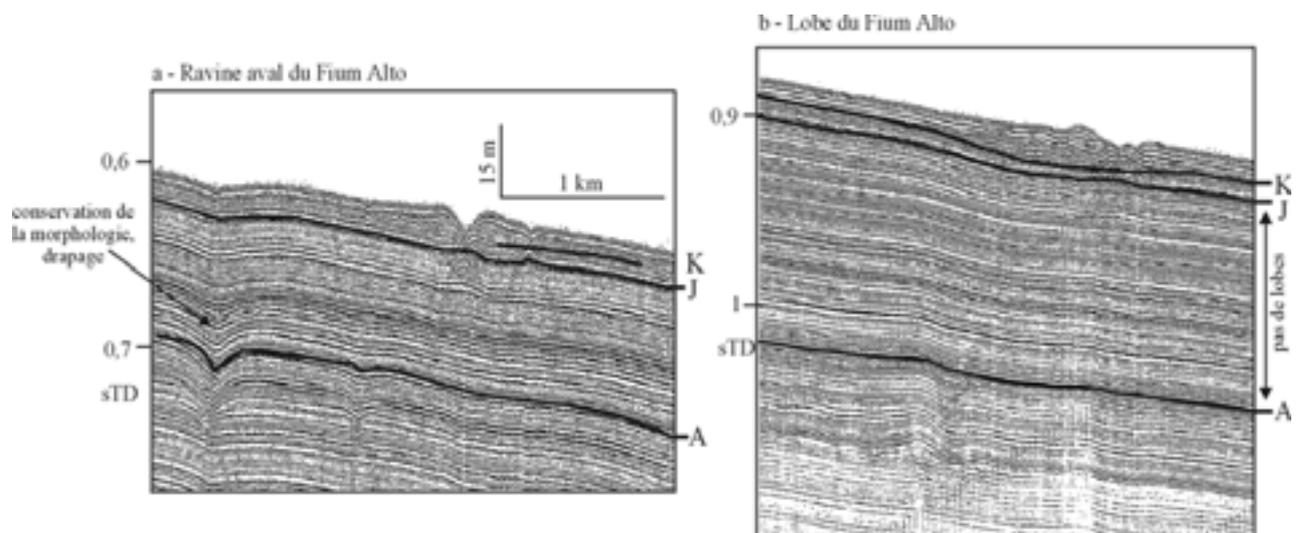


Figure VII-3. Profils sismiques illustrant la chronostratigraphie des ravines et leur évolution.

La ravine du Pineto se situe dans une zone du plateau légèrement bombée. Des glissements sont observés sur la bordure du plateau (haut de pente, *Figure IV-6*). **La localisation des ravines est liée à des zones du plateau où les taux d'accumulations sont importants (position en face du fleuve Fium Alto et du Golo). Ces ravines pourraient provenir de glissements alors que le delta est en position la plus proximale du rebord du plateau et que la charge sédimentaire est très importante. Cette surcharge sédimentaire pourrait engendrer la formation de glissements initiaux plus ou moins hauts sur la pente.**

Les configurations sismiques des lobes formés à l'extrémité distale de ces ravines sont différentes de celles des petits lobes des éventails déposés simultanément (lobe de type 2 et 3, Chapitre IV). Les lobes sont caractérisés par une configuration sismique avec des réflecteurs sigmoïdes (*Figure VII-4-B*). Cette configuration pourrait résulter du dépôt d'écoulements non différenciés. Or **une fois initiés, les glissements se transforment rapidement en écoulements concentrés avec une partie laminaire bien développée** (paragraphe 1.6). **L'absence d'une chenalisation préexistante pourrait expliquer que des glissements initiaux ne se transforment pas en écoulements turbulents** (*Figure VII-4-A*). Les écoulements décrits à partir des carottes sédimentaires correspondent probablement à **une phase ultérieure du développement des ravines, lorsque les ravines sont connectées à une source sédimentaire plus importante située sur le rebord de la plate-forme et que les levées frustrées sont développées** (*Figure VII-4-C*). **Les ravines servent alors de conduits à des écoulements gravitaires provenant de déstabilisations du plateau.** En effet, seules les ravines connectées au plateau développent des levées frustrées. Les déstabilisations sont alors chenalisées et il y a transformation des glissements en écoulements concentrés caractérisés par une partie turbulente plus développée. Ces écoulements permettent le dépôt des séquences II granoclassées et la formation de levées frustrées.

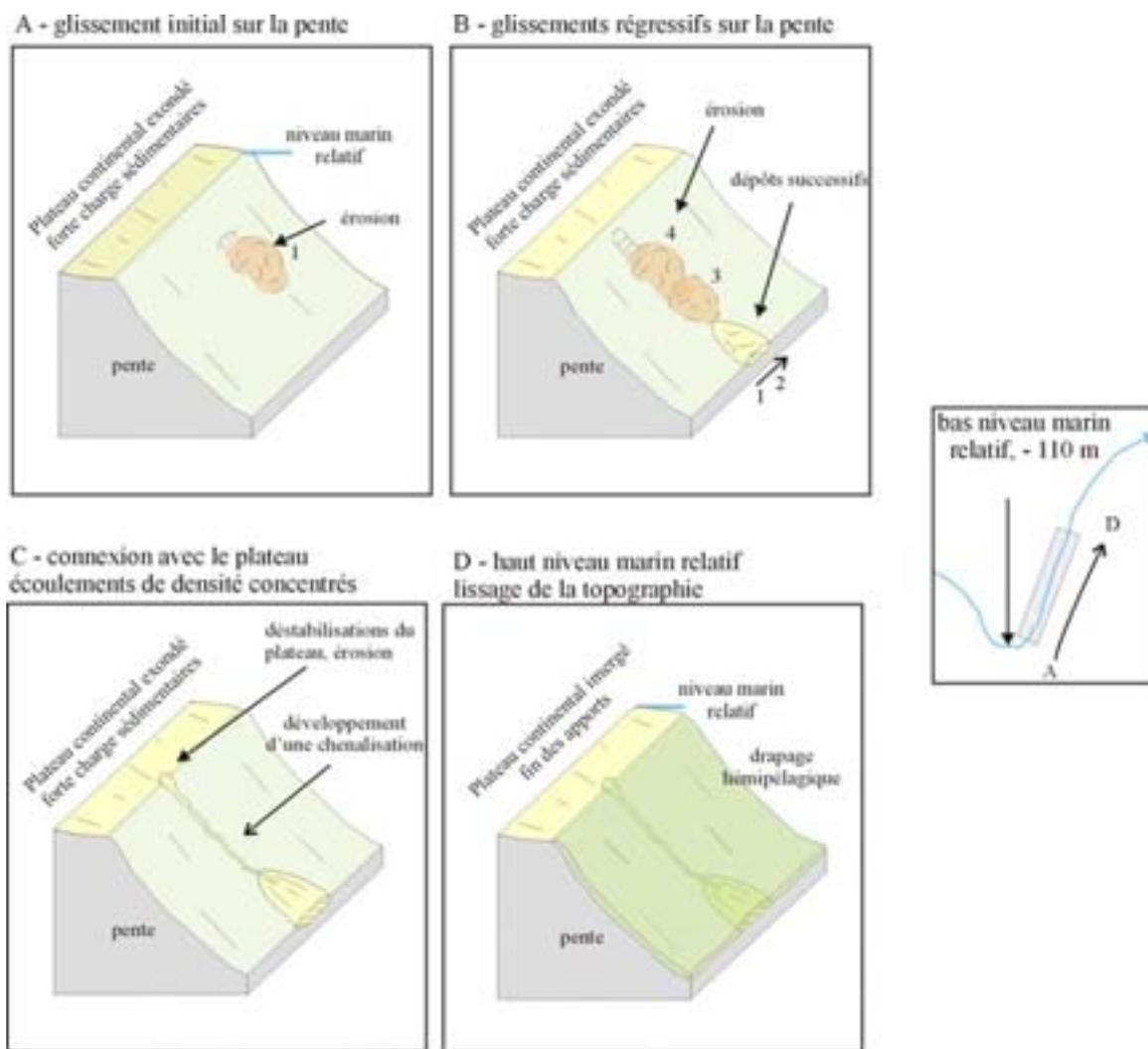


Figure VII-4. Schémas illustrant la formation et l'évolution des ravines.

A la différence des nombreuses ravines de la marge Californienne qui fonctionnent longtemps (Field et al., 1999), les ravines de la marge du Golo ont **une durée de vie très courte**, inférieure à 5 000 ans. De même, contrairement à la marge Californienne, même si la morphologie de certaines ravines est conservée sur plusieurs étapes, aucun dépôt n'est observé au débouché des ravines (étapes A à J, Figure VII-3-b). Elles sont drapées uniformément par des dépôts aggradants. Elles sont rapidement inactives et comblées. (Figure VII-3-a et Figure VII-4-D). Ceci expliquerait **leurs changements de position sur le rebord du plateau. L'évolution des ravines** dépend de la fréquence et de la quantité de matériel qui les alimentent. La faible alimentation (durée et quantité) et la présence de plusieurs paléo-ravines comblées suggèrent que **ces ravines ne sont pas suffisamment alimentées et sont rapidement inactives**. La position stable et l'absence de comblement des canyons montrent, à la différence des ravines, qu'ils représentent une zone stable, continue et préférentielle d'alimentation du bassin. **L'évolution des ravines en canyon semble alors difficile tant qu'elles n'auront pas une source d'apports plus importante, résultant par exemple d'un lien direct avec le fleuve. Il semble donc que ces ravines ne représentent pas un stade**

intermédiaire d'évolution en canyons. Les apports du fleuve Fium Alto semblent trop faibles et ceux du fleuve Golo sont préférentiellement canalisés par les canyons de la marge. Ces ravines correspondent finalement à des échappatoires lorsque la charge sédimentaire est trop forte.

2. Les migrations des objets sédimentaires à l'échelle de la marge du Golo

2.1. Les migrations latérales des complexes chenal-levées et des lobes

Des avulsions sont observées pour tous les éventails de la marge (Flood et al., 1991). Sur la marge du Golo, les avulsions ne sont pas observées suite à un comblement du chenal. La marge n'est pas inactive suffisamment longtemps pour combler les chenaux. De plus, aucune rétrogradation des lobes dans le chenal n'est observée lors des avulsions de l'étape F-G par exemple (Figure IV-32). **Les avulsions ont donc lieu par abandon du chenal** et développement d'un nouveau chenal (Pirmez et Flood, 1995 ; Lopez, 2001).

Les avulsions sont observées lors de périodes **de forts apports sédimentaires** (étapes F-G, I-J et J-K) Il est probable que les forts apports induisent une élévation de la pression interstitielle dans les sédiments de la levée. Cette augmentation peut engendrer une rupture ou bien un effondrement de la levée. Les écoulements prédominants lors de ces périodes sont plus hauts et correspondent aux écoulements concentrés riches en sable et en vase (type 1, paragraphe 1.7). Des débordements importants de l'écoulement peuvent engendrer le développement d'un nouveau chenal en raison de la faible hauteur des levées. La présence de HARP's (Figure IV-19) suggère que les écoulements lors de l'avulsion perdent rapidement leur compétence du fait de leur étalement. Ils déposent alors des dépôts riches en sable (Figure VII-5-b). Ces dépôts, en réduisant le gradient de pente, permettent l'installation d'un nouveau complexe chenal-levées (Figure VII-5-c).

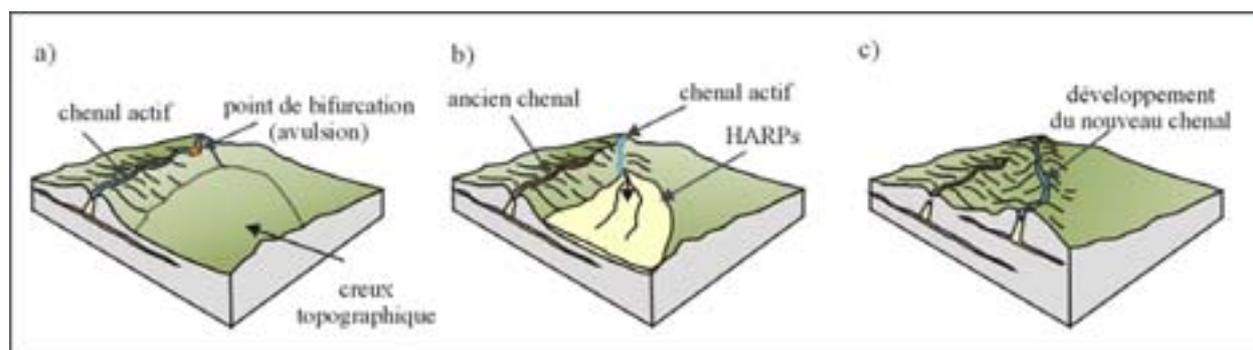


Figure VII-5. Schéma illustrant les mécanismes des migrations latérales par avulsion des complexes chenal-levées des éventails de la marge du Golo (modifié d'après Flood et al., 1991 et Lopez, 2001).

Les deux chenaux peuvent temporairement continuer à fonctionner simultanément. Puis, l'ancien chenal est abandonné à la faveur de celui nouvellement créé, comme cela

est observé lors d'une avulsion du Golo Nord (*Figure VII-7*) ou sur le chenal du Zaïre (Droz et al., sous presse).

Toutefois, des avulsions lors des périodes de forts apports semblent contrôlées par des facteurs externes. En effet, lors des étapes B à F, le chenal du Golo Sud se situe plus au Sud qu'actuellement (*Figure VII-6*). Lors de ces périodes (entre les réflecteurs A et F), il a migré progressivement vers le Sud (*Figure VII-7*). Juste à proximité de sa position la plus Sud, des *pockmarks* sont observés (*Figure VII-6*). Les *pockmarks* ont probablement contraint le chenal du Golo Sud à migrer brutalement vers le Nord lors de la période de forte activité turbiditique suivante (*étape a sur la Figure VII-6 et Figure VII-7*). L'ancien chenal situé plus au Sud a par la suite été abandonné et comblé.

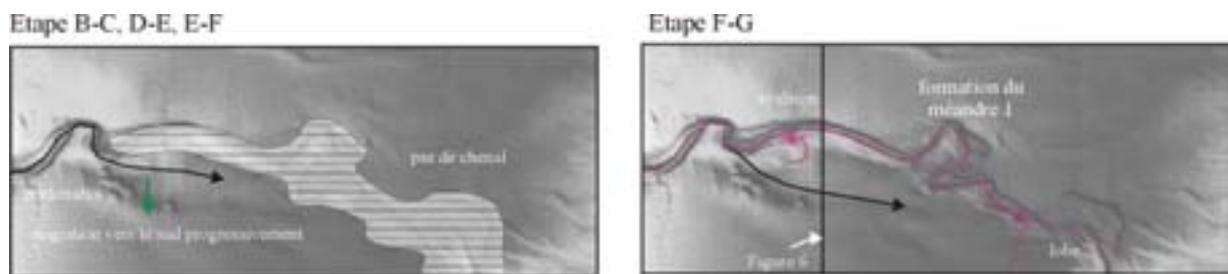


Figure VII-6. Images bathymétriques ombrées illustrant les migrations du chenal du Golo Sud lors des étapes du réflecteur A à F.

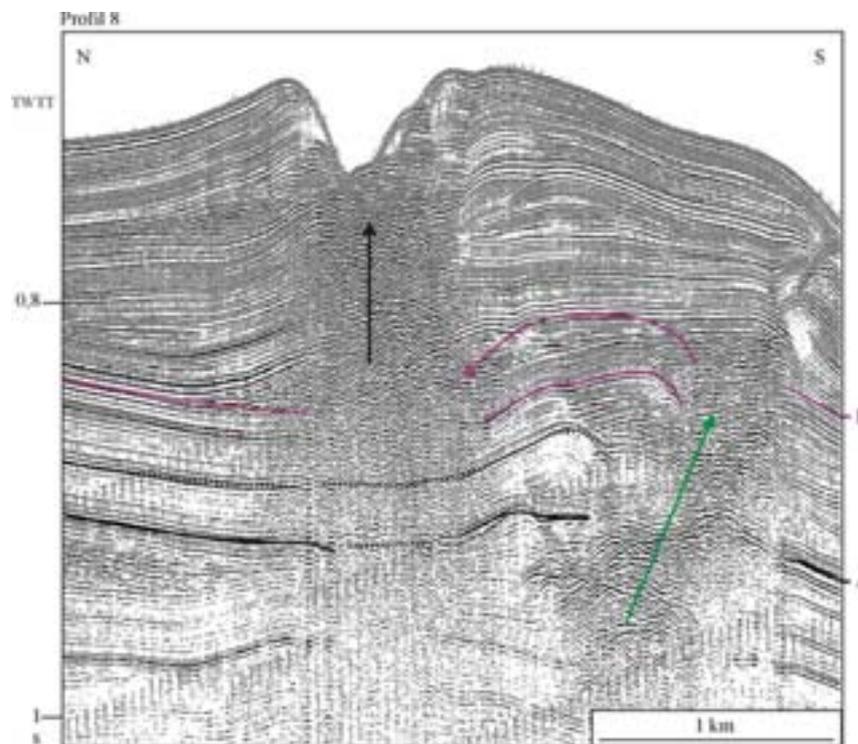


Figure VII-7. Profil sismique illustrant la migration progressive du chenal du Golo Sud vers le Sud et l'avulsion vers le Nord au-dessus du réflecteur F (voir localisation sur la Figure VII-6).

Sur la marge du Golo, les avulsions peuvent avoir lieu indifféremment vers le Sud ou vers le Nord, contrairement à l'éventail profond du Danube où elles semblent contrôlées par la force de Coriolis et s'effectuent dans la même direction (Popescu et al., 2001). **Toutefois** les avulsions dans la partie amont des chenaux ont lieu vers le Sud, excepté celle du Golo Sud contrainte structurellement. **L'impact de la force de Coriolis pourrait intervenir dans les parties amont des chenaux.** En revanche, **dans la partie aval du chenal du Golo Sud, la position du nouveau chenal, après l'avulsion, est fonction des creux topographiques créés par les dépôts précédents.** Le chenal lors des périodes J à L se situe dans le creux topographique créé par les paléo-lobes (*coupe 6 dans la Figure VII-12*).

2.1.1. Les migrations progressives des complexes chenal-levées

Les complexes chenal-levées des éventails majeurs sont les seuls à présenter des **migrations latérales progressives** (*Figure VII-7*). L'absence de migration progressive pour les autres chenaux de la marge peut être due à un manque de données sismiques sur les parties amont des éventails mineurs ou bien à la nature des écoulements prédominants (paragraphe 1.7).

Les migrations latérales progressives sont observées dans des zones courbes des chenaux majeurs (*en amont et en aval du méandre sur la Figure VII-6*). Les terrasses observées sur le flanc interne de ces méandres sont interprétées comme des levées confinées (Pichevin., 2000 ; Babonneau et al., sous presse), et résultant du dépôt d'écoulements de faible énergie et relativement continus. Les écoulements plus énergétiques et plus riches en sables caractérisant les chenaux des éventails mineurs (paragraphe 1.7) ne permettraient pas ce type de migrations et favoriseraient probablement les avulsions des chenaux. Par rapport aux chenaux mineurs, **les chenaux des éventails majeurs sont caractérisés par la prédominance d'écoulements plus continus, plus riches en particules fines et de moindre énergie. Ces écoulements, en érodant peu à peu les flancs externes des méandres du chenal engendrent le déplacement latéral progressif du chenal** (*Figure VII-8*). Ces migrations sont observées préférentiellement dans la partie amont des chenaux probablement en raison de leur plus grande stabilité (hauteur de levées plus importante que vers l'amont).

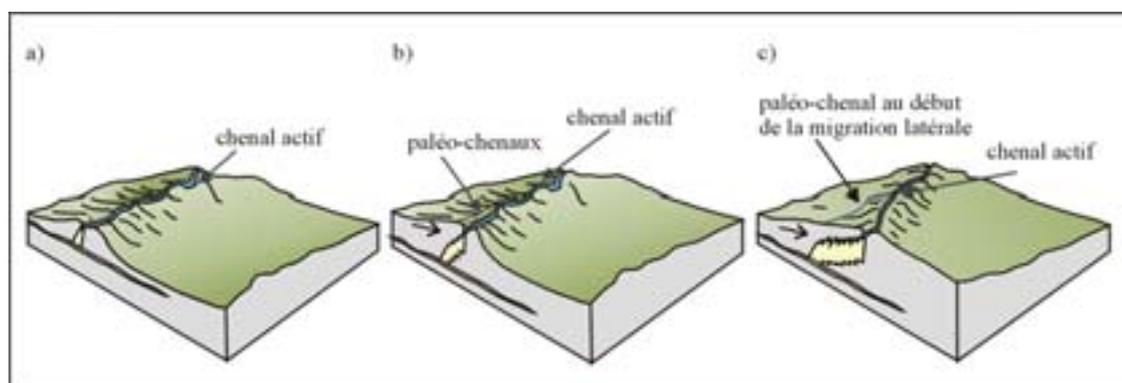


Figure VII-8. Schéma illustrant les migrations progressives des complexes chenal-levées majeurs.

2.1.2. Les migrations latérales des lobes

Les lobes, à l'échelle de la marge (*Figure VI-13*) sont empilés verticalement et horizontalement. **L'emplacement des lobes est « forcé » par la compensation.** La topographie préexistante engendrée par les dépôts de lobes précédents de formes bombées confine le dépôt de lobe suivant (*Figure VII-9-a*). Le nouveau lobe sera localisé dans le creux topographique créé par les dépôts de lobes précédents (*Figure VII-9-b*). La localisation des lobes est liée soit à des avulsions en amont du chenal, soit à la progradation du chenal.

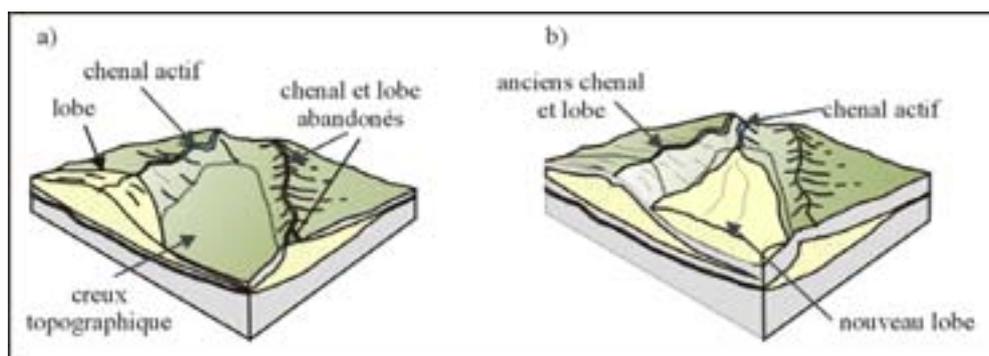


Figure VII-9. Schéma illustrant les processus de dépôt des lobes par compensation.

Sur la marge du Golo, les migrations latérales des complexes chenal-levées et des lobes semblent être contrôlées par des processus autocycliques et allocycliques : volume des apports (avulsion lors des périodes de forts apports), force de Coriolis (uniquement pour la partie aval des chenaux), position de la source alimentant préférentiellement les éventails majeurs et induisant la prédominance des écoulements de type 1 (migration progressive), topographie préexistante (présence de pockmarks et avulsion forcée du Golo Sud, migration progressive uniquement dans la partie amont stable des chenaux, localisation du nouveau chenal lors d'une avulsion dans les parties aval et localisation des lobes par compensation)

2.2. Les migrations longitudinales : impact des variations du niveau marin relatif et de la position de la source

Des migrations longitudinales ont été décrites sur les éventails de la marge du Golo (Chapitre IV). **Ces migrations sont liées à des différences dans les volumes, et la nature (rapport sable/argile) des sédiments alimentant le bassin. Ces deux paramètres sont liés aux variations du niveau marin relatif** (paragraphe 3). En effet, lors des périodes de forts apports sédimentaires, les écoulements sont riches en sable et en vase (paragraphe 1.7). Ces forts volumes sédimentaires permettent la progradation des complexes chenal-levées et le dépôt des lobes dans les parties distales du bassin. Globalement, les éventails progradent. A l'inverse, lors de périodes de moindres apports sédimentaires, les écoulements sont plus riches en sable mais les volumes sont moins importants. Les éventails rétrogradent.

Toutefois, **ce schéma classique se complique d'une part en raison de la position de la source qui contrôle l'alimentation des canyons, et de la topographie préexistante et d'autre part en raison du contexte régional, de la morphologie du bassin réceptacle.**

- La position des canyons par rapport au fleuve **détermine les écoulements prédominants** (paragraphe 1.8.1). Une alimentation prépondérante par des écoulements riches en sable et en vase permet **la construction de complexes chenal-levées bien développés et stables**. Ceci explique **la faible extension des migrations longitudinales des éventails majeurs**. Ainsi, lorsque les écoulements très riches en sable représentent la source majeure d'apports, **cette chenalisation préexistante stable** permettra l'alimentation de lobes dans la partie distale du bassin, **rendant moins facile la rétrogradation des dépôts**. Cette chenalisation augmente la capacité de transport des écoulements en les canalisant. Ainsi lors de la dernière période de rétrogradation générale des dépôts (période de moindre apport, étape K-L), le chenal Golo Sud dépose un lobe dans le bassin. En revanche, l'éventail Golo Nord est caractérisé par une importante rétrogradation avec un lobe en bas de pente. Le chenal du Golo Nord devait avoir une chenalisation moins stable que le Golo sud. Ces deux éventails ne sont donc pas strictement équivalents. Le chenal Golo Sud est le plus alimenté de la marge.

A l'inverse, en raison de l'éloignement de la source, l'alimentation prépondérante des éventails mineurs en écoulements riches en sable a pour conséquence le faible développement de levées. Ce faible développement induit **une forte instabilité des chenaux mineurs** et explique **la forte extension des migrations longitudinales** avec (1) des dépôts de lobe en bas de pente lors de périodes où les écoulements riches en sable prédominent et (2) des dépôts de lobe dans des parties plus distales du bassin lors des périodes plus rares où les écoulements riches en sable et en vase prédominent. Lors de la dernière période, les lobes des éventails mineurs se situent en position plus proximale que ceux déposés par les ravines. **La légère chenalisation préexistante** des éventails mineurs peut expliquer cette différence.

Cet éloignement de la source induit également des différences dans la nature des migrations longitudinales. Lors des périodes de forts apports sédimentaires (période d'activité forte et intermédiaire dans le bassin), les éventails majeurs, situés en position proximale par rapport au fleuve, développent des lobes de plus forte épaisseur. **Durant les périodes de forts apports sédimentaires, les éventails mineurs ne sont pas toujours alimentés. Quand ils le sont, ils reçoivent des écoulements transportant un plus faible volume de sable. Ces faibles volumes vont avoir pour conséquence une contraction du lobe.** Lors de ces périodes d'activité intermédiaire dans le bassin, les chenaux majeurs progradent et les lobes se contractent (étape G-H sur la *Figure IV-30*). Ainsi, une augmentation des teneurs en argile et en silt favorise la construction de levées et donc la progradation du chenal. Une augmentation des teneurs en fines si elle est associée à une augmentation des teneurs en sable engendre une expansion du lobe, et si elle est associée à une diminution des teneurs en sable, une contraction du lobe.

- **A une échelle régionale, le confinement par la ride de Pianosa et la morphologie du Canal de Corse contraignent la migration longitudinale des éventails.** Depuis le réflecteur A, l'épaisseur de la sédimentation est constante. La marge est globalement caractérisée par **des processus d'aggradation**. Le plateau est aussi caractérisé par des processus d'aggradation avec empilement de prismes progradants (Chapitre IV). Les lobes distaux majeurs viennent buter contre la ride et ses glissements (*Figure VI-9*). Ils sont globalement redirigés vers le Sud en raison de la pente générale du Canal de Corse. Ceci empêche le développement et la progradation des éventails vers l'Est. Ces phénomènes sont accentués par la remontée active de la ride de Pianosa qui accentue la forme de dépression de bassin réceptacle.

3. Modèle conceptuel de construction de la marge sableuse du Golo

Dans cette partie, à partir de l'ensemble des résultats discutés précédemment, je propose un modèle conceptuel de construction de la marge.

Le plateau continental en face du fleuve Golo est composé de prismes progradants. Les apports importants de sédiments lors de baisse du niveau marin relatif engendrent **la progradation de la marge et la formation de prismes progradants sur le rebord du plateau** (Vail et al., 1977 ; Rabineau et al., 1998). En effet, lors d'un abaissement du niveau marin relatif, le fleuve, en recherchant son profil d'équilibre, creuse le plateau continental (formation des vallées incisées, Vail et al., 1977). Les réflecteurs remplissant les vallées incisées matérialisent des paléo-vallées successives et suggèrent un remplissage progressif par des dépôts deltaïques (Allen et Posamentier, 1993). La présence des distributaires du delta sur le plateau, le régime hydrologique du fleuve et l'étroitesse du plateau pourraient favoriser l'existence de courants hyperpycniaux quelle que soit la période considérée (paragraphe 1.1).

Le cadre stratigraphique établi pour les 40 000 dernières années (isotopes de l'oxygène et datations C^{14}), permet d'extrapoler ces résultats à l'ensemble de la sédimentation étudiée et de proposer **un modèle stratigraphique** (*Figure VII-10*). Ce modèle est basé à la fois sur les taux de sédimentation calculés au cours des stades 2 et 3 et sur l'importance de la sédimentation turbiditique et à son évolution, c'est-à-dire aux quatre modèles de sédimentation définis (Chapitre IV). Le modèle propose ainsi un âge maximal autour de 125 000 ans pour la base de notre étude (réflecteur A). La sédimentation étudiée correspond alors à un cycle entier de variation du niveau marin relatif.

Au cours des 125 000 dernières années, le niveau marin relatif a subi des variations importantes (*Figure VII-10*). **Ces variations** peuvent être séparées en différentes périodes en fonction de la tendance générale (baisse ou hausse), de l'amplitude de la variation et de la vitesse de la variation qui **contrôle la nature et le volume des apports au bassin**.

Une hausse du niveau marin relatif favorise l'accumulation sur le plateau et réduit ainsi les apports vers le bassin.

Une baisse du niveau marin relatif importante et rapide (courbe rouge sur la *Figure VII-10*) induira plus d'apports dans le bassin qu'une vitesse de chute lente ou moins importante (courbes verte sur la *Figure VII-10*). Important caractérise ici l'amplitude de la variation, c'est-à-dire la position du niveau marin sur le plateau par rapport à l'Actuel.

Ainsi, lors de l'étape A-B, la vitesse de chute du niveau est très rapide (*Figure VII-10*). Les apports dans le bassin sont toutefois moins importants que lors des étapes F-G et J-K, quand le niveau était à - 80 m et - 110 m. Il est probable que la plus faible amplitude de la variation réduise les apports au bassin (niveau à - 50 m lors de l'étape A-B). Ainsi, une chute importante et rapide du niveau marin (quand le plateau est quasiment exondé) engendrera plus d'apports au bassin qu'une chute rapide mais de plus faible amplitude.

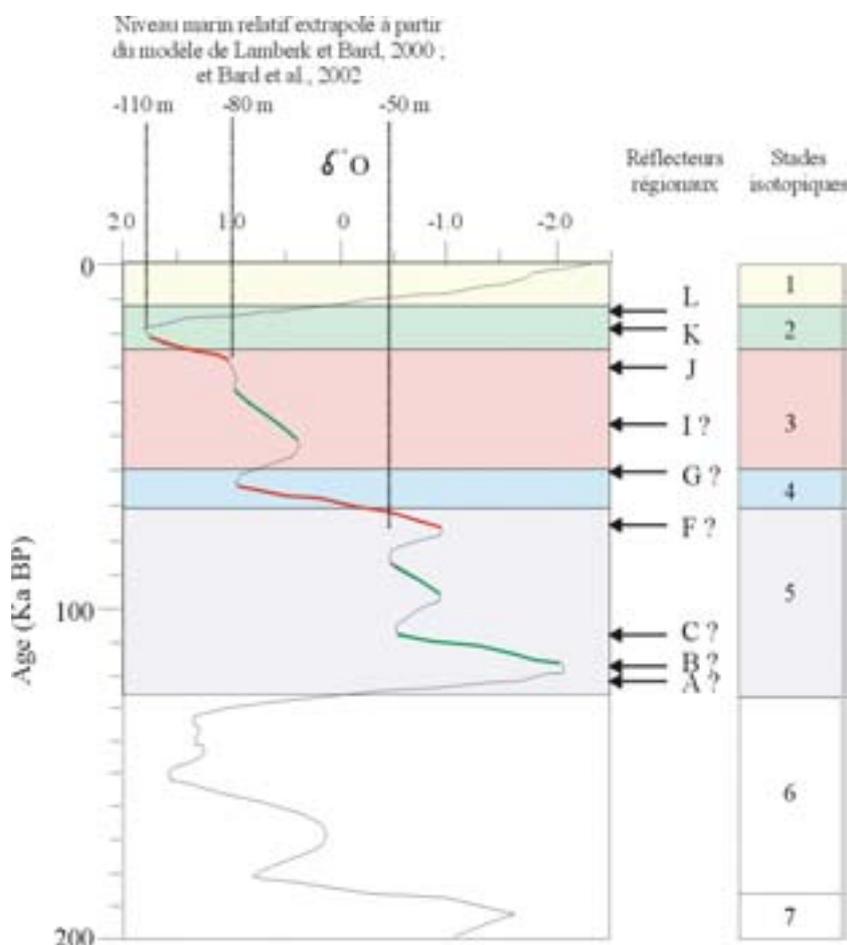


Figure VII-10. Contexte stratigraphique établi à partir des datations C^{14} et de la chronostratigraphie relative. Courbe isotopique SPECMAP (Imbrie et al., 1984). Les segments de courbe en rouge représentent des baisses rapides et importantes du niveau marin relatif, les segments verts représentent des baisses plus lentes ou moins importantes.

L'ensemble des résultats précédents et **l'alternance de quatre modèles** caractérisant des périodes d'activités turbiditiques différentes (Chapitre IV), montrent **l'impact des variations du niveau marin relatif sur la sédimentation au cours des 125 000 dernières années**. Toutefois, **la répartition des apports dans les différents canyons de la marge est aussi conditionnée** par le fonctionnement du delta sur le plateau et donc **par la position des canyons par rapport au fleuve** (paragraphe 1.8.1). A partir des données dont nous disposons, nous pouvons séparer **les variations du niveau marin relatif** pour les 125 000 dernières années en quatre périodes que nous discuterons séparément dans le modèle.

Période 1 (par exemple lors du stade isotopique 3, étape I-J, *Figure VII-10*) : **baisse lente ou peu importante du niveau marin relatif**. Le plateau n'est pas exondé, la sédimentation est caractérisée par une période d'activité turbiditique intermédiaire dans le bassin.

Période 2 (stade 4, étape F-G, *Figure VII-10*) : **bas niveau marin et baisse rapide et importante du niveau marin relatif**. Le plateau est exondé (par exemple lors du stade 2, étape J-K, *Figure VII-10*) ou quasiment exondé ;

Période 3 (par exemple étape K-L, *Figure VII-10*) : **hausse du niveau marin relatif**. Le plateau est partiellement émergé, la sédimentation est caractérisée par une période d'activité turbiditique modérée dans le bassin ;

Période 4 (par exemple lors de la fin du stade isotopique 1, étape L-Surface, *Figure VII-10*) : **haut niveau marin relatif**. Le niveau marin est proche des conditions actuelles, l'activité turbiditique dans le bassin est nulle.

Période 1 - Baisse lente ou peu importante du niveau marin relatif. L'activité turbiditique est intermédiaire dans le bassin (*Figure VII-11-3*). Les taux de sédimentation moyens sur les lobes, estimés à partir du cadre stratigraphique, sont de **2 m/1000 ans**. Les quatre éventails sont alimentés.

Le synchronisme des dépôts des éventails suggère que **les distributaires du delta alimentent tous les canyons**. Le plateau continental, lors de ces périodes, n'est pas complètement émergé, mais suffisamment pour permettre **la progradation du delta** sur le plateau et l'alimentation des canyons de la marge due à la baisse générale du niveau marin. Durant ces périodes, le matériel sableux s'accumule sur le delta où il peut être remobilisé. Les particules fines sont rapidement vannées. **Les déstabilisations engendrent des écoulements concentrés avec une partie basale laminaire bien développée et un rapport sable/argile fort** (paragraphe 1.5). Des teneurs en sable plus importantes peuvent y être observées car lors de ces périodes, le vannage des particules fines a pu être plus efficace et les déstabilisations plus fréquentes. Par exemple, un régime tidal deux fois plus intense qu'à l'actuel est décrit sur la marge Celtique lors de périodes de baisse du niveau marin relatif (Zaragosi, 2001).

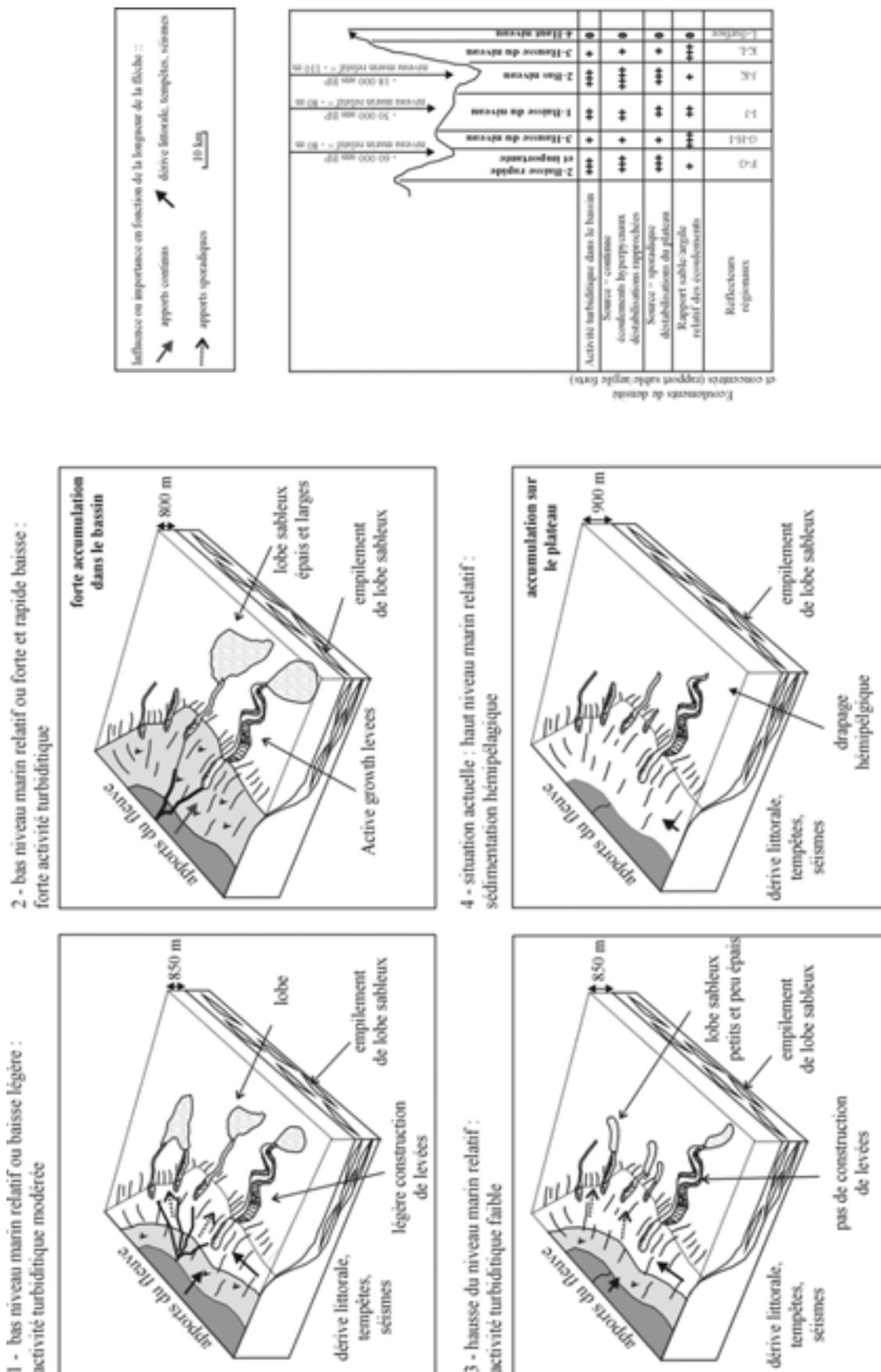


Figure VII-11. Modèle conceptuel de construction de la marge du Golo au cours du Quaternaire terminal (modifié d'après Gervais et al., accepté).

Les lobes des éventails majeurs sont plus développés et de plus grande superficie et épaisseur que les lobes des éventails mineurs. **La position des canyons par rapport au fleuve joue un rôle dans le mode de remplissage du bassin en alimentant préférentiellement les canyons majeurs.** Les migrations longitudinales sont variables. Ceci suggère que **les distributaires du delta n'ont pas un fonctionnement constant et que les canyons sont alimentés de façon variable.** Des écoulements concentrés ayant un rapport sable/argile plus faible, de **type courants hyperpycnaux**, pourront être favorisés en raison de la baisse du niveau marin relatif. L'alternance des deux types d'écoulements pourrait expliquer la variabilité des migrations longitudinales et le développement de levées sur les éventails mineurs.

Période 2 - Bas niveau ou de baisse rapide et importante du niveau marin relatif. L'activité turbiditique est importante dans le bassin (Figure VII-11-1). Quelle que soit la position du delta sur le plateau durant ces périodes, des apports forts et rapides sont engendrés par le creusement du fleuve pour rattraper son profil d'équilibre. Le delta prograde et alimente de façon importante le bassin. A la différence de la période 2, **seuls les canyons majeurs sont alimentés en raison de leur proximité par rapport à la source** (paragraphe 1.8.1). **L'impact de la position de la source est plus marqué que lors des périodes 2.**

Le plateau est complètement ou quasiment exondé (- 110 et - 80 m). En raison de la proximité de l'arrière pays montagneux, du régime torrentiel du fleuve et de l'étroitesse du plateau, les périodes d'activité turbiditiques fortes sont observées même lorsque le plateau n'est totalement émergé. Les taux de sédimentation moyens sur les lobes pour la dernière étape de construction de la marge (étape J-K) sont de **5 m / 1000 ans. Les taux de construction moyens de levées lors de la dernière étape J-K sont de 3 m / 1000 ans en amont, 2 m / 1000 ans en aval et enfin de 0,5 m / 1000 ans dans la zone de transition amont chenal-lobe.**

Les apports forts et rapides du fleuve engendrent un temps de résidence faible à nul des particules fines sur le plateau et une alimentation relativement continue. **Les écoulements sont concentrés, continus et riches en sable et en vase.** Le rapport sable/argile reste tout de même fort (paragraphe 1.7). Les écoulements peuvent provenir (1) soit de la transformation de déstabilisations riches en sable et en vase liées à des taux d'accumulations importants sur le delta, (2) soit d'une alimentation directe sous la forme de courants hyperpycnaux qui seront probablement favorisés lors des périodes d'exondation totale du plateau (paragraphe 1.7).

Ces écoulements permettent **la construction de hautes levées et de lobes épais en position distale dans le bassin. Des progradations** des chenaux et des lobes sont observées. Ces écoulements représentent une source importante et persistante de sable et de vase des éventails majeurs. Cette alimentation permet le développement de **complexes chenal-levées stables**, de leur migration progressive, du développement de méandres et **des lobes d'épaisseur et superficie importantes en position distale dans le bassin** (type 1, Chapitre IV).

Période 3 - Hausse du niveau marin relatif. Le niveau marin relatif est suffisamment bas pour que le delta soit en position proche de la limite plateau-pente (*Figure VII-11-2*). **Les apports sont modérés** (lobe de type 2, faible épaisseur et superficie) en raison **du stockage des sédiments sur le plateau**. Les taux de sédimentation moyens sur les lobes sont de **2 m/1000 ans**.

L'alimentation prépondérante est riche en sable et pauvre en particules fines (séquences IV et II tronquées des termes fins, paragraphe 1) en raison du stockage des sédiments sur le plateau et le vannage des fines par la dérive littorale. Les sédiments grossiers accumulés sur le plateau sont transportés par la dérive littorale vers le Nord de la marge, ce qui permet une **alimentation des canyons les plus éloignés de la source (canyons mineurs)**. **Le delta alimente les quatre canyons de la marge.**

Cette alimentation se fait par **des déstabilisations du plateau** (paragraphe 1.7). Quel que soit le mécanisme déclencheur, **les déstabilisations engendrent le même type d'écoulements, concentrés, et riches en sable que lors de la période 1**. Les volumes sont moins importants en raison de la hausse du niveau marin relatif. Cette alimentation très sableuse induit **la rétrogradation des éventails. Seul le Golo Sud ne rétrograde pas en raison de la stabilité de la chenalisation liée à sa position proximale par rapport au fleuve. Les éventails mineurs reçoivent des apports uniquement durant ces périodes et les périodes 1 en raison de leur position distale par rapport au fleuve.** Ceci explique la prédominance d'écoulements riches en sable, l'instabilité des complexes chenai-levées et l'importance des migrations longitudinales.

Période 4 - Haut niveau marin relatif (*Figure VII-11-4*). Le niveau marin est proche des conditions actuelles. **Aucune activité turbiditique n'est observée sur la marge du Golo.** Les sédiments grossiers sont piégés sur le plateau. Les particules fines sont transportées vers le bassin en suspension et forment un **drapage hémipélagique** qui domine sur l'ensemble du bassin (Normark et al., 1998 ; Shanmugam et Moiola, 1988 ; Vail et al., 1977). Les taux de sédimentation moyens sont de 0,3 m/1000 ans. Ils sont en accord avec les taux calculés par Stanley et al. (1980).

Excepté lors de période de haut niveau marin relatif, la marge fonctionne essentiellement comme une **rampe avec une alimentation linéaire** liée à la construction d'un delta sur le plateau.

Des glissements de la ride et du plateau continental alimentent le bassin du Golo (chapitre VI). **Le confinement du bassin engendre l'existence de sources supplémentaires de matériel durant les périodes 3 et 4** (*Figure VII-11-1 et -4*).

4. Les migrations dans le lobe sableux : impact du confinement

Nous avons vu précédemment que la sédimentation du système du Golo est caractérisée par un empilement d'objets sédimentaires : des complexes chenal-levées et, à leur débouché, des lobes distaux. Nous avons caractérisé leurs migrations latérale et longitudinale. Nous allons maintenant discuter des processus et des facteurs qui interviennent à l'intérieur d'un lobe sableux et qui conditionnent sa construction.

Les lobes récent et actuel du Golo Sud sont alimentés par un même complexe chenal-levées lors d'une période de baisse du niveau marin relatif et lors du début de la remontée suivante du niveau suivante (étapes J-K et K-L ; paragraphe 3). Plusieurs échelles d'observation peuvent être envisagées pour caractériser les dépôts des lobes. Le lobe peut être divisé en plusieurs **unités internes** qui sont elles-mêmes composées de plusieurs **sous-unités**. Les sous-unités internes correspondent alors aux dépôts élémentaires reconnus à l'échelle de la sismique utilisée (petit chenal et épandage sableux proprement dits ; Chapitre VI). **Cette architecture indique que les lobes distaux sont construits par phases successives.** Les datations et la courbe isotopique nous permettent de préciser la fréquence de ces événements. **La durée d'alimentation du lobe récent est d'environ 11 000 ans.** Bien que nous ne puissions savoir si chaque unité interne est équivalente en terme de temps de dépôt, nous pouvons estimer une durée moyenne de leur mise en place. Une unité interne se met en place en 2200 ans et une sous-unité en 400 ans. **L'existence des unités et des sous-unités n'est donc pas directement liée aux variations du niveau marin relatif.** Lors des périodes de forts apports sédimentaires, la fréquence des écoulements gravitaires est importante. Des fréquences de l'ordre de 3 à 8 ans sont estimées pour le système du Mississippi (Piper et Deptuck, 1997), variant entre 60 pour le dernier siècle à un à quelques-uns par ans pour le système du Zaïre (Heezen et al., 1964 ; Babonneau, 2002). **Le dépôt d'une sous-unité interne (création d'un petit chenal et d'un petit lobe) correspond probablement au dépôt de plusieurs écoulements gravitaires.**

Nous pouvons alors nous poser la question de **la signification des unités internes, des sous-unités et de leurs migrations latérales et longitudinales.** Pour y répondre, nous déterminerons les processus sédimentaires et les facteurs de contrôle responsables de l'édification d'un lobe sableux distal à partir des géométries et lithologies observées. Un autre objectif est la compréhension de l'impact du confinement des écoulements sur les dépôts. Dans cette étude, nous disposons d'arguments pour montrer que l'architecture et la géométrie interne du lobe sableux sont directement liées au confinement des écoulements et ce à différentes échelles d'observations. Nous pouvons ainsi identifier des géométries caractéristiques de différents types de confinements à une échelle utilisable par les géologues travaillant sur les systèmes fossiles.

4.1. Un lobe initialement confiné : significations des unités et des sous-unités internes

La zone où se dépose le lobe a une forme en dépression en raison de la morphologie du bassin (Ride de Pianosa, et pente générale vers le Sud du Canal de Corse) et des dépôts précédents (lobes, glissements) (*Figure VII-12-a*). **Cette dépression détermine le volume maximal disponible pour la sédimentation. Les écoulements sont contraints latéralement et longitudinalement** (*coupe 1, 3 et 4 dans la Figure VII-12*). Les réflecteurs sont caractérisés par des terminaisons en *onlap* qui biseautent rapidement sur les pentes. Le confinement des écoulements dans cette cuvette, leur nature très sableuse et les fortes pentes engendrent probablement des processus d'érosion plus importants que dans les grands systèmes vaseux modernes (taille du bassin plus importante et pentes plus douces). On observe aussi la prépondérance **des processus d'aggradation**, par rapport aux processus de progradation/rétrogradation. **C'est la différence importante avec les grands systèmes vaseux** qui sont moins contraint.

L'observation de multiples événements à petite échelle (sous-unité de l'ordre de la dizaine de mètres d'épaisseur) va générer une grande variabilité dans les gradients de pente. **Cette variabilité pourra générer des transformations très rapides dans les écoulements.** Néanmoins, les variations de gradients de pente ne sont pas nécessairement importantes. Kneller (1995) montre, à partir d'expériences en canal, qu'un obstacle génère des transformations significatives des vitesses d'écoulement et dans les localisations des dépôts. Ceci explique **la complexité de la répartition des zones d'érosion et de dépôt** décrites dans le lobe du Golo Sud.

4.2. La zone de transition chenal-lobe : confinement de la source des écoulements

La zone de transition chenal-lobe sert de conduit à l'ensemble des écoulements qui alimentent le lobe. Les écoulements sont confinés dans les petits chenaux, il n'y a pas de construction de levées. Ils sont denses, peu épais (moins de 40 m, Chapitre VI). Les écoulements qui alimentent le lobe sont des écoulements concentrés, riches en sables avec une partie laminaire bien développée (paragraphe 1.4). **Une importante rupture de pente provoque une forte érosion et un dépôt rapide des écoulements** (Mulder et Alexander, 2001b) (*passage de 2° à moins de 1°, profil 1 sur la Figure VII-12*). La première unité du lobe se dépose en position centrale et distale (Chapitre VI). Le confinement par les bords de la dépression initiale est faible. Ces dépôts sont caractérisés par une forme bombée en raison des teneurs en sable importante (Kneller, 1995) (*profil 5 dans la Figure VII-12*). **Au fur et à mesure de la construction du lobe, la place dans le creux topographique diminue et la morphologie évolue.** Les dépôts engendrent des reliefs qui forment un obstacle pour les écoulements suivants. **L'impact de ce relief sur les écoulements sera d'autant plus accentué que les écoulements sont confinés dans la zone de transition et qu'ils évoluent dans un espace limité** (dépression initiale). Plus on va vers l'amont de cette unité, plus les signes d'érosion sont importants. En amont, il ne reste quasiment plus aucun dépôt lié à la

mise en place de cette unité (Figure VI-15). **La persistance du confinement des écoulements dans la zone de transition**, associée avec le nouveau relief créé par l'unité jaune, induit un rétrécissement de la zone où peuvent circuler les écoulements. **Ceci aura pour effet d'augmenter la vitesse des écoulements et leur capacité érosive. Le confinement des écoulements dans cette zone** (profil 2 dans la Figure VII-12) et les forts gradients de pente engendrent **une érosion importante des dépôts antérieurs** (creusement de la dépression initiale) et **l'élargissement progressif de la zone de transition** (profils 5 et 6 dans la Figure VII-12). Il est probable que les dépôts observés dans cette zone correspondent uniquement à des étapes finales de construction du lobe, les dépôts des étapes précédentes ayant été rapidement remobilisés par érosion.

La transition chenal-lobe est très complexe en raison de l'importance des remobilisations liées aux processus d'érosion. Elle correspond à une zone de forte dynamique, avec alternance de processus de remobilisation, de *by-pass* et de dépôt.

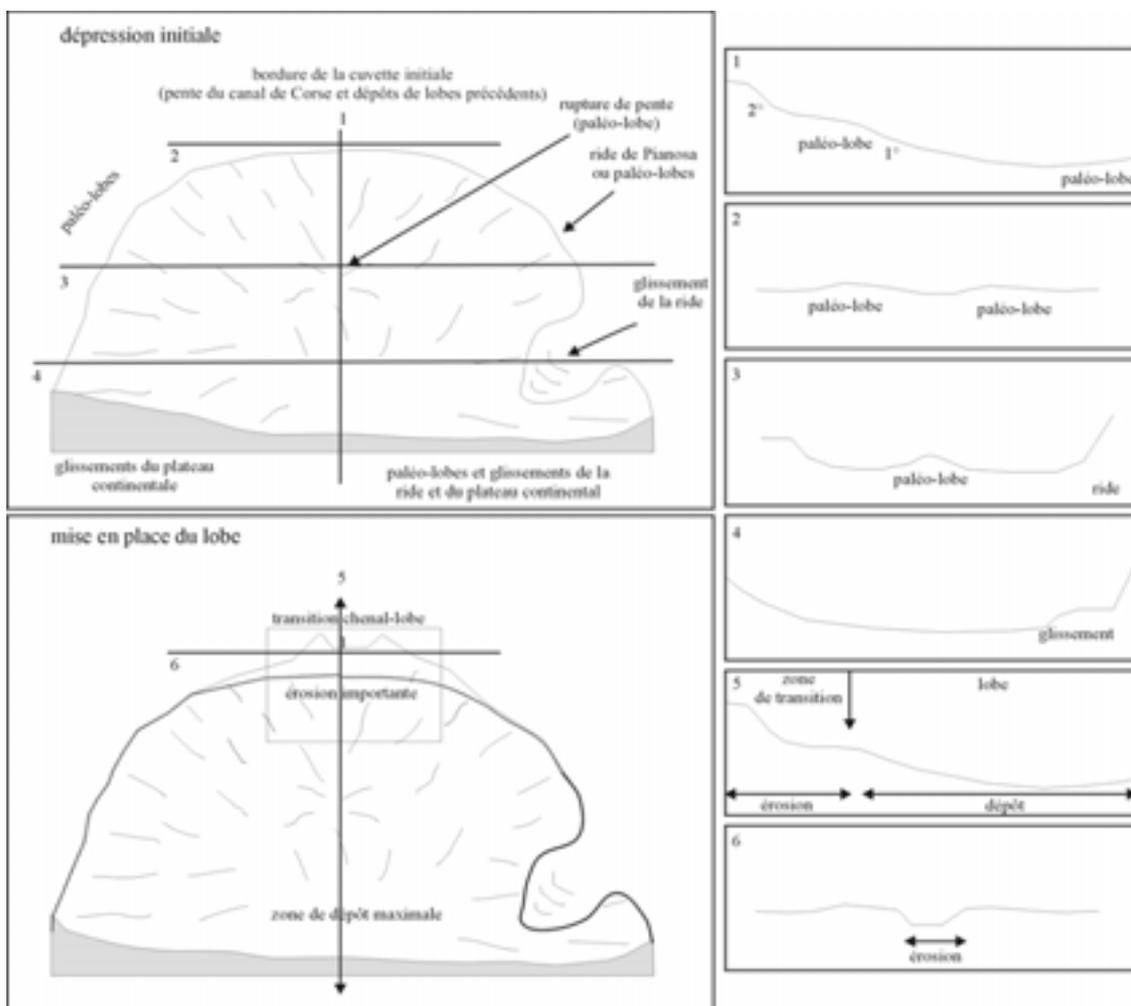


Figure VII-12. Dépression initiale et accentuation de cette forme en raison du confinement de la source des écoulements dans la transition chenal-lobe.

4.3. Dynamique des écoulements dans les chenaux, migrations dans le lobe

Le faible nombre de chenaux dans la zone de transition par rapport au nombre très important dans le lobe, suggère qu'ils sont réempruntés à différentes périodes. La présence d'hyperboles et la configuration du faciès chaotique désorganisé ne nous permettent pas de distinguer et de pointer exactement les chenaux. La relation entre ces chenaux et les nombreux petits chenaux situés dans le lobe est, à l'heure actuelle, encore difficile à réaliser. Un bloc de sismique 3D, du complexe chenal-levées aval jusqu'au lobe distal permettrait de caractériser exactement les chenaux et de les relier génétiquement entre eux et avec les chenaux plus nombreux en aval. Toutefois, les chenaux que nous distinguons n'ont pas fonctionné simultanément (chenal comblé dans la partie orientale de la zone de transition). Les chenaux qui alimentent les unités internes ne sont pas les mêmes, au moins pour ceux qui alimentent les parties orientale et occidentale du lobe (Chapitre VI). **Des avulsions par comblement des chenaux de la zone de transition ont probablement lieu** bien qu'ils restent confinés dans une zone restreinte (largeur de la zone de transition).

La dynamique des écoulements dans la zone de transition a pu engendrer des figures érosives de type « cannelures géantes » (scours) liées à des ressauts hydrauliques en raison des fortes ruptures de pentes (Wynn et al., 2002a). Ces figures sont difficilement différenciables des chenaux sur les données sismiques 2D dont nous disposons. Ces figures ont pu exister lors de la mise en place du lobe et être érodés par les écoulements suivants. En revanche, la mise en place du lobe actuel du Golo Sud correspond à une progradation d'un petit chenal sans rupture de pente (petit chenal non comblés sur la bathymétrie, Chapitre VI). La diminution des ruptures de pente par le dépôt du lobe récent du Golo Sud a permis le développement de ce chenal sur des pentes moins fortes ($0,68^\circ$). La zone de transition est donc une zone soumise en permanence à des changements d'hydrodynamiques en raison des dépôts successifs qui engendrent des variations locales du gradient de pente.

La présence de nombreux petits chenaux dans la zone du lobe montre que les chenaux migrent de façon importante ou se ramifient facilement. En effet, la dynamique des écoulements dans les chenaux du lobe n'est probablement pas la même que celle qui affecte les chenaux dans le complexe chenal-levées et aussi probablement dans la zone de transition.

L'absence d'une chenalisation aussi importante que dans les complexes chenal-levées et dans la zone de transition, induit que **les écoulements s'écoulent dans l'axe de la pente ($> 1^\circ$), en ayant seulement une partie concentrée dans un petit chenal**. Les écoulements sont concentrés avec une partie basale laminaire bien développée (paragraphe 1.4) qui n'est pas complètement chenalisée. Des particules grossières seront concentrées dans le chenal et d'autres sur les bords du chenal. Les écoulements ont des vitesses importantes (de quelques mètres par seconde). **Ils vont pouvoir induire des processus d'érosion à la fois dans le chenal mais aussi sur ses bordures** (*Figure VII-13-1*).

Une diminution du gradient de pente induit une diminution de la vitesse de l'écoulement qui pourra alors déposer une partie de son matériel. A la différence des levées observées sur l'éventail amont, **les levées frustrées dans le lobe sont probablement construites par une composante latérale des écoulements** (Figure VII-13-2). Ces levées sont déposées par les parties latérales de l'écoulement qui ne sont pas concentrées dans le chenal. Il n'y a pas de débordement du chenal sur la levée (paragraphe 1.4).

Ces deux types de chenaux sont répartis dans des zones différentes du lobe en fonction des gradients de pente. Dans la zone amont du lobe, les fortes pentes associées au confinement des écoulements engendrent essentiellement la formation de chenaux érosifs. Les chenaux caractérisés par des petites levées frustrées sont observés dans les dépôts plus distaux du lobe. Les écoulements dans ces zones sont moins confinés (section initiale). Au fur et à mesure du comblement de la partie distale de la dépression, les pentes diminuent. Les écoulements perdent leur compétence et peuvent alors déposer du matériel.

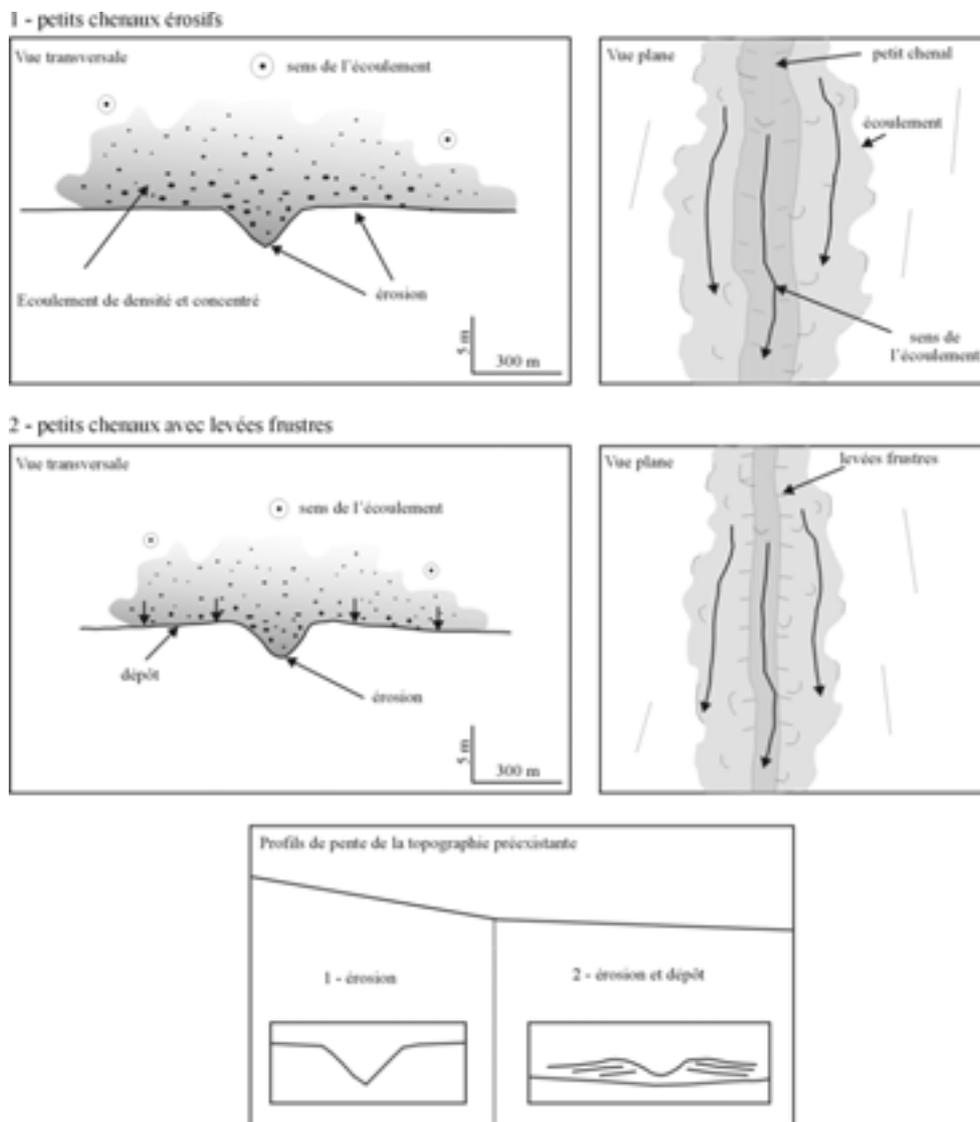


Figure VII-13. Schémas illustrant la dynamique des écoulements dans les chenaux du lobe.

Cette chenalisation peu importante des écoulements explique la présence de chenaux en très grand nombre. Les écoulements ne sont que très faiblement concentrés dans ces chenaux et ils peuvent migrer facilement. Nous avons mis en évidence plusieurs sous-unités pour l'unité vert clair du lobe récent du Golo Sud. Chaque sous-unité est probablement préférentiellement alimentée par un petit chenal. Ces chenaux sont abandonnés suite à leur comblement rétrogressif (Chapitre VI-2.7). Plusieurs sous-unités pourront également être alimentés par le même petit chenal (sous-unités rouge et bleue sur la *Figure VI-24*). Les derniers dépôts combleront alors le petit chenal. Les écoulements suivant développeront un autre chenal ailleurs ou créeront une avulsion en amont du chenal comblé. En effet, en raison de la fréquence envisagée des écoulements et de la variabilité des gradients de pente, il est probable que des petits chenaux puissent **migrer par ramification**. Ces ramifications pourraient être engendrées par la morphologie préexistante. Cette morphologie, même à petite échelle, pourrait rediriger les écoulements dans plusieurs directions. Des chenaux pourraient alors être abandonnés en raison de migration latérale due à des gradients de pente. Ces processus sont probablement importants. Les données d'imagerie sur les lobes montrent des dépôts chevelus (Twichell et al., 1991 ; Bonnel, comm. pers.).

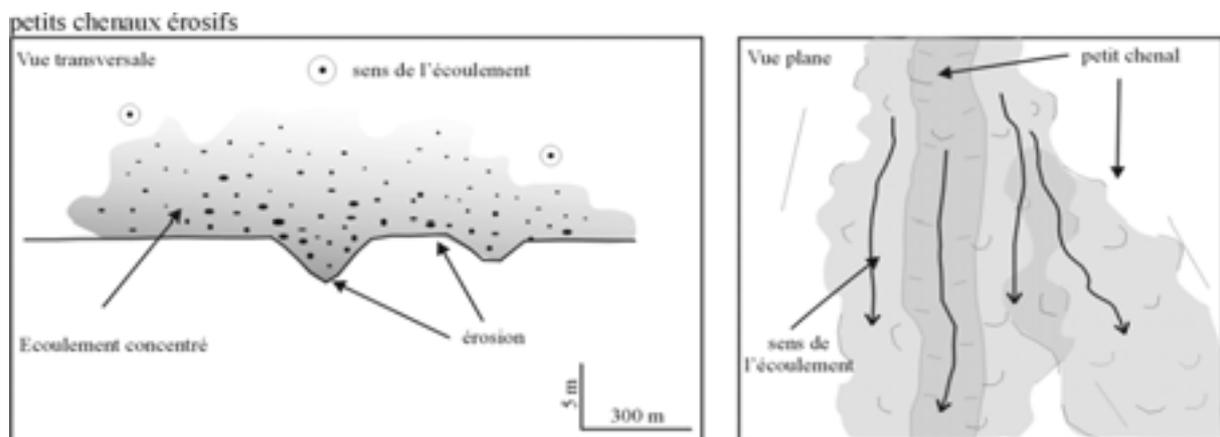


Figure VII-14. Schémas montrant la création possible de chenaux ramifiés dans le lobe.

Des zones d'épandages sont observées dans la zone amont du lobe. Elles correspondent aux dépôts des unités progradantes distales jaune, vert clair et parme (*Figure VI-12*). Ces dépôts pourraient correspondre à la **mise en place de ces unités**. Les écoulements passent d'un état confiné à moins confiné. Les écoulements dans le lobe ont une tendance à être « déplétifs » (diminution de la vitesse avec la distance) en raison de la diminution du confinement lié de la transition chenal-lobe (Kneller, 1995). Ils divergent et se répandent dans le creux topographique de la dépression (*Figure VII-15*). **La nouvelle topographie permettra la concentration des écoulements et le développement de petits chenaux. Les écoulements deviennent « accumulatifs »** (accélération avec la distance). Ces zones d'épandages ont été fortement érodées par les dépôts suivants (paragraphe 4.2).

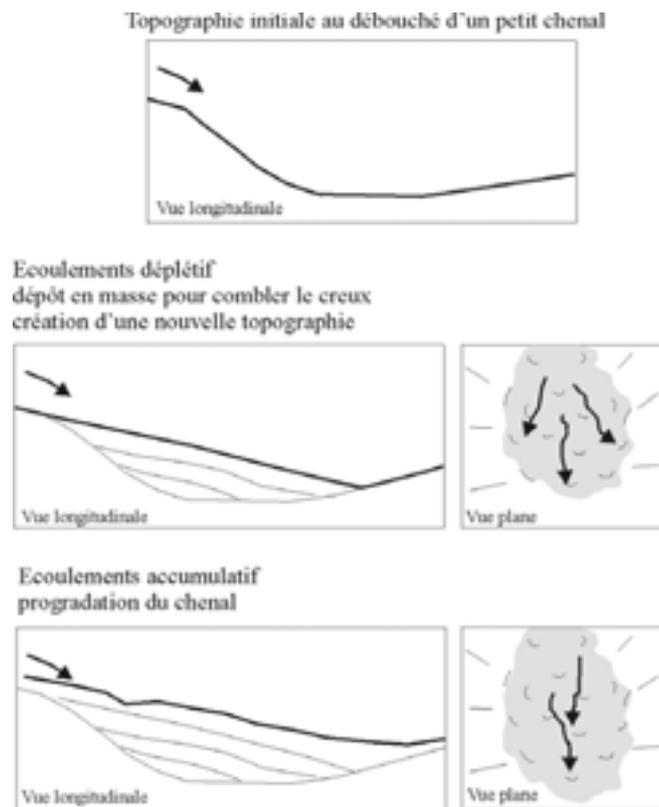


Figure VII-15. Progradation d'un chenal par comblement de la topographie préexistante.

Des zones d'épandage de plus petite taille sont observées à la base de quelques petits chenaux qui ont développé des levées frustrées (*sous-unité jaune sur le profil 55 sur la Figure VI-24*). Elles correspondent probablement aux mêmes processus mais à une échelle plus petite. Les zones d'épandage sont observées en plus grand nombre dans les parties distales du lobe. Elles se situent au débouché des chenaux. Toutefois, beaucoup ont du être érodées dans la partie amont du lobe où les processus d'érosion sont très importants. De plus, **il est très difficile de faire la différence en sismique 2D entre une zone d'épandage liée à la progradation d'un chenal et celle liée au dépôt distal au débouché d'un chenal**, en raison du tri granulométrique des particules en amont. Il n'y aura pas forcément beaucoup de différences dans la granularité et donc dans le faciès sismique.

A la différence des migrations latérales des complexes chenal-levées, **les migrations observées sur les chenaux dans le lobe sableux sont contrôlées par des processus uniquement allocycliques : interaction entre la dynamique des écoulements et la topographie préexistante.**

4.4. Les migrations latérales des zones d'érosion et de dépôt : impact du confinement

Dans la partie amont des unités progradantes vert clair et parme, des dépôts sont caractérisés par **une accrétion oblique** sur la pente de l'unité jaune (*Figure VII-16-a*) (*exemple des sous-unités sur le profil 54 sur la Figure VI-24, pentes latérales successives de 2 degré*). Le

maximum d'épaisseur et les premiers dépôts sont observés en bas de la pente. Ils sont de faible extension latérale par rapport aux suivants. Des terminaisons en biseau sont observées en s'éloignant de la pente (*configuration en onlap, et biseau de l'épandage de la sous-unité jaune sur le profil 54 sur la Figure VI-24*). Les réflecteurs ont des terminaisons en *onlap* sur cette pente. Les sous-unités internes sont aussi caractérisées par des terminaisons en *onlap*, les unes sur les autres. L'érosion est importante sur le flanc de l'unité jaune mais aussi sur les dépôts successifs (*forte érosion du flanc latérale de l'unité jaune sur le profil 26 et érosion de la moitié de la sous-unité 2 lors du dépôt de la sous-unité 3, Figure VI-24*). Les flancs de l'unité jaune ont une pente et une hauteur fortes. Ils matérialisent une pente latérale de forte hauteur (*Figure VII-16-a*). Comme les écoulements restent confinés dans la zone de transition, ils sont fortement contraints par ce nouveau dépôt. Ils ne peuvent aller directement dans les creux topographiques libres (parties occidentale et orientale de la dépression). Ils sont plaqués contre l'unité jaune. La concentration des écoulements dans la zone de transition induit une direction préférentielle des écoulements vers les dépôts de l'unité jaune.

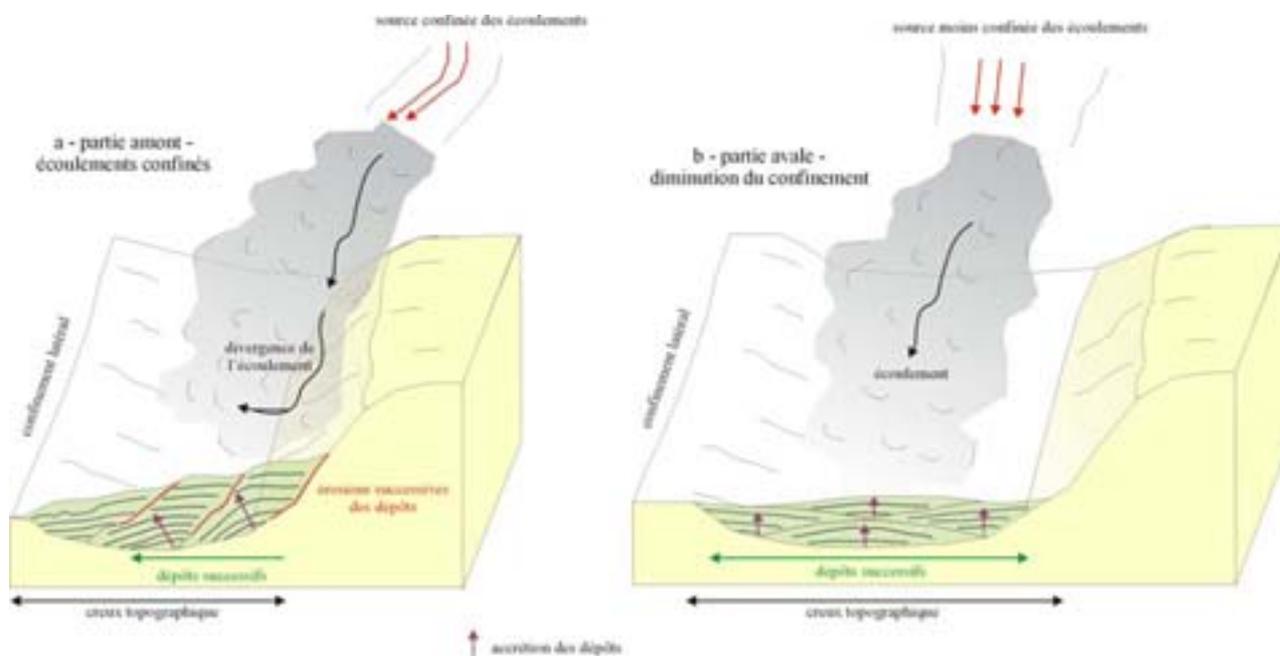


Figure VII-16. Impact d'une pente latérale sur la géométrie interne des dépôts et sur les migrations latérales des zones de dépôt et d'érosion dans le lobe en fonction du confinement des écoulements.

A l'approche de cette pente latérale, les écoulements sont fortement déviés et freinés (Figure VII-16-a). Des phénomènes de réflexion et de divergence engendrent une forte érosion de la pente et le dépôt des sédiments en bas de pente (Kneller, 1995 ; Kneller et Mc Caffrey, 1999). A partir d'expériences en canal, Kneller (1995) montre que l'épaisseur du dépôt à la base de la pente latérale est trois à quatre fois supérieure au dépôt d'écoulements non confinés. L'érosion est cependant importante dans ce cas car les écoulements sont dirigés contre cette pente (confinement dans la zone de transition). Le nouveau dépôt crée une nouvelle pente latérale pour les écoulements suivants, engendrant la répétition des processus

(érosion, *onlap*) et la migration latérale sont forcées. Les sous-unités se déposent en s'éloignant des flancs de l'unité jaune (Figure VII-16-a). Ce confinement des unités progradantes favorisent ainsi les migrations latérales et diminue la progradation des dépôts. La migration latérale des dépôts est limitée par le bord de la dépression où des terminaisons en *onlap* légèrement perturbées sont observées.

Plus en aval, les dépôts ne montrent pas l'organisation interne décrite précédemment (Profil 55 sur la Figure VI-24). Les gradients de pente sont similaires mais les dépôts **aggradent** (accrétion verticale) et il n'y a pas d'érosion sur la pente latérale (Figure VII-16-b). Les premiers dépôts ont lieu au centre du creux topographique nouvellement créé par l'unité jaune et la dépression. **Les dépôts sont empilés dans les creux topographiques créés par les dépôts précédents sans marque d'érosion.** Ils se déposent par **compensation**. Comme pour la zone amont, l'extension latérale des unités est contrôlée par les pentes latérales. Toutefois, les écoulements ne sont plus dirigés directement sur les pentes, ils s'écoulent dans le sens de la pente générale, vers le Sud. Ces pentes sont créées par la dépression initiale et par les dépôts successifs qui concentrent les écoulements dans les creux. **Les écoulements sont aussi réfléchis sur ces pentes mais de façon moins importante.** Seuls les bords de l'écoulement sont confinés.

Cette évolution amont-aval dans la migration des dépôts (Figure VII-16-b) est liée à **l'augmentation du volume du creux topographique et à une source des apports moins confinée par rapport à la zone de transition.** Cette augmentation du volume disponible à la sédimentation est liée à la forme initiale de la dépression avec une section plus large à cet endroit. **L'impact d'une pente latérale est donc fonction de la relation entre la direction des écoulements par rapport à la pente.** De plus dans la zone aval, les dépôts correspondent à des zones de remplissage des creux topographiques ou à des zones de construction de petites levées (paragraphe 4.3). Les écoulements dans cette zone ont perdu une partie de leur matériel en amont. L'augmentation de la section de la dépression va favoriser l'étalement et la divergence des écoulements. Ils sont moins érosifs et leur vitesse est probablement moins importante. L'extension latérale des dépôts est encore une fois limitée par les bords de la dépression mais cette fois-ci, les terminaisons en *onlap* sont nettes.

4.5. Migrations longitudinales : impact d'un relief frontal

La mise en place des unités et sous-unités du lobe n'est pas directement liée aux variations du niveau marin relatif (paragraphe 4.1). Le lobe se dépose pendant une baisse globale du niveau marin relatif. Les apports sont donc globalement stables ou de plus en plus fréquents. Dans ce cas, les unités internes devraient globalement prograder, ce qui n'est pas le cas (Chapitre VI). De même, le lobe actuel du Golo Sud se dépose lors d'une hausse du niveau marin relatif. Les unités dans ce lobe sont pourtant progradantes. **Ces deux exemples illustrent l'impact différent d'un relief frontal (pente frontale) sur la dynamique des écoulements en fonction de sa hauteur.** En effet, ce n'est que la hauteur de l'écoulement

en comparaison avec la hauteur et la forme d'un obstacle (dépôts précédents) qui détermine le degré de confinement de l'écoulement. En revanche, les gradients de pente et les vitesses des écoulements déterminent des géométries différentes.

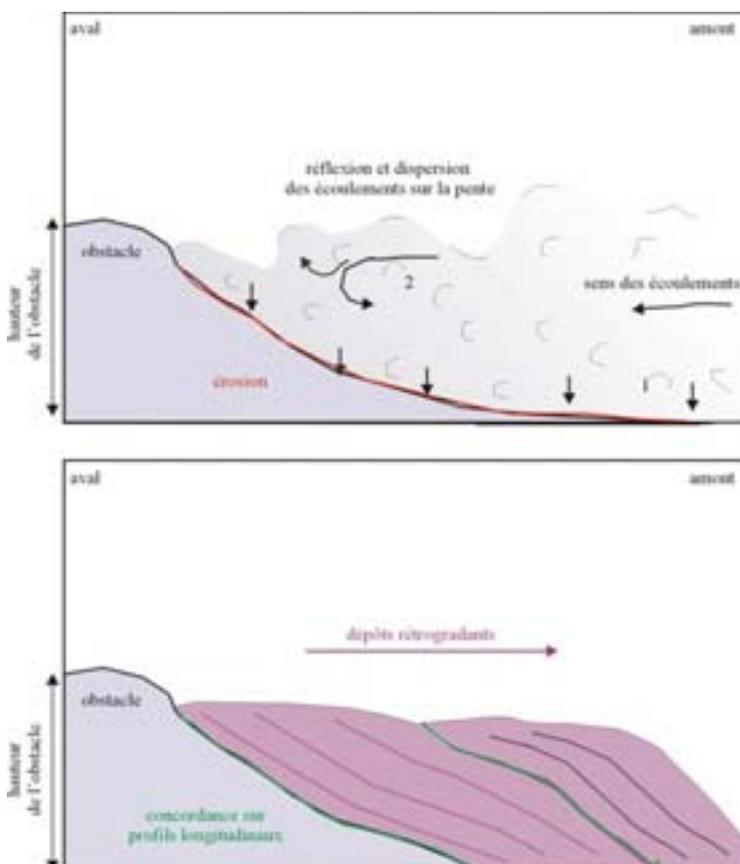
4.5.1. Relief frontal de hauteur supérieure à celle de l'écoulement

Deux configurations sismiques sont observées en fonction d'abord de la pente et ensuite de la vitesse des écoulements.

- **Pente faible :**

Les unités rétrogradantes se déposent dans la partie amont du lobe après le dépôt des unités progradantes. Ces unités progradantes occupent toute la partie distale du lobe. Les pentes créées par ces dépôts sont faibles ($0,1^\circ$ à $0,5^\circ$). Elles forment alors **une pente frontale trop haute pour que les écoulements puissent s'écouler plus en aval.** Ils ne peuvent pas non plus s'étaler latéralement car ils sont confinés par les pentes latérales de la dépression et des unités précédentes (dépression initiale et unité jaune).

Les écoulements lorsqu'ils arrivent sur cette pente sont érosifs (érosion des dépôts précédents dans la zone amont du lobe). Lorsque l'écoulement atteint la pente frontale, le changement de gradient de pente induit **une décélération rapide**, essentiellement de la couche basale laminaire, qui provoque des dépôts en masse à la base du flanc amont (impact frontal) (Figure VII-17). Pendant ce temps, la partie supérieure de l'écoulement légèrement plus turbulente n'est pas affectée en raison de la pente douce et continue sa progression. Cette décélération des écoulements engendre une augmentation de leur hauteur (Hand, 1974).



Cette augmentation ne suffit pas à franchir l'obstacle (40 m) et la partie sommitale des écoulements vient buter contre la pente (*Figure VII-17*). Le choc frontal engendre une dispersion de l'écoulement latéralement (déflexion, Kneller, 1995). **Les dépôts érodent la pente et se répartissent, tapissent la pente frontale et s'étalent perpendiculairement à l'axe de l'écoulement.** Ceci explique que l'on observe peu de variations dans la répartition des dépôts sur les différents profils sismique et essentiellement des dépôts rétrogradants. Les surfaces sont concordantes sur les profils longitudinaux et érosives sur les profils transversaux. Les réflecteurs sismiques sont parallèles à la pente frontale et ils sont caractérisés par des terminaisons en *onlap* sur la pente (*Figure VII-17* et *Figure VI-25*). **Des réflexions** peuvent favoriser le dépôt des particules sur le flanc amont de la pente (Kneller, 1995). Au fur et à mesure, les dépôts se déposent le long de la nouvelle pente frontale créée par le dépôt précédent en rétrogradant (*Figure VII-17*).

- **Pente forte :**

Sur des pentes fortes, **les écoulements sont freinés de façon brutale et ils déposent en masse des sédiments en bas de la pente** (*Figure VII-18*). Des terminaisons en *onlap* caractérisent les terminaisons des réflecteurs sur la pente (*dépôts en amont du glissement récent de la ride de Pianosa, pente de 3° et hauteur de 35 m, profil 39 sur la Figure VI-9*). Ces *onlap* sont associés à des dépôts fortement perturbés avec des surfaces sommitales très irrégulières.

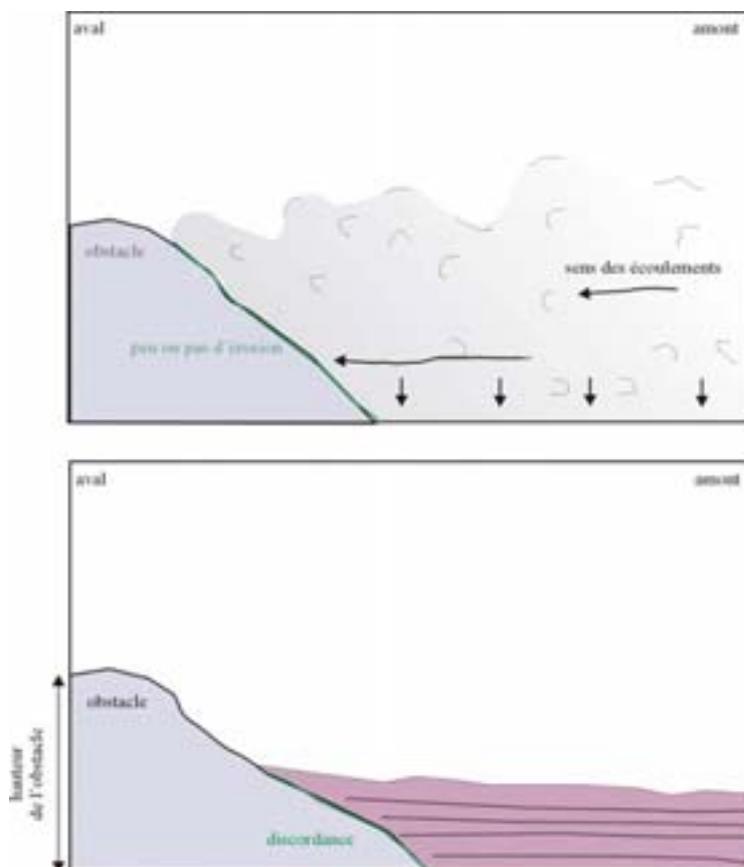


Figure VII-18. Impact d'un relief de hauteur supérieure à celle de l'écoulement et de forte pente frontale.

Des configurations en *onlap* beaucoup plus nettes et régulières sont également observées (*pente de la dépression >1°*, *Figure VI-17*). Elles correspondent cette fois à des zones d'épandage. Dans ce cas, une perte de compétence liée au comblement du creux topographique engendre une diminution des vitesses de l'écoulement. Ces *onlap* correspondent au remplissage d'un creux topographique. Les écoulements sont confinés par cette pente. Ils se biseautent rapidement et ne passent pas progressivement à la sédimentation hémipélagique.

Entre ces deux cas extrêmes, des configurations intermédiaires sont observées avec des écoulements qui déposent d'abord en bas de la pente. Les écoulements suivants peu à peu comblent le creux topographique en amont de l'obstacle et se répartissent progressivement sur la pente.

4.5.2. Relief frontal de hauteur inférieure à celle de l'écoulement

Dans le cas d'une pente frontale de hauteur inférieure à celle de l'écoulement, une partie de l'écoulement franchit l'obstacle (*Figure VII-19*). Lorsque l'écoulement atteint le nouveau relief, le changement de gradient de pente induit une décélération rapide essentiellement de la couche basale laminaire, qui provoque **des dépôts en masse sur le flanc amont** (impact frontal sur une pente douce). La décélération se poursuit sur le flanc amont. Pendant ce temps, la partie supérieure de l'écoulement plus turbulente n'est pas affectée et continue sa progression dans le sens de la pente. L'augmentation de la hauteur du relief sur le flanc amont provoque une diminution rapide de la section de l'écoulement, ce qui entraîne une accélération de la couche basale laminaire. Le dépôt des sédiments stoppe. **Sur la crête**, l'accélération de l'écoulement provoque un **début d'érosion suivi de la mise en place de dépôts moins épais**. **Sur le flanc aval**, une nouvelle augmentation du gradient de pente renforce l'accélération qui s'était amorcée avant la crête, et induit une **forte érosion**. Le dépôt des sédiments sur la crête et le flanc aval doit ainsi essentiellement se produire lors du passage du corps ou de la queue de l'écoulement, c'est-à-dire lorsque la vitesse a suffisamment diminué. **Le maximum de dépôt est observé dans les creux amont et aval créé par le dépôt de l'obstacle.**

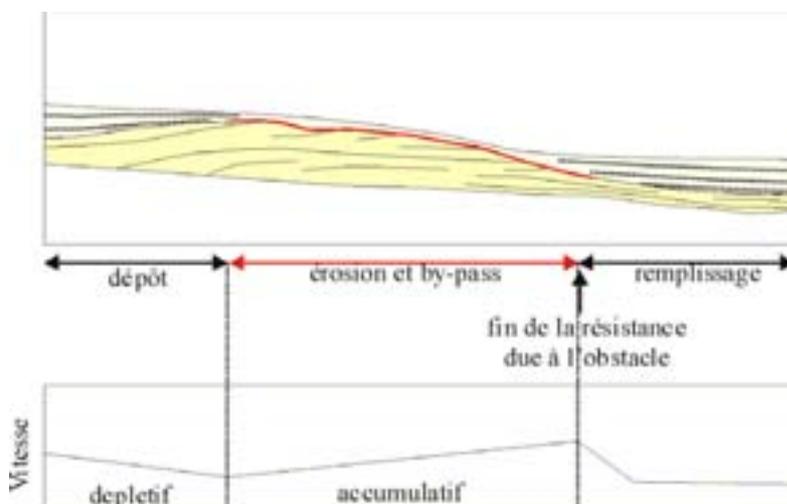


Figure VII-19. Impact d'un relief de hauteur inférieure à celle de l'écoulement.

Ces observations sont faites pour des dépôts à l'échelle des sous-unités internes des unités progradante (12 m d'épaisseur). Les progradations et rétrogradations des zones de dépôt et d'érosion des sous-unités sont contrôlées par la topographie créée par les sous-unités précédentes. Un très bel exemple est illustré par la *Figure VII-20* pour les sous-unités de l'unité jaune. Des configurations identiques sont observées au niveau des sous-unités internes de l'unité progradante vert clair (*sous-unité rouge sur la sous-unité jaune profil 34 sur la Figure VI-24*). Cette dynamique des écoulements a été décrite pour la construction des dunes géantes par Migeon (2000). A la différence des dunes géantes, les forts gradients de pente engendrent des configurations différentes pour les dépôts situés en aval. L'érosion des écoulements sur le flanc aval est beaucoup plus importante et les écoulements déposent en masse en bas de la pente. Ils perdent rapidement leur compétence. Des terminaisons en *onlap* caractérisent les terminaisons des dépôts sur le flanc aval de l'obstacle.

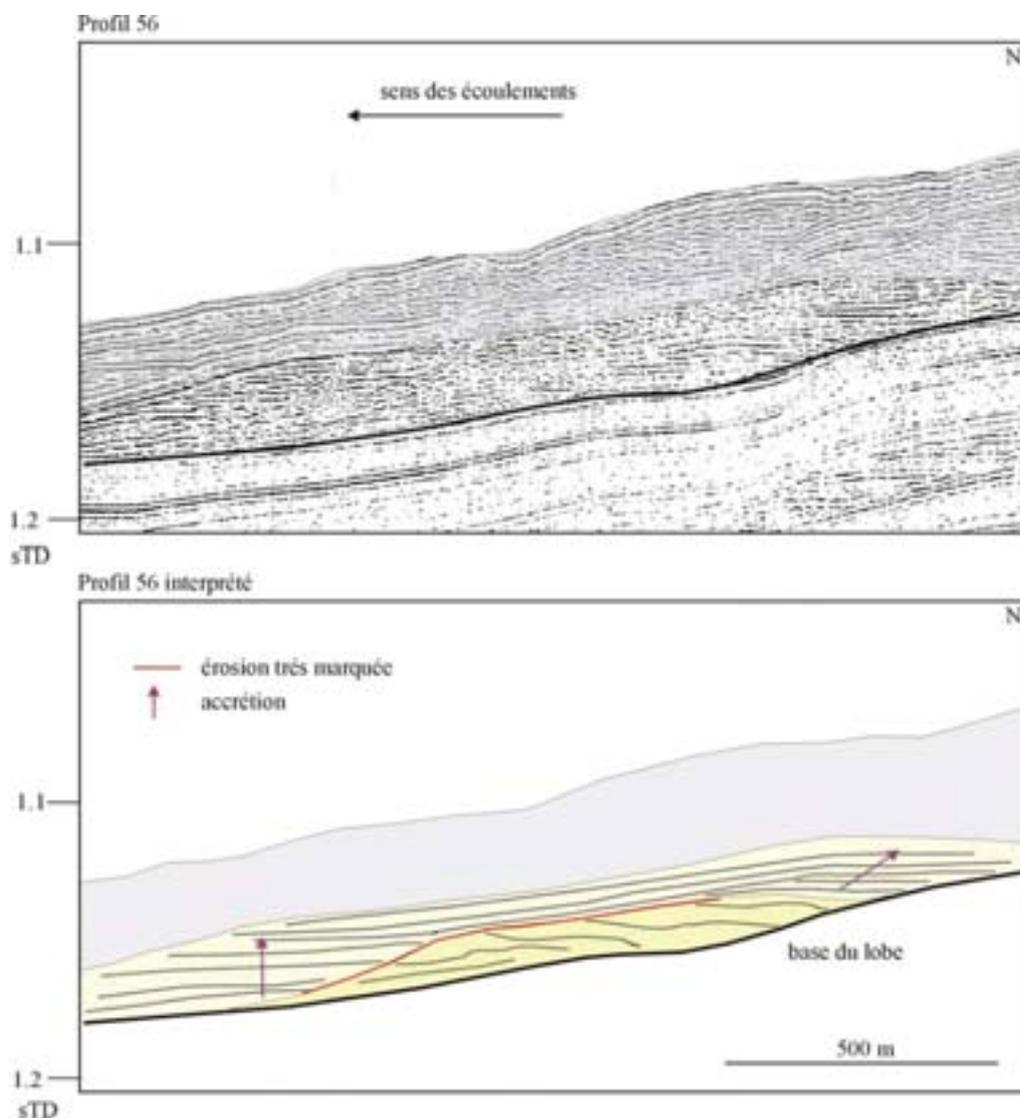


Figure VII-20. Profil sismique illustrant l'organisation interne des dépôts de deux sous-unités du lobe récent du Golo Sud.

4.6. Passage d'un état confiné à non confiné

Au cours du temps, on peut observer le passage d'un état confiné latéralement à non confiné en un même point du lobe. Dans la partie amont, les dépôts migrent latéralement vers l'extérieur du lobe en raison d'un fort confinement engendré par un obstacle latéral (paragraphe 4.4). Suite aux changements de la topographie engendrés par les dépôts, les écoulements peuvent circuler plus librement **favorisant la progradation des dépôts**. Deux exemples illustrent parfaitement ce changement : dépôt de l'unité parme sur l'unité jaune en l'érodant (*profil 55 sur la Figure VII-21*) et écoulements sur les sous-unités confinées latéralement pour l'unité vert clair (*sous-unité orange sur la Figure VI-24*). **Le passage d'un état confiné à non confiné latéralement favorise la progradation des dépôts. Le confinement par un obstacle latéral favorise les migrations latérales et freine la progradation des dépôts.**

4.7. Explication de la digitation du lobe : interaction complexe entre un obstacle latéral et frontal

Le lobe récent du Golo Sud montre un exemple très complexe de confinement par un obstacle frontal en fonction de sa hauteur et de sa forme. Il nous permet également de voir une autre conséquence d'un confinement latéral des écoulements et du passage d'un état confiné à non confiné. L'unité parme se dépose dans la partie distale Orientale du lobe (*Figure VII-21*). Elle forme une digitation. Les dépôts de cette unité sont **confinés latéralement dans la zone amont du lobe. Les écoulements sont déviés progressivement vers la ride de Pianosa** (*sens des écoulements sur le schéma (a) sur la Figure VII-21*). La pente latérale de l'unité jaune est donc fortement érodée (*érosion amont de l'unité jaune sur le profil 27 sur la Figure VII-21*). Les dépôts migrent progressivement vers l'Est jusqu'à être **confinés directement par la ride Pianosa** (*terminaisons en onlap sur le profil 55 sur la Figure VII-21*). A ce niveau **la faible épaisseur du glissement récent ne perturbe pas les écoulements**. Les écoulements s'écoulent le long de la ride, dans le sens de la pente vers le Sud.

En revanche, **la forte épaisseur du glissement de la ride** engendre une pente frontale de trop forte hauteur (*terminaisons en onlap sur le profil 40 dans la Figure VII-21*) (paragraphe 4.5.1). En raison de l'absence d'un confinement latéral, **les écoulements sont probablement dispersés autour de cet obstacle** (*sens des écoulements sur le schéma (a) sur la Figure VII-21*) (Kneller, 1995). Le confinement des écoulements dans la partie amont du lobe et par le glissement récent de la ride engendre la formation d'une digitation.

A la suite de ces dépôts, les écoulements ne sont plus gênés latéralement dans la partie amont. Il y a **progradation des dépôts vers la zone distale du lobe** (paragraphe précédent) (*sens des écoulements sur le schéma (a) sur la Figure VII-21*). Les écoulements érodent de façon très importante l'unité jaune. Les écoulements suivent la plus forte pente et vont se déposer en aval de l'unité jaune pour former la coupelle (*profil 27 et 40 sur la Figure VII-21*). La surface de l'unité jaune correspond à **une zone de by-pass et d'érosion sédimentaire importante** (schéma 2 sur la *Figure VII-21*).

4.8. Conclusions sur la signification des unités et des sous-unités internes et de leurs migrations et estimation de la hauteur des écoulements à partir du confinement

Le lobe actuel du Golo Sud (unité 5 dans le Chapitre VI) correspond à une contraction du lobe liée à de moindres apports en volume et à des écoulements plus riches en sable lors du début de la dernière hausse du niveau marin relatif (paragraphe 2.2). Contrairement aux unités rétrogradantes du lobe récent, les sous-unités sont progradantes. Les écoulements ne sont pas confinés pas les dépôts précédents du lobe. **La progradation ou bien la rétrogradation des unités et des sous-unités internes des lobes ne sont donc pas directement liées aux variations du niveau marin relatif.** Ces migrations sont décrites quelles que soient les variations du niveau marin. Toutefois, le lobe récent du Golo Sud (type 1) est composé d'un grand nombre d'unités et de sous-unités par rapport au lobe actuel (type 2). Le nombre de sous-unités est fonction des volumes apportés au bassin. **Les variations du niveau marin relatif influent indirectement sur le nombre d'unités et de sous-unités internes en conditionnant le volume des apports.**

La distinction entre unités progradante et rétrogradante dans le lobe récent signale le passage à des d'écoulements très fortement confinés. Ces unités ne sont rétrogradantes que par manque de place. Les dépôts précédents forment un obstacle frontal de trop forte hauteur et la dépression initiale empêche les migrations latérales des dépôts. Il est probable que sans le confinement par la dépression, les écoulements se seraient dispersés de part et d'autre de cet obstacle, comme cela est observé pour l'unité parme avec le glissement de la ride (paragraphe 4.5.1) (dans le cas du Golo, vers l'Ouest et l'Est).

Seule l'interaction entre la dynamique des écoulements (vitesse, hauteur et direction) et la topographie préexistante (hauteur et gradient de pente de l'obstacle) détermine le degré et le type de confinement (latéral, frontal) et donc la répartition des dépôts, leurs migrations latérale et longitudinale et leur géométrie interne. Les dépôts se font par compensation. Le degré de confinement détermine des processus de compensation plus ou moins forcés (migrations latérale et longitudinale fortement contraintes dans la partie amont du lobe).

Nous avons décrit la dynamique des écoulements à partir des carottes prélevées sur le lobe (paragraphe 1.4.5). Toutefois, les résultats obtenus sur le confinement nous permettent de préciser la hauteur des écoulements. La séparation entre unités progradantes et rétrogradantes marque l'arrêt des débordements des écoulements et le confinement frontal par les dépôts précédents. Elle nous permet de caractériser **la hauteur des écoulements sur le lobe.** Le confinement total par les unités progradantes suggère qu'ils ont une hauteur inférieure à 40 m. Toutefois, nous avons vu que ce choc frontal, augmente la hauteur des écoulements lorsqu'ils se répartissent sur la pente. Cette augmentation ne suffisant pas, il est probable que les écoulements avaient une hauteur bien inférieure à 40 m. En revanche, les écoulements ont des hauteurs supérieures à la dizaine de mètres car ils s'écoulent au-dessus des sous-unités du lobe.

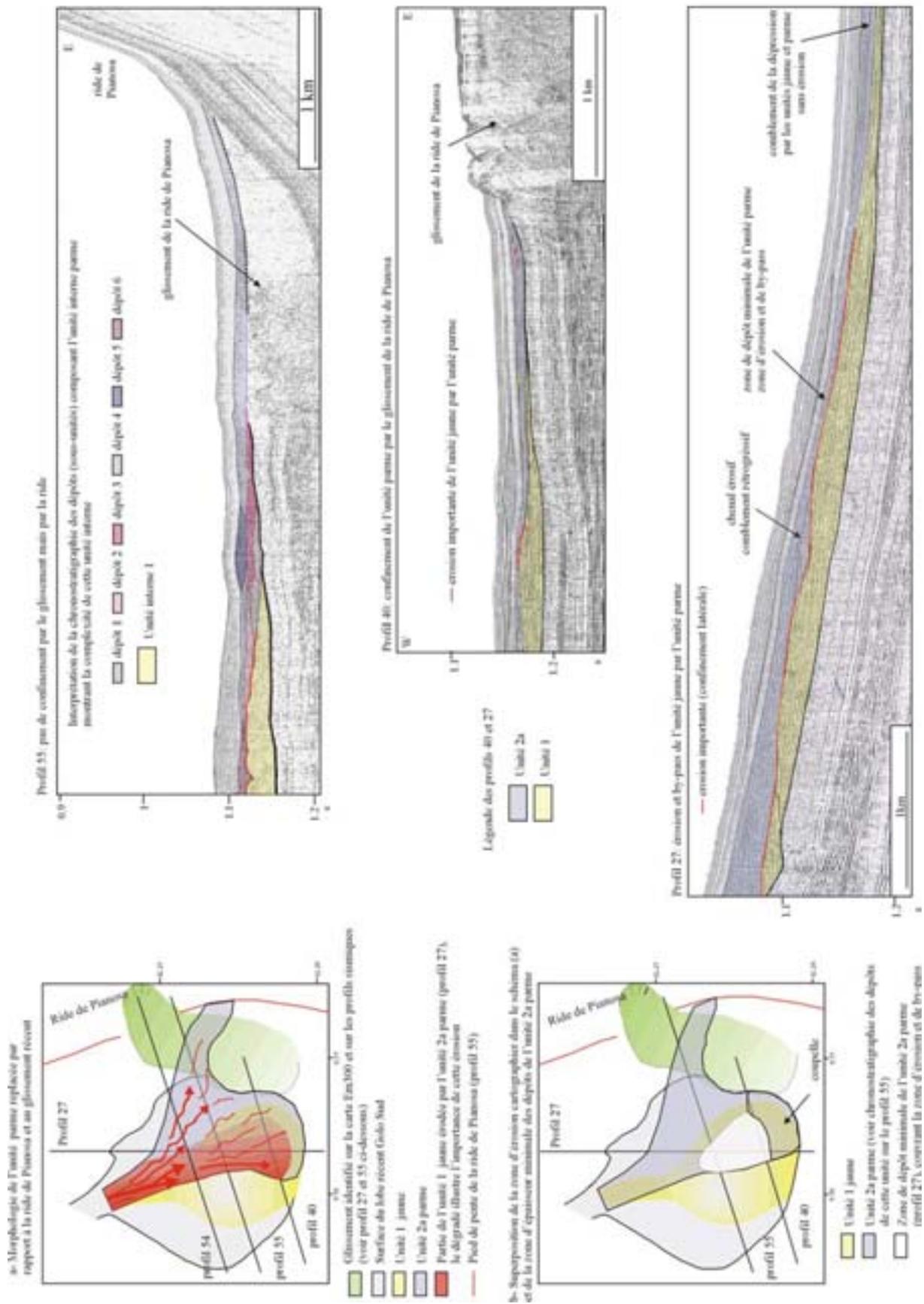


Figure VII-21. Mise en place de la digitation du lobe récent du Golo Sud. Explications dans le texte.

La forte érosion des sous-unités suggère que les écoulements étaient probablement plus hauts que ces sous-unités (*Figure VII-20*). La hauteur des écoulements est donc comprise entre 10 m et 40 m. D'après les résultats d'expérience en canal de Kneller (1995), un écoulement de hauteur (0,70*hauteur de l'obstacle) est complètement confiné. **Nous pouvons penser qu'une hauteur inférieure à la vingtaine de mètres est raisonnable pour les écoulements responsables de la mise en place du lobe récent du Golo Sud.** Cette hauteur correspond à la profondeur du chenal aval dans la zone de transition où il n'y a pas de débordement (Chapitre VI).

5. Modèle conceptuel de construction d'un lobe sableux distal

Les dépôts observés au niveau du débouché du chenal Golo Sud pour les étapes J à L correspondent aux dépôts du lobe récent et actuel du Golo Sud (de 30 000 ans BP à 15 000 ans BP).

La lithologie sableuse de la source, la morphologie du bassin confiné par la ride de Pianosa et enfin la topographie préexistante créée par les paléo-lobes et les glissements depuis la ride et le plateau induisent un creux topographique, **dépression initiale** où les écoulements sont canalisés et **confinés** (*Figure VII-12*) (paragraphe 4.1). Au début de l'étape J-K, le complexe chenal-levées a migré vers le Sud en raison du paléo-lobe de l'étape précédente (étape I-J, lobe au Nord) et de la pente générale vers le Sud du Canal de Corse. Le complexe prograde et vient s'installer dans un creux topographique créé par les paléo-lobes : création d'une zone de transition. Les écoulements durant cette période sont riches en sable et en vase. La construction de levées engendre le délestage des fines en amont. Les écoulements dans la zone de transition sont peu hauts et très riches en sable avec des vitesses importantes. Le chenal dans la zone de transition est donc caractérisé par un faible développement des levées.

Les forts gradients de pente aux abords de la dépression initiale (paragraphe 4.2) induisent une forte érosion par les premiers écoulements dans la zone amont du lobe : **accentuation de la forme de la dépression. Le dépôt préférentiel se fait au centre de la dépression** en suivant le gradient de pente (début du dépôt de l'unité jaune) (*Figure VII-22-1b*). Au fur et à mesure du dépôt, les écoulements commencent à être confinés et ils se répartissent, en fonction des gradients de pente, dans les creux topographiques créés par les dépôts précédents (relief de hauteur inférieure à celle de l'écoulement, *Figure VII-19*).

Lorsque le centre de la dépression est comblé, les écoulements suivants, **confinés dans la zone de transition**, érodent de façon importante les dépôts précédents dans la zone amont du lobe.

Dans la zone médiane du lobe, là où les dépôts précédents sont de plus forte épaisseur, les premiers écoulements (dépôt de la première sous-unité parme) sont contraints par l'unité jaune et redirigés par les nouveaux gradients de pente vers l'Est (*Figure VII-22-2a*). Ils

viennent buter contre les dépôts précédents de l'unité jaune qui forment **une pente latérale et confine les écoulements** (*Figure VII-16-a*). Cela induit une érosion importante de la pente de l'unité jaune et les dépôts successifs de l'unité parme. Les dépôts de l'unité parme sont caractérisés par de l'accrétion oblique. Ils subissent **une migration latérale forcée** vers l'extérieur de la dépression. Cette migration latérale est stoppée par les bords de la dépression. Au fur et à mesure de la migration, les écoulements érodent et accentuent la forme initiale de dépression et commencent à élargir, par érosion, la zone de transition.

Dans la partie aval du lobe, les écoulements sont moins confinés. Les dépôts aggradent. Les migrations latérales sont moins forcées et elles se font cette fois par **compensation** simple (*Figure VII-16-b*). Les migrations longitudinales des corps sédimentaires sont également fonction des creux topographiques créés par les dépôts précédents (*Figure VII-19*). Ces migrations sont encore une fois contraintes par le confinement de la dépression initiale.

En raison des changements de la topographie engendrés par les dépôts dans la zone amont du lobe, les écoulements peuvent circuler plus librement, favorisant la progradation des dépôts sur l'unité parme. Cette progradation engendre une érosion importante du sommet de l'unité jaune.

Au bout d'environ 400 ans (paragraphe 4), **les dépôts ont comblé la partie distale de la dépression et forment un obstacle frontal plus haut que les écoulements** (*Figure VII-17*). Avec une énergie et une capacité de transport identiques aux précédents, les écoulements érodent les dépôts précédents dans la zone amont du lobe. En revanche, les écoulements sont rapidement **complètement confinés par cet obstacle frontal et viennent se répartir dessus en rétrogradant progressivement** (*Figure VII-22-2b*). Les processus d'érosion sur la pente et entre les écoulements sont faibles. **Les dépôts rétrogradent jusqu'à combler complètement toute la partie orientale de la dépression, forçant probablement une avulsion du chenal dans la zone de transition** vers l'Ouest.

Dès lors, il y a dépôt de l'unité vert clair dans la partie distale du lobe (*Figure VII-22-3a*) suivis de la rétrogradation progressive des dépôts de l'unité vert foncé (*Figure VII-22-3b*) avec répétition des différents processus décrits précédemment. Ainsi, la dépression initiale est comblée en moins de 15 000 ans.

Les nouvelles pentes permettent le développement du petit chenal du lobe actuel du Golo Sud (*Figure VII-22-5*). Les écoulements sont très riches en sable et érodent les dépôts précédents du lobe récent du Golo Sud. **Les dépôts migrent latéralement et longitudinalement en fonction de la topographie préexistante.** Bien qu'il ne soit pas fortement confiné par les dépôts précédents, le lobe actuel ne prograde pas de façon importante en raison de la lithologie très sableuse des écoulements liée au début de la hausse du niveau marin relatif (paragraphe 3).

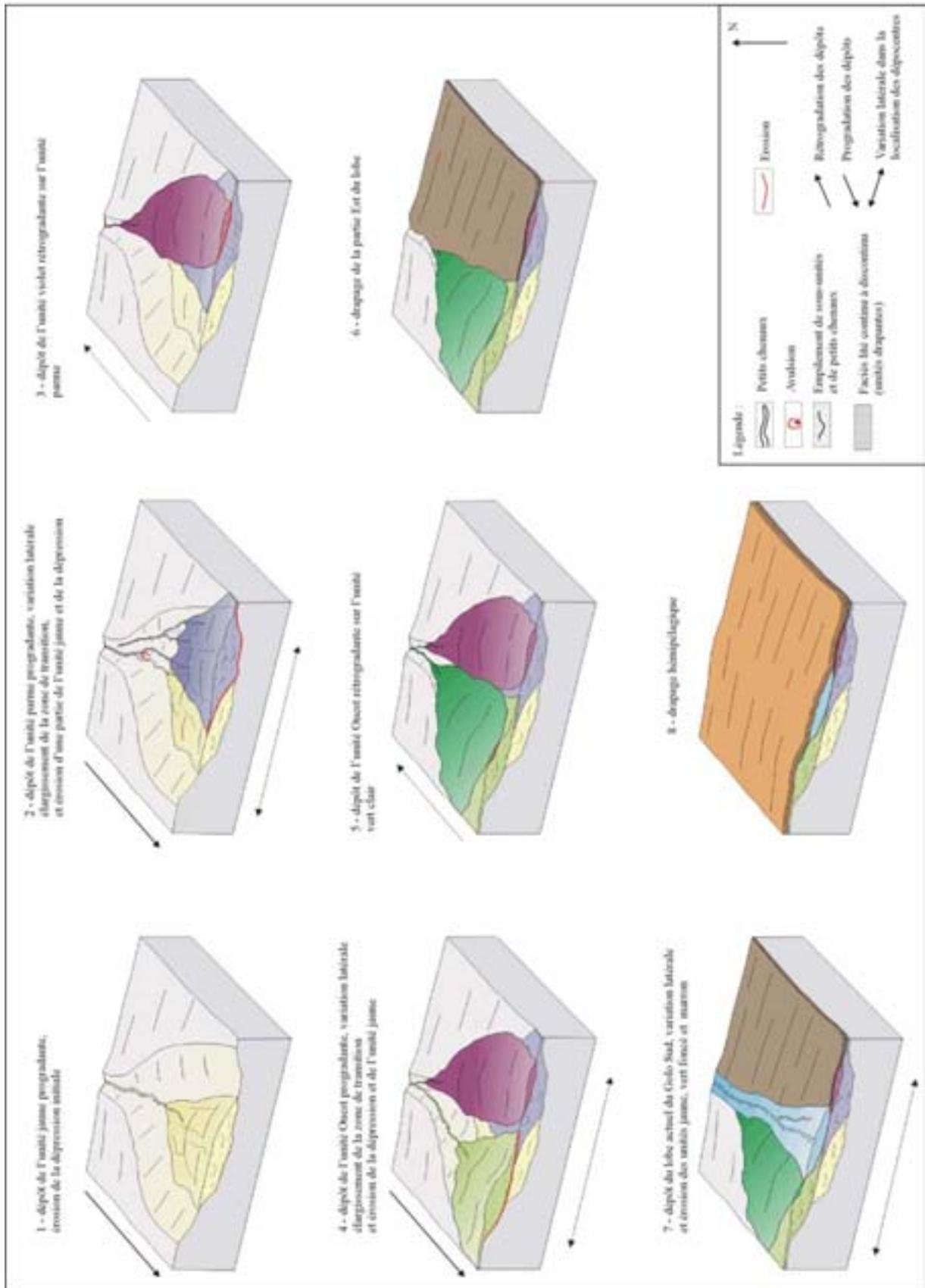


Figure VII-22. Schémas illustrant la mise en place des lobes récent et actuel du Golo Sud.

Ainsi, la zone amont du lobe est alors caractérisée par des zones d'épandage qui comblent rapidement le creux topographique (HARP's ?) et qui permettent par la suite l'installation et **la progradation des petits chenaux. Les processus d'érosion sont importants. Des zones distales d'épandage** sont observées aux débouchés des petits chenaux **où les processus d'érosion sont moindres** (faciès sismique identique aux zones d'épandage de progradation) (*Figure VII-23-a*). Au fur et à mesure du comblement du creux topographique, **les dépôts rétrogradent et les chenaux précédents sont comblés** (HAR's ?) (*Figure VII-23-b*).

Au fur et à mesure de la construction du lobe, les processus d'érosion restent très importants dans la zone de transition et dans la partie amont du lobe en raison de la nature des écoulements et de leur confinement (paragraphe 4.2).

Au final, **les zones de transition et amont du lobe** sont caractérisées par un empilement de zones d'épandages et de chenaux érosifs comblés (*Figure VI-12 et Figure VII-23-coupe 1*).

La partie médiane du lobe est caractérisée par un empilement de zones d'épandages qui alternent avec des chenaux érosifs présentant parfois des levées frustrées (*Figure VII-23- coupe 2*). Ces zones d'épandages correspondent au comblement de creux topographiques lors de progradation des dépôts. Elles correspondent également aux épandages distaux rétrogradants des dernières étapes de construction du lobe. L'érosion est encore forte. Quelques niveaux hémipélagiques pourront, toutefois, ne pas être totalement érodés.

La partie distale du lobe est caractérisée par un empilement d'épandages distaux où les processus d'érosion sont faibles à nuls qui alternent avec des niveaux hémipélagiques (*Figure VII-23-coupe 3*).

La mise en place d'un lobe sableux est donc caractérisée par des processus d'érosion très importants, et des migrations latérales et longitudinales plus ou moins forcées par le degré de confinement des dépôts précédents et de la dépression initiale. La répartition des zones d'épandage et d'érosion, la localisation des dépo-centres, la géométrie des dépôts et l'architecture des corps sédimentaires dépendent de processus essentiellement autocyclus, du degré de confinement des écoulements par la topographie préexistante.

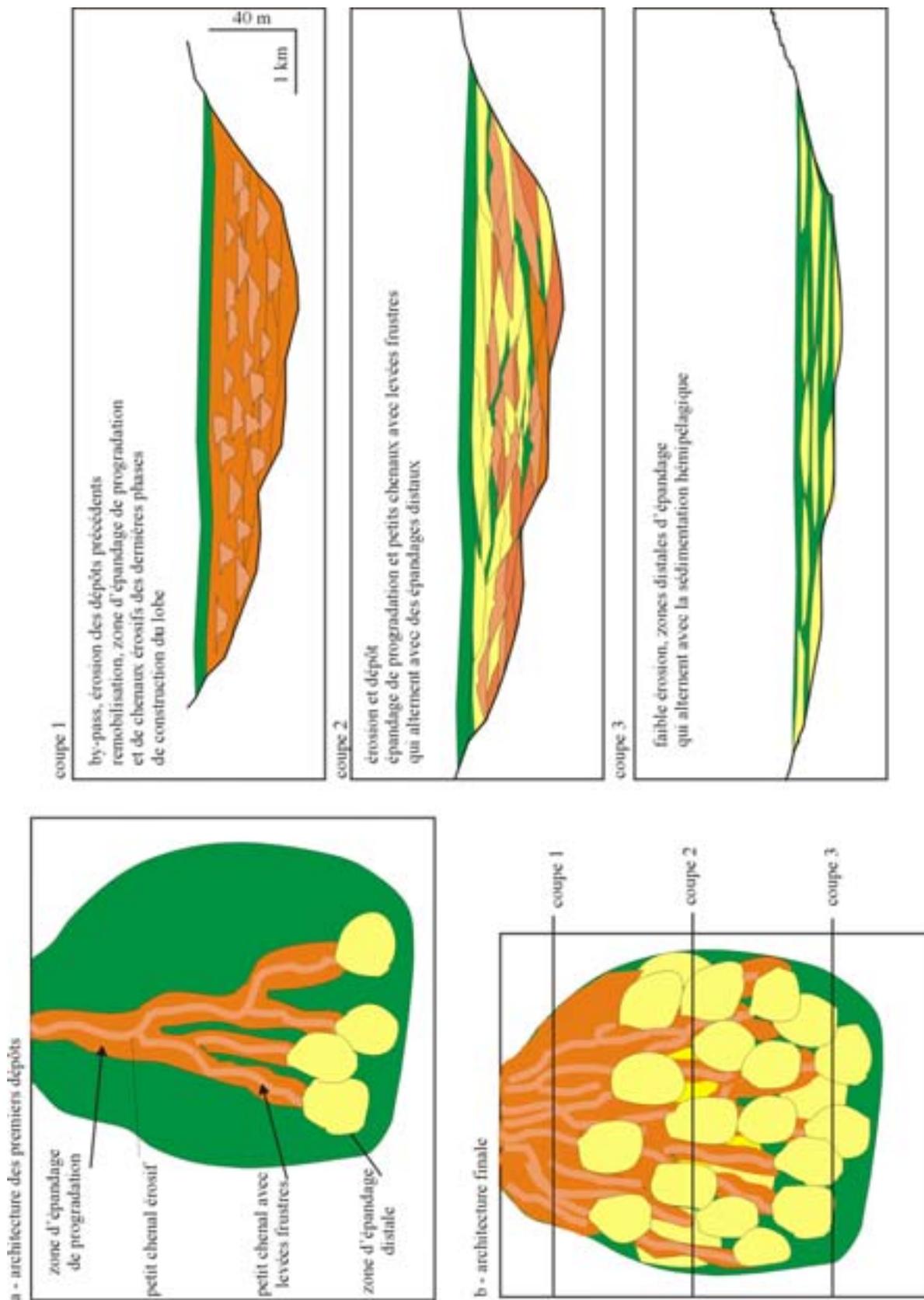


Figure VII-23. Schémas illustrant l'architecture d'un lobe sableux confiné et la répartition des zones d'érosion et de dépôt.

6. Synthèse sur les facteurs de contrôle

La *Figure VII-24* synthétise l'ensemble des résultats obtenus dans ce travail sur les facteurs de contrôle de la sédimentation, les paramètres à prendre en compte et les conséquences observées sur le système du Golo. Le facteur le plus important contrôlant la morphologie, la géométrie et l'architecture des dépôts des systèmes sableux semble être **la nature et la source des écoulements** en relation avec la topographie préexistante (contexte tectonique), la position de la source et les variations du niveau marin (climato-eustatiques au cours du Quaternaire). **La variabilité** observée au niveau de la morphologie, de la géométrie et de l'évolution spatio-temporelle au sein du système du Golo **est induite par des différences dans l'initiation et la nature des écoulements qui alimentent les canyons liées aux variations du niveau marin relatif et à la position des canyons par rapport à la source. Le confinement régional** induit l'aggradation du système et l'existence de source multiple. **Le confinement local par la topographie préexistante** (complexes chenal-levées stables, paléo-lobes) a également une influence sur les migrations des dépôts (importance des migrations longitudinales, migrations latérales des chenaux (avulsion et progressive), et compensation des lobes).

Cette figure illustre **les relations complexes et l'interdépendance qui existe entre ces facteurs. Elle montre également la multitude de paramètres à prendre en compte si l'on veut comprendre la variabilité de la répartition des dépôts et de leur évolution sur ce type de marge.**

La prédiction des caractéristiques de chaque corps sédimentaire passe par une bonne connaissance (*Figure VII-24 et Figure VII-25*):

- *du volume et la nature de sédiments* apportés qui influence le type d'écoulement (écoulement type 1 versus type 2) ;
- *du mécanisme d'initiation* qui dépend de la topographie préexistante de la marge (présence de plusieurs vallées sous-marines, leur localisation par rapport à la source) et des variations du niveau marin relatif et qui influence à la fois le type et l'évolution des écoulements et donc où se localisent les dépo-centres (développement de levées, lobes proximaux versus distaux, alimentation majoritaire des canyons proches de la source)
- *la morphologie du bassin* comprenant les gradients de pente, la topographie préexistante ainsi que le possible confinement des écoulements (bassin confiné, pentes fortes, ride de Pianosa) qui influence sur la progradation ou aggradation du système. *Ce confinement* contrôle l'architecture, la géométrie et la répartition des zones de dépôts et d'érosion (migrations latérales et longitudinales des dépôts) à l'échelle du système et à l'intérieur des lobes sableux. Ce confinement est, soit régional et lié à la morphologie de la marge, soit local et lié aux reliefs et aux creux topographiques formés par les dépôts précédents (chenalisation plus ou moins stable, lobes, glissements, unités internes, sous-unités).

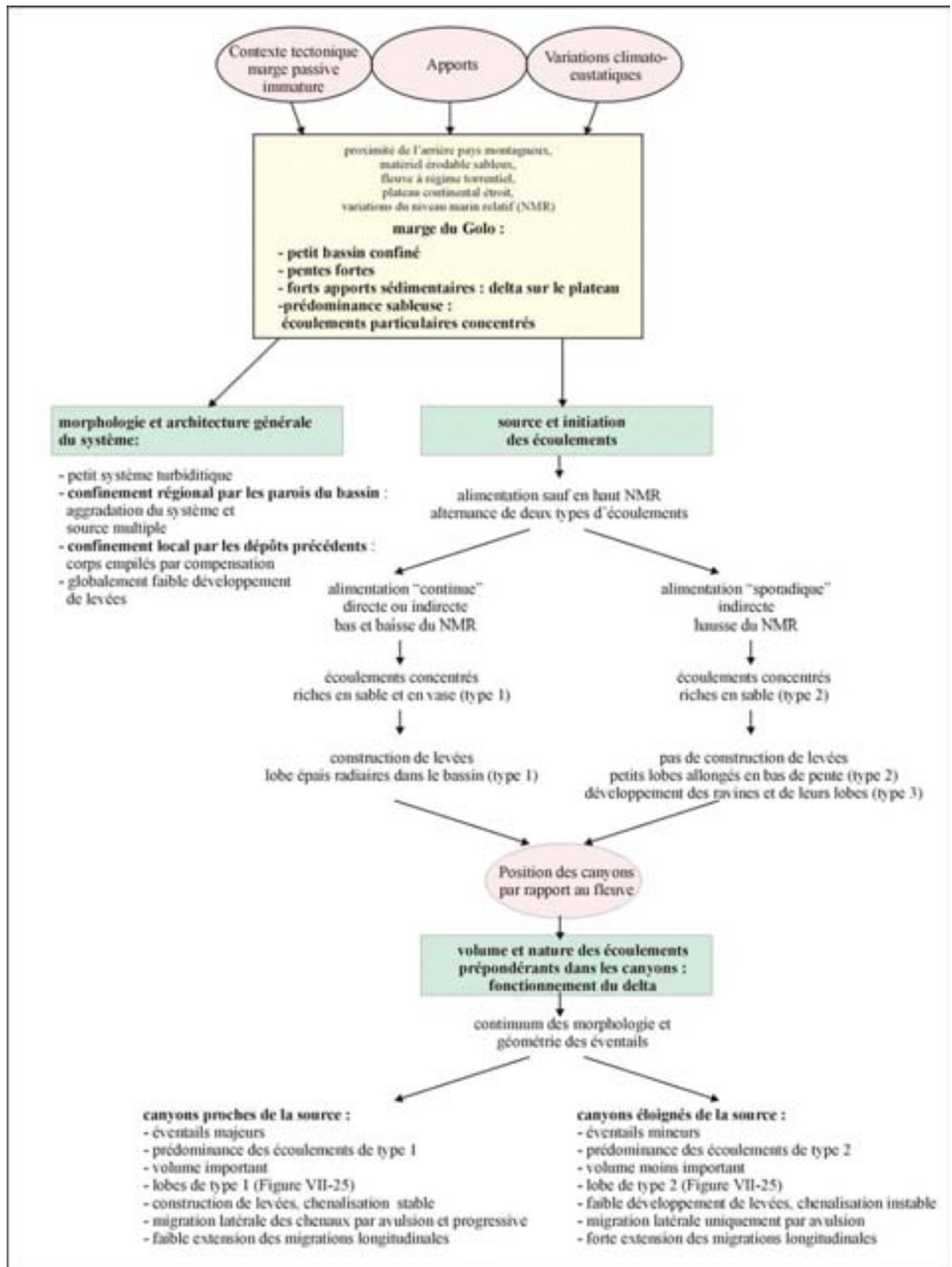


Figure VII-24. Facteurs contrôlant la morphologie et l'architecture du système turbiditique du Golo.

Dans le détail, pour les lobes sableux, la progradation ou bien la rétrogradation des unités et des sous-unités internes des lobes ne sont pas directement liées aux variations du niveau marin relatif. Les variations du niveau marin relatif influent sur le nombre d'unités en conditionnant le volume des apports. Toutefois, **seule l'interaction entre la dynamique des écoulements** (vitesse, hauteur et direction) et **la topographie préexistante** (hauteur et gradient de pente de l'obstacle) **détermine le degré et le type de confinement** (latéral, frontal). Le degré de confinement détermine **la répartition et l'organisation des corps (sous-unités) à l'intérieur du lobe, leurs migrations latérale et longitudinale et leur géométrie interne**. Il détermine des processus de compensation plus ou moins forcés (migrations latérale et longitudinale plus contraintes dans la partie amont du lobe). La distinction entre unités progradante et rétrogradante dans le lobe récent signale le passage à des d'écoulements très fortement confinés.

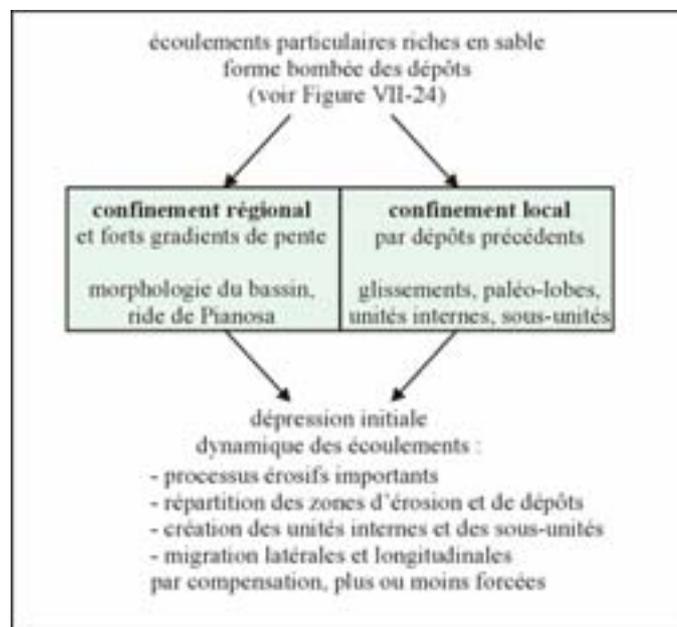


Figure VII-25. Facteurs de contrôle de l'édification des lobes sableux distaux du Golo.

7. Comparaison du système du Golo avec des systèmes profonds modernes

Cette étude concerne un exemple de petit système turbiditique sableux confiné en domaine profond. Le système du Golo montre 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), et avec d'autres systèmes localisés le long de la marge Est-Corse, tel que le Tavignano et le Fium'Orbo (Guiomar, 1998).

Dans ces environnements similaires, les plateaux sont étroits et un fleuve fournit le matériel sableux. Plusieurs vallées sous-marines alimentent des corps dans le bassin qui sont caractérisés par des morphologies et géométries variables. On reconnaîtra très souvent le développement préférentiel de certains objets sédimentaires et la présence de petits lobes

particuliers tels que le Pineto ou le Fium Alto (Golfe de Corinthe, Piper et al., 1990 ; système de l'Ebre, Nelson et Maldonado, 1988 ; Système du Eel, Field et al., 1999).

L'impact de la topographie préexistante est souvent observé (morphologie des éventails, migrations latérale et longitudinale des dépôts). Le bassin réceptacle est caractérisé par de forts gradients de pente. Les obstacles peuvent être les parois du bassin, une ride, ou un haut fond : ride de Santa Monica-Catalina pour le système du Hueneme (*Figure VII-26-a*), un haut-fond pour le système du Navy. Ce haut fond engendre la séparation du bassin en deux petits bassins confinés (*Figure VII-26-b*) (Piper et Normark, 1983). Dans le système du Navy, les processus de débordement sont essentiellement dus à la morphologie du chenal. Dans les systèmes du Hueneme et du Dume (marge Californienne), les creux topographiques créés par les dépôts des lobes précédents orientent les écoulements et conditionnent les migrations latérales des dépocentres (cycles de compensation, Piper et al., 1999). La morphologie du chenal du système du Toyama est fonction de la morphologie du bassin (Mer du Japon, Nakajima et al., 1998). Des différences dans la nature des corps sédimentaires existent en fonction de la place disponible et de la présence d'une ride (ride Yamato) qui forme un Canal et contraint les écoulements. Les chenaux sont caractérisés par des levées basses. En revanche, au débouché du canal, le chenal développe des levées hautes. Le confinement par la morphologie du bassin réceptacle est quelquefois décrit pour des bassins de grande taille où des diapirs de sel conditionnent la formation de petits bassins confinés : bassin du Congo-Zaïre (*Figure VII-26-e* ; Sikkema et Wojcik, 2000). Badalini et al. (2000) montrent clairement l'impact de la morphologie du bassin réceptacle dans le Golfe du Mexique par des passages latéraux très abrupts sur les pentes (*Figure VII-26-c*). La partie distale du bassin est caractérisée par des dépôts avec des terminaisons en *onlap*. L'impact de la topographie existante est très clairement montrée par la mise en évidence des processus de compensation au niveau des dépôts dans un bassin (*Figure VII-26-d*).

Il est à noter que le confinement local créé par les dépôts précédents est également décrit sur des systèmes de marges passives. Sur l'éventail du Zaïre, le confinement des dépôts est observé au niveau de certaines avulsions du chenal (Babonneau, 2002). De même, l'influence de la morphologie du chenal est décrite par Migeon (2000) pour expliquer les champs de dunes géantes. A la différence de ce système où le confinement est local et dépend de processus autocycliques (Babonneau, 2002), **la sédimentation du système du Golo**, et des systèmes sableux modernes décrits précédemment est caractérisée par des processus autocycliques et allocycliques : **confinement local ou régional** qui détermine l'extension et la morphologie générale du système. A la différence des grands systèmes de marges passives, les systèmes sableux sont confinés dans des bassins réduits.

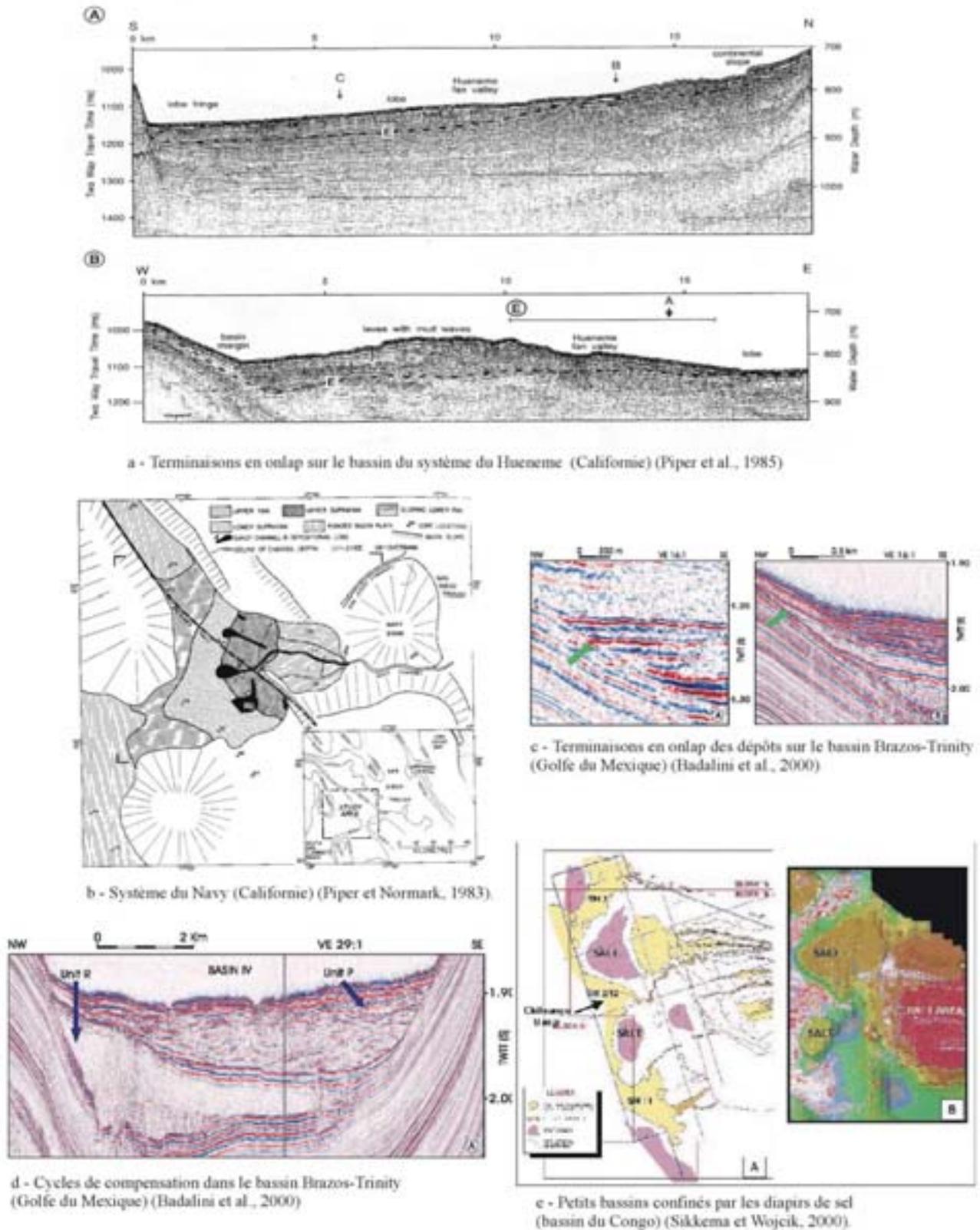


Figure VII-26. Exemple de systèmes sableux modernes confinés.

Ces systèmes montrent clairement **une activité turbiditique en relation avec les variations climato-eustatiques** : Fium'Orbo et Tavignano (Gauthier et Prone, 1980; Guiomar, 1998) systèmes du Valencia (Palanques et al., 1994) et du Navy (Normark et Piper, 1985). En revanche, une activité différente est observée pour le Hueneme qui présente une importante activité holocène probablement liée à la forte sismicité régionale (Piper et Normark, 2001). En Mer du Nord, le système du Tay (Paléogène), est contrôlé par des variations très hautes fréquences du niveau marin relatif (Jennette et al., 2000)

Des écoulements identiques à ceux observés sur la marge du Golo, i.e. alternance d'écoulements plus ou moins riches en sables (type 1 et 2), sont décrits sur le Hueneme (Piper et Normark, 2001). Sur le Fium'Orbo, deux canyons sont actifs simultanément, mais seulement pendant un temps très court (Guiomar, 1998). A la différence du système du Hueneme (Normark et al., 1998), plusieurs canyons fonctionnent simultanément sur la marge du Golo. En revanche, **selon les variations du niveau marin relatif et selon leur position par rapport au fleuve, l'alimentation des différentes vallées sous-marines** est différente à la fois en volume et dans la nature des écoulements. Ceci conditionne **la grande variabilité** des morphologies, géométries et répartition des dépôts. Un fonctionnement inégal des vallées sous-marines a été décrit dans le Golfe de Corinthe par Piper et al. (1990). Sur cette marge, des ravines sont fréquentes. L'influence des conditions hydrodynamiques sur le plateau, favorisant une alimentation différentielle des vallées sous-marine, est également observée sur le système du Hueneme.

Cette étude apporte des informations jusqu'alors méconnues **sur l'impact de la topographie à l'intérieur d'un lobe distal sableux**. Elle montre la variabilité des configurations sismiques à l'intérieur des lobes confinés et en détermine l'origine en fonction du degré de confinement. Elle montre aussi la complexité des processus de construction d'un lobe confiné et **l'importance du confinement dans la répartition des zones d'érosion et de dépôt** (paragraphe 2). Selon, Piper et Normark (2001), chaque niveau sableux d'épaisseur métrique observé sur les données sismiques boomer de l'éventail moyen du Hueneme correspond au dépôt d'un seul événement. Des petits chenaux identiques à ceux décrits en grand nombre dans le lobe du Golo sont également décrits sur le système du Hueneme (Piper et Normark, 2001). L'étude du lobe apporte des informations sur le fonctionnement de ces chenaux ainsi que sur leur évolution spatiale (paragraphe 4.3).

Une organisation interne similaire des lobes est décrite sur le Var et le Zaïre (Bonnell, comm. pers.) et sur des images GLORIA du Mississippi (Twichell et al., 1991).

Les facteurs de contrôle de la sédimentation des systèmes sableux confinés profonds décrits dans la littérature sont identiques à ceux observés sur le système du Golo (Figure 24). **Ils induisent des morphologies globales variables en raison du confinement différent, conditionné par la morphologie particulière de chaque bassin. La compréhension des variations dans la source d'alimentation du bassin et le type**

d'écoulements ainsi qu'une bonne connaissance de la topographie préexistante (confinements régional et local) sont fondamentaux pour prédire et évaluer la géométrie, l'architecture, ainsi que la distribution des faciès.

8. Exemple de systèmes fossiles comparables et apports de cette étude

Les critères de reconnaissance dans les systèmes anciens sont différents de ceux utilisés dans les systèmes modernes. Les études sur les systèmes modernes utilisent essentiellement des critères morphologiques et géométriques d'ensemble. 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). 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.

La résolution et la quantité des données acquises sur la marge du Golo permettent de franchir un pas. **Cette étude apporte de nombreuses informations pour l'interprétation des géométries des dépôts et la reconstitution des paléo-environnements et des paléopentes dans les systèmes anciens. Elle apporte à la fois des précisions et met en garde contre l'interprétation des géométries dans les systèmes anciens, où les données environnementales sont souvent incomplètes** (position du plateau, de la source, paléopentes). Cette étude replace les différents corps sédimentaires dans leur contexte environnemental. Elle montre bien la variabilité de ces corps mais aussi la répétition de processus à différentes échelles d'observation. Ces résultats peuvent fournir des renseignements pour les études dans l'ancien où une partie des problèmes rencontrés est la reconnaissance des géométries des corps sédimentaires et la reconstruction paléogéographique. En effet, une des difficultés techniques rencontrée dans l'étude des systèmes anciens est le manque de données sur la morphologie générale du système et donc sur les différents environnements de dépôts (où se situait la source, connexion entre les différents complexes, corps et leur évolution longitudinale).

La marge Est-Corse correspond à une série de petits bassins confinés comparable à ceux décrits dans les systèmes sableux anciens. Quel que soit le système, les systèmes sableux sont essentiellement décrits dans des bassins étroits, de petites tailles et souvent dans des zones où la tectonique est un facteur de contrôle (Mutti et Normark, 1987). Un analogue fossile de la marge Est-Corse serait le système des Grès d'Annot (Joseph et al., 2000). La morphologie du bassin des grès d'Annot, segmenté en plusieurs petits bassins connectés entre-eux, explique les variations de la dynamique des écoulements déduites à partir des affleurements. Comme sur la marge du Golo, le confinement des écoulements est décrit

comme le facteur prépondérant de contrôle influant la localisation et la forme des dépocentres des dépôts sableux fossiles. Les obstacles vont avoir des conséquences à la fois sur la morphologie générale des systèmes mais aussi sur la dynamique des écoulements qui y circulent (Kneller, 1995). Cet impact est déduit de l'observation de terminaisons de bancs (*onlap*, biseaux abrupts) et de structures sédimentaires indiquant des processus de réflexion des écoulements due à une pente latérale (Kneller et al. 1991). Cet impact est observé dans les grès d'Annot (Joseph et al., 2000), et en particulier dans le bassin du Peïra Cava (Amy et al, soumis).

Dans la suite de cette partie, je mettrai en évidence la variabilité observée sur la marge du Golo et les précisions qu'elle apporte.

Le lobe du Golo est caractérisé par **des sources d'apports multiples** liées à son confinement régional. **Les directions d'écoulements** pour la construction des lobes récents sont donc multiples (apports des glissements depuis la ride et le plateau continental). Dans ce cas, elles ne signifient pas des phénomènes de réflexion ou déflexion des écoulements sur une pente.

La distinction entre dépôts chenalisés et non chenalisés est souvent utilisée dans les systèmes anciens pour faire la séparation entre l'éventail moyen et l'inférieur selon le modèle de Mutti et Ricchi Lucci (1972) (Chapitre I). La marge du Golo montre que des dépôts chenalisés existent jusque dans l'éventail inférieur (lobe distal). Les chenaux y sont alors moins larges et profonds (300 m de large pour une profondeur de moins de 5 m sur le lobe récent du Golo Sud). Quelques chenaux de petite taille décrits dans l'ancien (largeur variant de 900 à 4000 m et profondeur de 14 à 110 m) pourraient-ils correspondre aux chenaux secondaires du système du Golo ? De plus, l'étude sur le système du Golo, montre que ces petits chenaux sont décrits dans plusieurs environnements de dépôts ;

(1) le lobe proximal et distal du Golo Sud dans le bassin, où ils présentent peu ou pas de levées,

(2) le lobe distal avec des levées frustrées,

(3) les ravines qui alimentent les lobes Pineto et Fium Alto sur la pente ou encore

(4) les petits chenaux développés très rapidement sur la pente jusque dans le bassin par les deux éventails mineurs Biguglia et St Damiano.

Sur la marge du Golo, la taille des chenaux et le développement ou non de levées, ne caractérisent pas une partie proximale ou distale du système.

De même, **la reconnaissance d'un dépôt de lobe dans un système sableux ne marque pas forcément la limite distale du système.** Ces systèmes développent souvent plusieurs lobes qui se situent plus ou moins profondément dans le bassin. Par exemple, le lobe Pineto se situe sur la pente et ne marque pas la limite distale du système du Golo. Le lobe du Golo Nord peut se situer en bas de pente ou dans la partie distale du bassin.

A l'intérieur des dépôts de lobe, Mutti et Ricchi Lucci (1972) décrivent des cycles de compensation pour expliquer les variations des épaisseurs des niveaux sableux (stratocroissants). Un cycle de compensation correspond aux variations verticales de plusieurs niveaux de sables sur une épaisseur totale pouvant varier de 15 m sur le lobe proximal à moins de 2 m sur le lobe distal (Mutti et Normark, 1987). Selon Mutti et Ricchi Lucci (1972), un lobe est un paquet de niveaux sableux qui alternent avec des niveaux argileux. A l'intérieur d'un paquet, plusieurs cycles de compensation sont décrits. Ces lobes pourraient-ils correspondre aux sous-unités internes décrites dans le lobe récent du Golo Sud ? Si tel est le cas, les cycles de compensation correspondraient alors à des processus ayant lieu dans les sous-unités internes du lobe récent du Golo Sud. En effet, les sous-unités internes de l'unité vert clair du lobe récent du Golo Sud ont des épaisseurs variant de 7 m à 15 m.

Le fait que l'on répète le processus de compensation à une échelle de plus en plus petite (architecture des lobes, architecture des unités internes, architecture des sous-unités) suggère que **le schéma des cycles de compensation de Mutti et Ricchi Lucci (1972) observés à l'échelle des variations des lits correspondent aux mêmes processus de compensation décrits à des échelles différentes sur le système du Golo.**

Des dépôts résultant **de glissements** sont fréquemment décrits dans les systèmes fossiles. Cette étude montre que des glissements sont observés dans le lobe récent du Golo Sud et à proximité. Toutefois, ces glissements proviennent de sources extérieures. Ils ne correspondent pas à des écoulements venant du chenal majeur.

Les géométries des corps avec une bonne continuité latérale sont difficiles à déterminer à l'affleurement. Certaines géométries, par exemple **les terminaisons en *onlap* ou en biseaux** sont souvent utilisées pour déterminer le degré de confinement d'un système et reconstituer les paléo-pentes et paléo-environnements de dépôt. Dans le cas du système du Golo, **des terminaisons en *onlap* et en biseaux caractérisent non seulement des environnements de dépôt différents et des positions distales et proximales :**

- les terminaisons latérales des lobes sur la ride de Pianosa, sur les glissements de la ride et du plateau, sur les paléo-lobes. Ces terminaisons indiquent effectivement le confinement de ce lobe par la morphologie du bassin réceptacle et par la topographie créée par les dépôts antérieurs. L'étude sur le lobe récent du Golo Sud montre que des terminaisons en *onlap* légèrement plus perturbées pourraient marquer la partie proximale du lobe où les écoulements sont énergétiques et érosifs. Toutefois, la configuration du lobe récent montre que des terminaisons similaires sont observées sur les glissements de la ride et du plateau, situés dans la partie distale du lobe ;
- les terminaisons latérales des dépôts dans le lobe au niveau des unités internes et des sous-unités ;
- les terminaisons des réflecteurs dans le remplissage des complexes chenal-levées majeurs ou des petits chenaux dans le lobe.

Dans un système confiné, des *onlap* marquent à la fois des dépôts de lobe, des dépôts de remplissage de chenaux, de petits chenaux dans le lobe, ou encore de creux topographiques à l'échelle des sous-unités du lobe (zone d'épandage). **La configuration des terminaisons dépend du degré de confinement créé par la topographie préexistante plutôt que de la nature du dépôt sédimentaire (lobe, chenal et petit chenal).**

Ces terminaisons sont souvent utilisées pour reconstituer les paléo-pentes. L'étude détaillée du lobe récent du Golo Sud montre que des terminaisons similaires marquent l'impact d'un obstacle latéral et frontal en position distale ou proximale. De même, elle montre toute la complexité des configurations observées en fonction du degré de confinement et de son évolution (paragraphe 4).

Cette étude montre la possibilité et la nécessité de comparer les connaissances acquises sur les systèmes anciens et celles sur les systèmes modernes : lithologie dans l'ancien et morphologie et contexte environnemental dans le moderne. Les nouvelles techniques d'investigation (sismique 3D) et des carottages de grande longueur permettront de franchir un autre pas dans cette voie qui permettra dans un avenir proche de pouvoir corréler les deux échelles d'observations.

9. Réservoirs : répartition des sables

Plusieurs dépôts riches en sable sont observés sur la marge du Golo. Toutefois, tous ne constituent pas des réservoirs potentiels de qualité similaires.

La partie amont des complexes chenal-levées majeurs est stable (aggradation). **Des dépôts sableux sont connectés entre eux** en raison de l'érosion importante (*Figure VII-27-1*). Ces dépôts s'observent d'amont en aval du chenal sur des largeurs variant de 800 m à 700 m sur des profondeurs variant de 350 m à 40 m à l'entrée du lobe. Ces dépôts sont latéralement contraints par les levées sédimentaires. Toutefois, ces dépôts ne sont pas identiques en terme de réservoirs. Le chenal aval contient moins de dépôts sableux en raison de la forte fréquence des avulsions. Dans la zone amont du chenal, les migrations latérales ne sont pas trop fréquentes. Ceci permet une bonne continuité des dépôts sableux sur plus de 80 m d'épaisseur (*Figure VII-7*). De plus, dans cette partie amont, **les migrations progressives des chenaux majeurs engendrent la continuité des dépôts sableux sur plus de 800 m de large et 110 m de profondeur** (*Figure VII-7*) (*Figure VII-27-2*).

Les écoulements qui atteignent le lobe au débouché du chenal majeur **sont très riches en sable** (paragraphe 1). Le confinement des écoulements conditionne l'empilement des dépôts sableux à l'intérieur le lobe et des processus d'érosion qui régissent la connectivité des dépôts. Cet empilement vertical plutôt que latéral engendre des dépôts caractérisés par des terminaisons en biseaux et en *onlap*. **La zone de connectivité maximale des dépôts sableux est observée dans la partie amont en raison des processus d'érosion importants et de la forte énergie des écoulements** (*Figure VII-27-3*). Plus en aval, des niveaux d'hémipélagites

sont observés (Figure VII-27-4). Toutefois, les processus d'érosion restent encore suffisamment importants pour permettre la connexion des corps sableux. En revanche, la partie distale du lobe est caractérisée par une nette diminution de la connexion des corps (Figure VII-27-5).

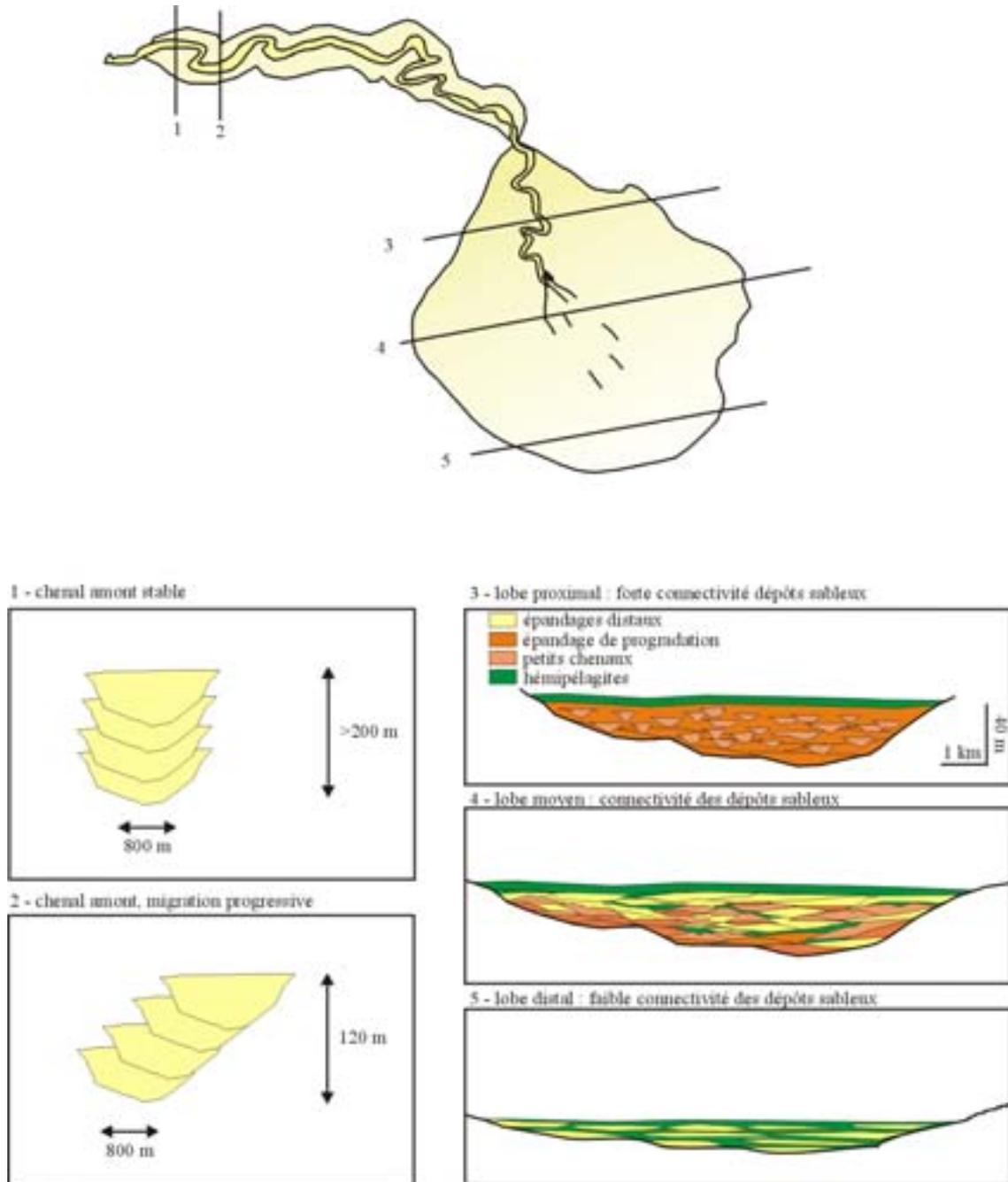


Figure VII-27. Schémas illustrant la géométrie des corps sableux et leur possible connectivité. Attention aux échelles.

La qualité des données acquises sur la marge du Golo permet de faire **le lien entre les dépôts sableux du chenal et ceux du lobe**. En terme d'épaisseur, les deux mètres de sable

déposés dans le chenal (KCO 58) correspond aux quinze mètres déposés au débouché du chenal (lobe actuel, étape K-L).

La compréhension de la nature et de l'extension des terminaisons en *onlap* à l'échelle de la marge est importante, car elle permet de comprendre l'hydrodynamique des processus et l'interaction entre les écoulements gravitaires et la morphologie du fond. Pour le géologue pétrolier, il est important de bien pouvoir caractériser les terminaisons des lits ou des niveaux sableux car elles conditionnent la qualité du réservoir en évitant les phénomènes de dismigations. Des terminaisons en *onlap* et en biseaux caractérisent les terminaisons latérales des lobes soit sur le bassin soit sur les pentes créées par les dépôts précédents. La géométrie de ces *onlap* pourra renseigner que le degré de confinement des écoulements et donc des dépôts. En effet, des phénomènes de déformation des terminaisons caractérisent plutôt un environnement proximal dans le lobe (paragraphe 4). **Le drapage hémipélagique séparant les lobes de la marge (période de moindre activité ou de faible activité turbiditique dans le bassin) permet de former un piège de bonne qualité en assurant une bonne étanchéité au toit du réservoir.**

L'érosion, par exemple des dépôts du lobe récent par ceux du lobe actuel, permettra une connexion entre quelques lobes de la marge. Le confinement des dépôts sableux régional et local (dépôts antérieurs) permet la formation de pièges de grands volumes. Par exemple, la partie amont du lobe récent du Golo Sud représente un volume de 1200 km³ (49 km² pour 40 m d'épaisseur).

Les éventails mineurs représentent un risque pour l'exploitation dans le sens qu'ils sont caractérisés par une plus grande variabilité dans la répartition des dépôts. Des volumes et des connexions des dépôts sableux des chenaux similaires aux chenaux des éventails majeurs ne sont pas décrits. En revanche, les lobes distaux de ces éventails, caractéristiques les périodes d'activité intermédiaires dans le bassin, peuvent représenter des réservoirs potentiels.

Les marges sableuses confinées représentent un intérêt pétrolier important en raison du confinement général des dépôts sableux. Ce confinement est observé de l'échelle régionale jusqu'à l'échelle des écoulements sur la marge du Golo. Les dépôts sableux des chenaux majeurs et des lobes distaux représentent d'importants réservoirs de très bonne qualité (connectivité et étanchéité).

Conclusions et perspectives

1. Rappel des objectifs

Les processus et les facteurs de contrôle de la sédimentation turbiditique sableuse profonde sont peu décrits dans la littérature. Les modèles récents ne permettent pas une bonne prédiction de la variabilité morphologique et faciologique rencontrée. La démarche actuelle est donc de travailler sur les objets élémentaires composant les systèmes turbiditiques et de déterminer les facteurs environnementaux et morphologiques responsable de leur édification.

L'objectif de ce travail s'est calqué sur cette approche. Il s'agissait de caractériser morphologiquement, sismiquement et lithologiquement, **les objets sédimentaires composant un système sableux, avec une résolution très haute, et expliquer leur variabilité en déterminant les facteurs de contrôle** Un objectif plus précis était de **décrire pour la première fois, à cette échelle, l'organisation interne des lobes sableux distaux en domaine profond et leurs mécanismes d'édification** .

Ce travail devait aboutir :

- à l'élaboration de modèles conceptuels de construction d'une marge sableuse profonde et des lobes sableux distaux ;
- à la synthèse des facteurs de contrôle de la sédimentation turbiditique sableuse.

2. Synthèse des principaux résultats et perspectives

Le travail présenté dans ce mémoire a répondu à de nombreuses questions et a clarifié certains points.

(1) Concernant l'étude du système du Golo

Quelles sont la morphologie, la géométrie et l'architecture du système turbiditique sableux du Golo au cours du Quaternaire terminal ?

La zone d'étude est caractérisée par un plateau continental relativement étroit qui est alimenté de façon importante en matériel sableux par le fleuve Golo. Ce matériel sableux provient de l'érosion de l'arrière-pays montagneux qui se situe à moins de 15 km de la côte. Le maximum de sédimentation est observé dans le Canal de Corse, dépression méridienne, qui est limitée à l'Est par la ride de Pianosa. La présence de la ride de Pianosa, parallèle à la marge Corse, confine la sédimentation turbiditique et engendre ainsi l'aggradation du système plutôt que sa progradation au cours du Quaternaire terminal. **Le système du Golo correspond à un système turbiditique sableux confiné.**

Le système du Golo, jusqu'à cette étude, était cartographié comme un éventail sableux unique multi-lobé. Cette étude révèle que les apports importants n'ont pas construit un éventail sous-marin avec une vallée majeure unique. **Le système du Golo est en fait composé de plusieurs vallées sous-marines qui alimentent plusieurs corps non-coalescents sur la pente ou dans le bassin.**

La quantité et la qualité des données nous ont permis de définir à une échelle comparable à celle utilisée sur les systèmes anciens, la morphologie et la géométrie interne de **plusieurs objets sédimentaires** (canyons, ravines, chenaux, levées et lobes). Les résultats montrent qu'il existe **une grande variabilité** de ces objets au sein d'un même système, tant au niveau de leurs morphologie, géométrie interne et lithologie, que de leurs localisation et évolution spatio-temporelle.

Deux éventails majeurs (Golo Sud et Golo Nord) sont caractérisés par des complexes chenal-levées bien développés, stables et sableux, qui alimentent dans le bassin des lobes sableux, épais, de grande superficie et de forme radiale. **Deux éventails mineurs** (Biguglia et St Damiano) sont caractérisés par des complexes chenal-levées peu développés, instables, qui alimentent rapidement de petits lobes, peu épais et de forme allongée en bas de pente. **Les lobes** se caractérisent par une forme lenticulaire, convexe et sont riches en sables. Des chenaux secondaires s'y développent. Bien que des levées soient observées, **leurs extensions verticale et horizontale ne sont pas comparables avec celles des grands systèmes vaseux**. De même, elles sont caractérisées par des granularités plus sableuse.

Globalement, il existe **un continuum des morphologies et géométries du Sud vers le Nord de la marge pour les quatre éventails** : (1) diminution de la profondeur et largeur des canyons, (2) diminution de la profondeur, longueur, largeur, et de la sinuosité des chenaux, (3) diminution de la hauteur et extension des levées, associées avec une augmentation des teneurs en silt, sable et carbonates et (4) diminution de la taille et épaisseur des lobes, avec passage de formes essentiellement radiales à des formes allongées.

Deux ravines alimentent deux petits lobes sur la pente, uniquement lors de la dernière phase de construction de la marge. Ces lobes sont caractérisés par des géométries internes différentes des lobes précédemment décrits (réflecteurs sigmoïdes). Les bords des ravines sont caractérisés par des teneurs en silt, en sables et en carbonates supérieures à celles des éventails.

La sédimentation au Quaternaire terminal est caractérisée par l'empilement vertical et horizontal des objets sédimentaires. **Des migrations latérales par avulsion des chenaux** sont observées pour l'ensemble des éventails. **Des migrations latérales progressives** des chenaux caractérisent uniquement la partie amont des éventails majeurs. **Les lobes se déposent par compensation** dans les creux topographiques créés entre les dépôts précédents. **Des migrations longitudinales** sont décrites dans les éventails majeurs, mais elles sont de faible extension et les lobes sont essentiellement localisés dans le bassin. En revanche, dans les éventails mineurs, elles sont de forte extension : des périodes durant lesquelles les lobes se situent en bas de pente alternent avec quelques périodes durant lesquelles ils sont dans le bassin.

Quelles sont la nature et la dynamique des écoulements responsables de l'édification du système ?

Les écoulements qui participent principalement à la construction du système sont **des écoulements particuliers turbulents, plus ou moins concentrés, riches en sables et caractérisés par un fort contraste vertical de densité**. Ils sont composés d'une partie basale laminaire où sont concentrées les particules les plus grossières et d'une partie sommitale turbulente. La partie sommitale, bien que composée de particules plus fines, est aussi caractérisée par un rapport sable/argile fort. Ce sont des écoulements peu épais et caractérisés par un état le plus souvent supercritique et des vitesses importantes. Suivant les mécanismes qui initient ces écoulements, deux types sont décrits sur la marge :

- **des écoulements relativement continus, turbulents et concentrés, riches en sable et en vase** (type 1).

- **des écoulements plus sporadiques, plus concentrés, riches en sables, avec peu de fines et avec une partie laminaire plus développée que les précédents** (type 2).

Quelles sont les sources, l'initiation et l'évolution des écoulements ? Quels sont les facteurs environnementaux et morphologiques qui expliquent la variabilité des corps ? Quels sont les mécanismes d'édification d'un système sableux profond ?

L'originalité de la zone provient du fait que **les canyons et ravines du système peuvent fonctionner simultanément** malgré un axe d'alimentation continental unique : le fleuve Golo. **L'évolution paléogéographique du système du Golo au cours du Quaternaire terminal** (125 000 ans) est fonction des variations eustatiques et de la morphologie de la marge (localisation des canyons par rapport au fleuve) qui induisent une alimentation différentielle des canyons.

Lors des périodes de bas niveau marin relatif ou durant les périodes de baisse, les canyons de la marge sont alimentés de manière disparate. Les forts apports, via les distributaires d'un delta, engendrent soit une alimentation directe par le fleuve, soit une alimentation indirecte par des déstabilisations du plateau. Ces forts apports engendrent une alimentation relativement continue et un faible vannage des particules fines.

Les écoulements prédominants sont des écoulements concentrés riches en sable et en vase (type 1) qui permettent la construction de levées et le dépôt de lobes épais dans le bassin. Les écoulements déposent des lobes riches en sable au débouché des chenaux, par élimination progressive des fines lors des débordements en amont. Les canyons majeurs, les plus proches du fleuve, sont principalement alimentés. Ceci permet l'établissement d'une chenalisation stable et des migrations progressives des chenaux.

Lors des périodes de hausse du niveau marin relatif, les quatre canyons sont alimentés de façon équivalente mais les apports sont moindres. Les écoulements prédominants proviennent de déstabilisations sporadiques du plateau contenant des sédiments riches en sable carbonaté ayant des teneurs en fines très faibles (type 2). Ces écoulements sont liés à des

périodes où les apports du fleuve sont piégés sur le plateau. Ce piégeage permet alors le vannage des particules fines. Les déstabilisations des sédiments du plateau évoluent rapidement en écoulements ayant une partie sommitale turbulente. Il n'y a pas de construction de levées et les lobes sont de faibles épaisseur et superficie. Ils se situent en bas de pente ou dans le bassin en fonction de la prédominance des écoulements qui alimentent les éventails.

Lors d'un haut niveau marin, des sédiments hémipélagiques se déposent sur l'ensemble de la marge.

Ainsi, lors du Quaternaire terminal, la prédominance de l'alimentation des canyons mineurs par les écoulements de type 2 explique le faible développement des levées, l'instabilité des complexes chenal-levées et les migrations longitudinales fortes. La prédominance des écoulements de type 1 dans les éventails majeurs induit le développement d'une chenalisation stable et explique la faible extension des migrations longitudinale. En effet, cette chenalisation favorise le transport sédimentaire vers le bassin en confinant les écoulements. Les lobes des éventails majeurs, lors des périodes de hausse du niveau marin relatif, peuvent se situer dans le bassin.

Les ravines de la marge apparaissent et se développent uniquement lors du début de la hausse du niveau marin relatif qui succède à un bas niveau marin avec le plateau continental complètement émergé. Le delta est dans une position distale, très proche de la limite plateau-pente. La surcharge sédimentaire engendre probablement des glissements sur la pente qui expliquent la localisation de ravines et la géométrie particulière des lobes (réflecteurs sigmoïdes). Les ravines se connectent au rebord du plateau par érosion régressive, et développent une chenalisation frustrée qui permet l'évolution des déstabilisations en écoulements concentrés très riches en sables carbonatés.

En raison du confinement du bassin, plusieurs sources d'alimentation existent. Des instabilités de la ride et du plateau correspondent à des glissements en masse qui peuvent ne pas évoluer en écoulements de turbidité. Certains alimentent quand même le bassin. Ces glissements sont observés intercalés ou synchrones avec les lobes des éventails.

Ainsi, la variabilité des objets sédimentaires observée au niveau de la morphologie, de la géométrie et de l'évolution spatio-temporelle au sein du système du Golo **est induite par des différences dans l'initiation et la nature des écoulements qui alimentent les canyons. Ces différences sont liées aux variations du niveau marin relatif et à la position des canyons par rapport à la source. Le confinement régional** induit l'aggradation du système et l'existence de sources multiples. **Le confinement local par la topographie préexistante**, (complexes chenal-levées stables, paléo-lobes) a également une influence sur les migrations des dépôts (importance des migrations longitudinales, migrations latérales des chenaux (avulsion et migration progressive), et la compensation des lobes.

Même si cette étude apporte de nombreux résultats, certains points mériteraient d'être développés ou même approfondis.

Aucune activité holocène n'est observée sur la marge du Golo, probablement en raison des aménagements humains côtiers. Une étude, incluant les lâchés de barrage gérés par EDF, permettrait de réaliser un bilan global des flux de sédiments.

Une étude détaillée des dépôts du plateau permettrait de faire la liaison des dépôts plateau-pente, en particulier là où l'enregistrement est continu depuis la plateforme jusqu'au bassin profond, et de tester les modèles de stratigraphie séquentielle.

(2) Concernant l'étude des lobes sableux distaux

Quelles sont l'architecture et la géométrie internes détaillées d'un lobe sableux distal ?

Un lobe sableux est un empilement de corps sédimentaires de formes bombées, au sein desquels des processus complexes interviennent. Le lobe est confiné latéralement et longitudinalement par les pentes adjacentes. Il se dépose dans une dépression. Des terminaisons *en onlap* sont observées sur les pentes de la dépression. Ces pentes sont formées par la ride de Pianosa, par les glissements de la ride et par les paléo-lobes.

Le lobe se situe au débouché du complexe chenal-levées. Le passage du complexe chenal-levées au lobe est appelé « zone de transition chenal-lobe ». **Cette zone de transition est caractérisée par des processus d'érosion et de *by-pass* important.** Elle est caractérisée par un faciès chaotique et par des chenaux érosifs comblés caractérisés par un faciès sismique lité continu. Cette zone s'est construite au fur et à mesure du dépôt du lobe.

A l'intérieur d'un lobe, des surfaces de *onlap*, *toplap*, *downlap* et des terminaisons en biseau sont observées. L'érosion est importante. **Les corps sédimentaires à l'intérieur du lobe** (appelés sous-unités internes dans cette étude) reconnus sont de deux types :

- **des petits chenaux secondaires** (profondeur inférieure à 10 m, largeur inférieure à 300 m). Ces chenaux sont essentiellement érosifs dans la partie amont du lobe. Ils peuvent développer de petites levées frustrées dans des parties plus distales.

- **des zones d'épandages** caractérisées par des réflecteurs continus de forte amplitude. Ces zones correspondent soit uniquement au remplissage de creux topographiques au débouché d'un chenal (épandage distal), soit à la fois au comblement de la topographique et à l'installation d'un chenal (épandage de progradation).

Ces corps sont empilés verticalement et horizontalement. Ils se déposent en fonction des creux ou des reliefs créés par les dépôts précédents. **Des migrations latérales et longitudinales** sont décrites ainsi que les géométries particulières des corps qu'elles engendrent.

Ces corps s'organisent en unités de dépôt. Le lobe est caractérisé par un empilement d'unités internes. **Ces unités sont progradantes ou rétrogradantes en fonction de leur localisation et de l'organisation interne des corps :**

- **les unités progradantes** constituent la partie aval du lobe. Elles sont caractérisées par des migrations latérales et longitudinales des corps ;

- **les unités rétrogradantes** composent la partie amont du lobe et sont caractérisées par des corps qui rétrogradent.

Quelles sont la nature et la dynamique des écoulements qui participent à l'édification d'un lobe ?

Les écoulements au débouché du complexe chenal-levées sont **des écoulements concentrés, très riches en sable, énergétiques et peu épais**. Ils sont caractérisés par des vitesses importantes. **Les écoulements sont confinés dans une dépression initiale** et les gradients de pentes sont forts (supérieures à 1°). L'érosion est forte.

Dans la zone de transition, les écoulements sont confinés dans des chenaux. Il n'y a pas de débordement. En revanche, à l'intérieur du lobe, **seule une partie de l'écoulement est concentrée dans des petits chenaux**. Ceci facilite les migrations latérales des chenaux (avulsion, ramification) et la construction de levées frustrées.

La dynamique des écoulements dans le lobe est fonction de la topographie préexistante (gradient de pente, hauteur des dépôts par rapport à celle de l'écoulement, vitesse, direction des écoulements):

- sur des pentes trop importantes, les écoulements divergent. Ils décélèrent et perdent rapidement leur compétence. Ils s'étalent dans les creux topographiques (épandage de progradation ou au débouché d'un chenal) ;

- sur des pentes moins importantes, les écoulements convergent et accélèrent. Des chenaux érosifs se développent. Dans la partie amont du lobe, les chenaux sont essentiellement érosifs. En revanche, plus en aval, les pentes diminuent et les écoulements ont probablement perdu de leur compétence. L'érosion est moindre. La partie des écoulements qui n'est pas concentrée dans les chenaux pourra alors déposer du matériel (construction de levées frustrées) ;

- les écoulements dans le lobe peuvent être contraints latéralement et longitudinalement par les dépôts précédents et par les bords de la dépression initiale. Les écoulements sont plus ou moins réfléchis, freinés ou accélérés. *Ceci engendre des processus d'érosion et de dépôt variables et induit des géométries et une organisation latérale et longitudinale spécifique des corps*. Les migrations latérales et longitudinales des corps sont plus ou moins forcées. Une évolution de la dynamique des écoulements est observée au fur et à mesure de la construction du lobe. L'échelle d'observation utilisée a permis de caractériser de façon très précise l'impact des dépôts successifs sur la dynamique des écoulements et les géométries ainsi formées. La zone de transition et le lobe correspondent à des zones soumises en permanence à

des changements hydrodynamiques en raison des dépôts successifs qui engendrent des variations de la topographie préexistante. Cette grande variabilité génère *des transformations longitudinales et latérales très rapides dans les écoulements.*

Quels sont les mécanismes et les facteurs de contrôle de l'édification d'un lobe ?

Le lobe du Golo Sud se dépose en moins de 15 000 ans lors d'une baisse du niveau marin relatif. Les premiers dépôts ont lieu au centre de la dépression initiale et forment la première unité centrale du lobe. Les forts gradients de pente aux abords de la dépression initiale induisent une forte érosion par les premiers écoulements dans la zone amont du lobe : **la forme de la dépression est accentuée. Le dépôt préférentiel se fait au centre de la dépression** en suivant le gradient de pente. Au fur et à mesure du dépôt, les écoulements commencent à être confinés et ils se répartissent dans les creux topographiques créés par les dépôts précédents.

Lorsque le centre de la dépression est comblé, les écoulements suivants, **confinés dans la zone de transition**, érodent de façon importante les dépôts précédents dans la zone amont du lobe (unité progradante). **Dans la zone médiane du lobe**, les premiers écoulements sont contraints par l'unité centrale et redirigés dans la partie orientale par les nouveaux gradients de pente. Ils viennent buter contre les dépôts précédents de l'unité centrale qui forment **une pente latérale et confinent de façon importante les écoulements suivants**. Cela induit une érosion importante de la pente de l'unité centrale et la migration latérale forcée des corps sédimentaires en s'éloignant de l'unité centrale. Cette migration latérale est stoppée par les bords de la dépression. **Dans la partie aval du lobe, les écoulements sont moins confinés**. Les migrations latérales, se font cette fois par **compensation** dans les creux topographiques créés par les corps sédimentaires précédents. Les migrations longitudinales des corps sédimentaires sont également fonction des creux topographiques.

Lorsque les dépôts ont comblé la partie distale de la dépression, ils forment un obstacle frontal plus haut que les écoulements. Avec une énergie et une capacité de transport identiques aux précédents, les écoulements érodent les dépôts précédents dans la zone amont du lobe. En revanche, les écoulements sont rapidement **totalemt confinés par cet obstacle frontal et viennent se répartir dessus en rétrogradant progressivement** (unité rétrogradante). Les dépôts rétrogradent jusqu'à combler complètement toute la partie orientale de la dépression, forçant probablement une avulsion du chenal vers la partie occidentale dans la zone de transition.

Dès lors, il y a dépôt d'une unité progradante dans la partie distale du lobe suivis de la rétrogradation progressive des dépôts (unité rétrogradante) avec répétition des différents processus décrits précédemment. Ainsi, la dépression initiale est comblée en moins de 15 000 ans.

La progradation ou la rétrogradation des unités et des sous-unités internes des lobes ne sont donc pas directement liées aux variations du niveau marin relatif. Les variations du

niveau marin relatif influent sur le nombre d'unités et de sous-unités internes en conditionnant le volume des apports.

Seule l'interaction entre la dynamique des écoulements (vitesse, hauteur et direction) **et la topographie préexistante** (hauteur et gradient de pente de l'obstacle) **détermine le degré et le type de confinement** (latéral, frontal) **et donc la répartition et l'organisation des dépôts, leurs migrations latérale et longitudinale et leur géométrie interne.** Le degré de confinement détermine des migrations forcés (migrations latérale et longitudinale plus contraintes dans la partie amont du lobe). La distinction entre unités progradante et rétrogradante dans le lobe récent signale le passage à des d'écoulements très fortement confinés. Ces unités ne sont rétrogradantes que par manque de place. Les dépôts précédents forment un obstacle frontal trop haut et la dépression initiale empêche les migrations latérales des dépôts. **Les facteurs de contrôle qui régissent la construction, la géométrie et l'organisation interne des corps sédimentaires d'un lobe sableux sont donc essentiellement autocycliques.**

Cette étude sur le lobe sableux moderne du Golo apporte de nombreuses informations sur la structure interne et les processus d'édification des lobes. Ces objets ne correspondent pas à des grandes nappes d'épandages distales mais à des dépôts construits où des processus complexes interviennent.

Toutefois, le lien entre les chenaux de la zone de transition et les dépôts du lobe reste encore difficile à faire. Ce lien permettrait de mieux comprendre la zone de transition et les processus de formation et de migration des chenaux à l'intérieur du lobe. Bien que cette étude, par son échelle d'observation, permet une comparaison avec les systèmes anciens, elle a également soulevé de nombreuses questions. Elle montre la nécessité d'acquérir des données de sismique 3D et des carottages plus long et de meilleure qualité. Ces données permettraient de mieux décrire l'évolution des processus (nature et dynamique des écoulements). Elles permettraient d'une part une comparaison détaillée entre les faciès observés dans les lobes actuels et les lithologies décrites dans les lobes anciens et, d'autre part de pouvoir extrapoler dans l'ancien les résultats sur l'interprétation des processus obtenus dans cette étude.

Références Bibliographiques

Références bibliographiques.

- Allen, J. R. L., 1991, The Bouma division A et the possible duration of turbidity currents: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 61, p. 291-295.
- Allen, G. P., et H. W. Posamentier, 1993, Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill--The Gironde estuary, France: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 63, p. 378-391.
- Amy, L. A., W. D. McCaffrey, et B. C. Kneller, soumis, The influence of a lateral basin-slope upon the depositional patterns of natural and experimental turbidity currents: *Turbidite Sedimentation in Confined Systems*. Special Publication of the Geological Society of London.
- Apprioual, R., 2001, Conception d'un carottier d'interface, Ifremer Rapport Interne DRO/GM, 22 p.
- Arnott, R. W. C., et B. M. Hand, 1989, Bedforms, primary structures and grain fabric in the presence of suspended sediment rain: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 59, p. 1062-1069.
- Babonneau, N., B. Savoye, M. Cremer, et B. Klein, 2002, Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan: *Marine and Petroleum Geology*, v. 19, p. 445-467.
- Babonneau, N., B. Savoye, M. Cremer, et M. Bez, accepté, Multiple terraces within the deep incised Zaire canyon: are they confined levees?: *Turbidite Sedimentation in Confined Systems*. Special Publication of the Geological Society of London.
- Badalini, G., B. C. Kneller, et C. D. Winker, 2000, Architecture and processes in the late Pleistocene Brazos-Trinity Turbidite System, Gulf of Mexico Continental Slope, in P. Weimer, et al., eds, *Deep-Water Reservoirs of the World*, Gulf Coast Section Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Foundation 20th Annual Research Conference Volume (CD Rom), p. 16-35.
- Bagnold, R. A., 1962, Auto-suspension of transported sediments; turbidity currents: *Royal Society (London) Proceedings*, p. 315-319.
- Bellaiche, J. P., G. Pautot, V. Gaullier, J. R. Vanney, et L. Droz, 1993, Les appareils sédimentaires de la marge orientale de la Corse: interprétation hydrodynamique et implications structurales: *Marine Geology*, v. 316, p. 513-517.
- Bellaiche, G., L. Droz, V. Gaullier, et G. Pautot, 1994, Small submarine fans on the eastern margin of Corsica: Sedimentary significance and tectonic implications: *Marine Geology*, v. 117, p. 177-185.
- Berné, S., et B. Loubrieu, 1999, Canyons et processus sédimentaires récents sur la marge occidentale du golfe du lion. Premiers résultats de la campagne Calmar: *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 328, p. 471-477.
- Booth, J. R., A. E. Du Vernay III, D. S. Pfeiffer, et M. J. Styzen, 2000, Sequence Stratigraphic Framework, Depositional Models, and Stacking Patterns of Pondered and Slope Fan systems in the Auger Basin: Central Gulf of Mexico Slope, in P. Weimer, et al., eds, *Deep-Water Reservoirs of the World*, Gulf Coast Section Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Foundation 20th Annual Research Conference Volume (CD Rom).
- Bouma, A. H., 1962, *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation*, Amsterdam, Elsevier, 168 p.
- Bouma, A. H., 1969, *Methods for the study of sedimentary structures*: Wiley-Interscience, New-York, p. 458 pp.

Références bibliographiques.

- Bouma, A. H., 1985, Mississippi Fan, Gulf of Mexico, in A. H. Bouma, W. R. Normark, et N. E. Barnes, eds, *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*, New York, Springer-Verlag, p. 143-150.
- Bouma, A. H., 2000, Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers: *Marine and Petroleum Geology*, v. 17, p. 137-143.
- Bouma, A. H., 2001, Fine-grained submarine fans as possible recorders of long- and short-term climatic changes: *Global and Planetary Change*, v. 28, p. 85-91.
- Bowen, A. J., W. R. Normark, et D. J. W. Piper, 1984, Modelling of turbidity currents on Navy Submarine Fan, California Continental Borderland: *Sedimentology*, v. 31, p. 169-185.
- Bridge, J. S., 1978, Palaeohydraulic interpretation using mathematical models of contemporary flow and sedimentation in meandering channels, in A. D. Miall, ed, *Fluvial sedimentology*, Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, p. 7023-742.
- Cirac, P., J.-F. Bourillet, R. Griboulard, et 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: *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 332, p. 447-455.
- Clark, J. D., N. H. Kenyon, et K. T. Pickering, 1992, Quantitative analysis of the geometry of submarine channels: implications for the classification of submarine fans: *Geology*, p. 633-636.
- Clark, J. D., et K. T. Pickering, 1996, Architectural elements and growth patterns of submarine channels: application to hydrocarbon exploration: *AAPG Bulletin*, v. 80, p. 194-221.
- Conchon, O., 1975, Les formations quaternaires de type continental en Corse orientale, Thèse d'Etat Université de Paris VI, 514 p.
- Conchon, O., 1999, Le littoral de Corse (France) au Quaternaire: *Quaternaire*, v. 2-3, p. 95-105.
- Conchon, O., et A. Gauthier, 1985, Phénomènes naturels exceptionnels en Corse: intérêt pour l'étude géologique de la période Quaternaire: *Bulletin de la Société des Sciences Historiques et Naturelles Corse*, v. 648, p. 141-165.
- Damuth, J. E., R. D. Flood, C. Pirmez, et P. L. Manley, 1995, Architectural elements and depositional processes of Amazon Deep-Sea Fan imaged by long-range sidescan sonar (GLORIA), bathymetric swathmapping (Sea Beam), high resolution seismic and piston-core data, in K. T. Pickering, R. N. Hiscott, N. H. Kenyon, L. R. F., et R. D. A. Smith, eds, *Atlas of deep water environments: architectural style in turbidite systems*, London, Chapman & Hall, p. 105-121.
- Droz, L., T. Marsset, H. Ondréas, M. Lopez, B. Savoye et S.L. Spy-Anderson, sous presse, Architectural elements of an active mud-rich turbidite system: The Zaire Fan, Gulf of Guinea, results from Zaiango 1 and 2 cruises: *AAPG Bulletin*.
- Edel, J. B., 1980, Etude paléomagnétique en Sardaigne. Conséquences pour la géodynamique de la Méditerranée Occidentale, Thèse d'Etat, Strasbourg, 310 p.
- Ferrandini, J., J. P. Bethoux, A. Gauthier, J. Frechet, F. Thouvenot, et C. Fontaine, 1994, First study of the microseismicity of Corsica island with data from a regional seismological network and SISBALIG II network: *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 319, p. 705-712.

- Field, M. E., J. V. Gardner, et D. B. Prior, 1999, Geometry and significance of stacked gullies on the northern California slope: *Marine Geology*, v. 154, p. 271-286.
- Flood, R. D., et D. J. W. Piper, 1997, Amazon fan sedimentation: the relationship to equatorial climate change, continental denudation, and sea-level fluctuations, in R. D. Flood, D. J. W. Piper, A. Klaus, et L. C. Peterson, eds, *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, p. 653-675.
- Flood, R. D., P. L. Manley, R. O. Kowsmann, C. J. Appi, et C. Pirmez, 1991, Seismic facies and late Quaternary growth of Amazon submarine fan, in P. Weimer, et M. H. Link, eds, *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*, New York (Springer), p. 415-433.
- Fukushima, Y., G. Parker, et H. M. Pantin, 1985, Prediction of ignitive turbidity currents in Scripps submarine canyon: *Marine Geology*, v. 67, p. 55-81.
- Gabin, R., 1972, Résultats d'une étude de sismique réflexion dans le Canal de Corse, et de sondeur de vase dans le Bassin de Toscan: *Marine Geology*, v. 13, p. 267-286.
- Galloway, W. E., 1998, Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems: Component facies, stratigraphic architecture, and classification: *AAPG Bulletin*, v. 82, p. 569-595.
- Gauthier, A., et A. Prone, 1980, Histoire des sables dans un bassin fluviatile par exoscopie des quartz; Exemple du Fium'Orbo (Corse): *Société Géologique de France*, v. 22, p. 16-20.
- Gervais, A., T. Mulder, B. Savoye, S. Migeon, et M. Cremer, 2001, Recent processes of levee formation on the Zaire deep-sea fan: *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 332, p. 371-378.
- Gervais, A., B. Savoye, T. Mulder, D. Piper, M. Cremer, L. Pichevin, accepté, Present morphology and depositional architecture of a sandy submarine system: The Golo turbidite system (Eastern margin of Corsica): *Turbidite Sedimentation in Confined Systems. Special Publication of the Geological Society of London*.
- Guiomar, M., 1998, Etude des éventails turbiditiques du Fiume Orbo et du Tavignano, Marge Est-Corse, Rapport, IGAL troisième année, 150 p.
- Hampton, M. A., 1972, The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents: *Journal of Sedimentary Petrology*, p. 775-793.
- Hand, B. M., 1974, Supercritical flow in density currents: *Journal of Sedimentary Petrology*, p. 637-648.
- Heezen, B.C., Menzies, R.J., Schneider, E.D., Ewing, W.M. and Granelli, N.C.L., 1964, Congo submarine canyon: *AAPG Bulletin*, p. 1126-1149.
- Hesse, R., et S. K. Chough, 1980, The Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel of the Labrador Sea: II. Deposition of parallel laminated levee-muds from the viscous sublayer of low density turbidity currents: *Sedimentology*, v. 27, p. 697-711.
- Imbrie, J., J. D. Hays, D. G. Martinson, A. McIntyre, A. C. Mix, J. J. Morley, N. G. Pisias, W. L. Prell, et N. J. Shackleton, 1984, The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine 18O record, in A. L. Berger, ed, *Milankovitch et Climate, Part 1*, Reidel, p. 269-305.

- Jennette, D. C., T. R. Gardfield, D. C. Mohring, et G. T. Cayley, 2000, The Interaction of Shelf Accommodation, Sediment Supply and Sea Level in controlling the Facies, Architecture and Sequence Stacking Pattern of the Tay and Forties/sele Basin-Floor Fans, Central North Sea, in P. Weimer, et al., eds, Deep-Water Reservoirs of the World, Gulf Coast Section Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Foundation 20th Annual Research Conference Volume (CD Rom).
- Joseph, P et al., 2000, The Annot Sandstone Outcrop (French Alps): Architecture Description as Input for Quantification and 3D Reservoir Modeling, in P. Weimer, et al., eds, Deep-Water Reservoirs of the World, Gulf Coast Section Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Foundation 20th Annual Research Conference Volume (CD Rom).
- Kneller, B. C., 1995, Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction, in A. J. Hartley, et D. J. Prosser, eds, Characterization of Deep Marine Clastic Systems, Geological Society Special Publication, p. 31-49.
- Kneller, B. C., et C. Buckee, 2000, The structure and fluid mechanisms of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications: *Sedimentology*, v. 47, p. 62-94.
- Kneller, B., E. Edwards, W. McCaffrey, et R. Moore, 1991, Oblique reflection of turbidity currents: *Geology*, v. 19, p. 250-252.
- Kneller, B. C., et W. D. McCaffrey, 1999, Depositional effects of flow non-uniformity and stratification within turbidity currents approaching a bounding slope: deflection, reflection and facies variations: *Journal of Sedimentary Research*, v. 69, p. 980-991.
- Komar, P. D., 1969, The channelized flow of turbidity currents with application to Monterey deep-sea fan channel: *Journal of Geophysical Research*, p. 4544-4558.
- Komar, P. D., 1977, Computer simulation of turbidity current flow and the study of deep-sea channels and fan sedimentation, in E. D. Goldberg, ed, *The Sea*, New York, Wiley Interscience, p. 603-621.
- Kuenen, P. H., et C. I. Migliorini, 1950, Turbidity currents as a cause of graded bedding: *Journal of Geology*, v. 58, p. 91- 127.
- Lambeck, K., et E. Bard, 2000, Sea-level change along the French Mediterranean coast from the past 30 000 years: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 175, p. 203-222.
- Laval, A., M. Cremer, P. Beghin, et C. Ravenne, 1988, Density surges : two dimensional experiments: *Sedimentology*, p. 73-84.
- Lofi, J., et O. Weber, 2000, The use of SCOPIX X-ray images for the extraction of a high resolution sedimentary signal: *Geo-Marine Letters*.
- Lopez, M., 2001, Architecture and depositional pattern of the Quaternary deep-sea fan of the Amazon: *Marine and Petroleum Geology*, v. 18, p. 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*, v. 52, p. 279-297.
- McCaffrey, W. D., et B. C. Kneller, 2001, Process controls on development of stratigraphic trap potential on the margins of confined turbidite systems, and aids to reservoir evaluation: *AAPG Bulletin*, v. 85, p. 971-988.

Références bibliographiques.

- Miall, A. D., 1999, In defense of facies classifications and models: *Journal of Sedimentary Research*, v. 69, p. 2-5.
- Middleton, G. V., 1966, Experiments on density and turbidity currents: II Uniform flow of density currents: *Canadian Journal of Earth Sciences*, p. 627-637.
- Middleton, G. V., 1967, Experiments on density and turbidity currents: III Deposition of sediments: *Canadian Journal of Earth Sciences*, p. 475-505.
- Middleton, G. V., et M. A. Hampton, 1973, Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition, in G. V. Middleton, et A. H. Bouma, eds, *Turbidite and deep-water sedimentation - pacific section*, Tulsa, p. 1-38.
- Migeon, S., 2000, Dunes Géantes et Levées Sédimentaires en domaine marin profond : Approches Morphologique, Sismique et Sédimentologique, Thèse Université de Bordeaux I, 288 p.
- Migeon, S., B. Savoye, E. Zanella, T. Mulder, J.-C. Faugeres, et 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*, v. 18, p. 179-208.
- Migeon, S., O. Weber, J. C. Faugeres, et J. Saint-Paul, 1999, SCOPIX: A new imaging system for core analysis: *Geo-Marine Letters*, v. 18, p. 251-255.
- Millot, G., 1979, Le Messinien du canal de Corse et des bassins nord-tyrrhéniens: *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 288, p. 1521-1524.
- Mougamba R., 1999, Chronologie et architecture des systèmes turbiditiques cenozoïques du prisme sédimentaire de l'Ogooue (Marge Nord Gabon), Thèse Université Sciences et Technologies de Lille 1, v.2, 99 p.
- Mulder, T., 2000, Les processus gravitaires sous-marins et leur enregistrement sédimentaire: Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université Bordeaux I, 133 p.
- Mulder, T., et J. Alexander, 2001a, The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits: *Sedimentology*, v. 48, p. 269-299.
- Mulder, T., et J. Alexander, 2001b, Abrupt changes in slope causes variations in the thickness of concentrated particle-driven density currents: *Marine Geology*, v. 175, p. 221-235.
- Mulder, T., et P. Cochonat, 1996, Classification of offshore mass movements: *Journal of Sedimentary Research*, v. 66, p. 43-57.
- Mulder, T., et E. Maneux, 1999, Flux et bilan sédimentaires. Impact des apports fluviaux sur la construction des éventails sous-marins profonds de la marge Est- Corse, Université Bordeaux I, Rapport interne, p. 20.
- Mulder, T., B. Savoye, et 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*, p. 305-326.
- Mulder, T., et J. P. M. Syvitski, 1995, Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans: *Journal of Geology*, v. 103, p. 285-299.

Références bibliographiques.

- Mulder, T., et J. P. M. Syvitski, 1996, Climate and Morphologic Relationships of Rivers: Implications of the Sea-Level Fluctuations on River Loads: *Journal of Geology*, v. 104, p. 509-523.
- Mulder, T., J. P. M. Syvitski, et K. I. Skene, 1998, Modeling of erosion and deposition by turbidity currents generated at river mouths: *Journal of Sedimentary Research*, v. 68, p. 124-137.
- Mutti, E., 1977, Distinctive thin-bedded turbidated facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (south-central Pyrenees, Spain): *Sedimentology*, v. 24, p. 107-131.
- Mutti, E., 1985, Turbidite systems and their relations to depositional sequences, in G. G. Zuffa, ed, *Provenance of arenites*, Reidel, Dordrecht, p. 65-93.
- Mutti, E., 1992, *Turbidite sandstone: Milan, Italy*, Agip Special Publication, 275 p.
- Mutti, E., et W. R. Normark, 1987, Comparing Example of Modern and Ancient Turbidites Systems: Problems and Concepts: *Marine Clastic Sedimentology*, p. 1-38.
- Mutti, E., et W. R. Normark, 1991, An Integrated Approach to the Study of Turbidite Systems, in P. Weimer, et M. H. Link, eds, *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*, New York, Springer-Verlag.
- Mutti, E., et F. Ricci lucchi, 1972, Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis (English translation by Nilsen T.H. 1978): *International Geology Review*, v. 20, p. 125-166.
- Nakajima, T., M. Satoh, et Y. Okamura, 1998, Channel-levee complexes, terminal deep-sea fan and sediment wave fields associated with the Toyama Deep-Sea Channel system in the Japan Sea: *Marine Geology*, v. 147, p. 25-41.
- Nardin, T. R., F. J. Hein, D. S. Gorsline, et B. D. Edwards, 1979, A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrast in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems: *SEPM Special Publication*, v. 27, p. 61-73.
- Nelson, C. H., A. Maldonado, F. Coumes, A. Got, et A. Monaco, 1985, Ebro fan, Mediterranean, in A. H. Bouma, N. E. Barnes, et W. R. Normark, eds, *Submarine fans and related turbidite sequences*, New York, Springer-Verlag, p. 121-127.
- Nelson, C. H., et A. Maldonado, 1988, Factors Controlling Depositional Patterns of Ebro Turbidite Systems, Mediterranean Sea: *AAPG Bulletin*, v. 72, p. 698-716.
- Nely, G., F. Coumes, et M. Cremer, 1985, La réussite exemplaire d'une exploration en mer par des méthodes complémentaires : l'éventail du Cap-Ferret (Golfe de Gascogne, France): *Bull. Centre Rech. Explir. Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, v. 9, p. 253-334.
- Normark, W. R., 1970, Growth patterns of deep sea fans: *AAPG Bulletin*, v. 54, p. 2170-2195.
- Normark, W. R., 1978, Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidites environments: *AAPG Bulletin*, v. 62, p. 912-931.
- Normark, W. R., et C. E. Gutmacher, 1985, Delgada fan, Pacific Ocean, in A. H. Bouma, N. E. Barnes, et W. R. Normark, eds, *Submarine fans and related turbidite sequences*, New York, Springer-Verlag, p. 59-64.

Références bibliographiques.

- Normark, W. R., et D. J. W. Piper, 1985, Navy Fan, Pacific Ocean, in A. H. Bouma, Barnes, N.E. et Normark, W. R., ed, Submarine Fans and Related Turbiditic Systems, Springer, New York, p. 87-93.
- Normark, W. R., et D. J. W. Piper, 1991, Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record, in R. H. Osborne, ed, Shorline to Abyss; contributions in marine geology in honor of Francis Parker Shepard, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 207-230.
- Normark, W. R., D. J. W. Piper, et R. N. Hiscott, 1998, Sea level controls on the textural characteristics and depositional architecture of the Hueneme and associated submarine fan systems, Santa Monica Basin, California: *Sedimentology*, v. 45, p. 53-70.
- O'Connell, S., et al., 1985, Drilling results on the lower Mississippi fan, in A. H. Bouma, N. E. Barnes, et W. R. Normark, eds, Submarine fans and related turbidite sequences, New York, Springer-Verlag, p. 291-298.
- Orszag-Sperber, F., et M. D. Pilot, 1976, Grands traits Néogène de Corse: *Bulletin. Société Géologique de France*, v. 7, p. 1183-1187.
- Ottman, F., 1958, Les formations pliocènes et quaternaires sur le littoral corse: *Memoires. Societe Geologique de France*, v. 37, p. 176.
- Palanques, A., B. Alonso, et M. L. Farran, 1994, Progradation and retreat of the Valencia fanlobes controlled by sea-level changes during the Plio-Pleistocene (northwestern Mediterranean): *Marine Geology*, v. 117, p. 195-205.
- Pichevin, L., 2000, Etude sédimentaire et sismique d'un éventail turbidites sableux: le système récent du Golo (Marge Est-Corse), *Rapport de DEA, Univeristé Bordeaux I*, 30 pp.
- Piper, D. J. W., et M. Deptuck, 1997, Fine-grained turbidites of the Amazon Fan: facies characterization and interpretation, in R. D. Flood, D. J. W. Piper, A. Klaus, et L. C. Peterson, eds, *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, p. 79-108.
- Piper, D. J. W., R. N. Hiscott, et W. R. Normark, 1999, Outcrop-scale acoustic facies analysis and latest Quaternary development of Hueneme and Dume submarine fans, offshore California: *Sedimentology*, v. 46, p. 47-78.
- Piper, D. J. W., N. Kontopoulos, C. Anagnostou, A. G. Panagos, et G. Chronis, 1990, Modern Fan Deltas in the Western Gulf of Corinth, Greece: *Geo-Marine Letters*, v. 10, p. 5-12.
- Piper, D. J. W., et W. R. Normark, 1983, Turbidite depositional patterns and flow characteristics, Navy Submarine Fan, California Borderland: *Sedimentology*, v. 30, p. 681- 694.
- Piper, D. J. W., et W. R. Normark, 2001, Sandy fans- from Amazon to Hueneme and beyond: *AAPG Bulletin*, v. 85, p. 1407-1438.
- Piper, D. J. W., et B. Savoye, 1993, Process of late quaternary turbidity current flow and deposition on the Var deep-sea fan, north-west Mediterranean sea: *Sedimentology*, v. 40, p. 557-583.
- Pirmez, C., et R. D. Flood, 1995, Morphology and structure of Amazon Channel, in R. D. Flood, D. J. W. Piper, A. Klaus, et al., eds, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, College Station, TX, Ocean Drilling Program, p. 23-45.

Références bibliographiques.

- Popescu, I., G. Lericolais, N. Panin, H. K. Wong, et L. Droz, 2001, Late Quaternary channel avulsions on the Danube deep-sea fan, Black Sea: *Marine Geology*, v. 179, p. 25-37.
- Posamentier, H. W., R. D. Erskine, et R. M. J. Mitchum, 1991, Models for submarine-fan deposition within a sequence-stratigraphic framework, in P. Weimer, et M. H. Link, eds, *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*, New York, Springer-Verlag, p. 127-136.
- Postma, G., W. Nemeč, et K. L. Kleinspehn, 1988, Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement: *Sedimentary Geology*, p. 47-61.
- Rabineau, M., S. Berné, E. Le Drezen, G. Lericolais, T. Marsset, et M. Rotunno, 1998, 3D architecture of lowstand and transgressive Quaternary sand bodies on the outer shelf of the Gulf of Lion, France: *Marine and Petroleum Geology*, v. 15, p. 439-452.
- Ravenne, C., et P. Beghin, 1983, Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins, *Revue de l'I.F.P.*, p. 279-297.
- Reading, H. G., et M. Richards, 1994, Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system: *AAPG Bulletin*, v. 78, p. 792-822.
- Rehault, J. P., 1981, Evolution tectonique et sédimentaire du Bassin Ligure (Méditerranée Occidentale), Thèse d'Etat, Université de Paris VI, 138 p.
- Rehault, J. P., et N. Bethoux, 1984, Earthquake relocation in the Ligurian sea (western Mediterranean): geological interpretation: *Marine Geology*, v. 55, p. 429-445.
- Reynolds, S., 1987, A recent turbidity current event, Hueneme fan, California: reconstruction of flow properties: *Sedimentology*, p. 129-137.
- Richards, M., M. Bowman, et H. G. Reading, 1998, Submarine-fan systems I: characterization and stratigraphic prediction: *Marine and Petroleum Geology*, v. 15, p. 689-717.
- Rigaut F., 1997, Analyse et évolution récente d'un système turbiditique méandriforme : l'Eventail Profond du Zaïre, Thèse Université de Bretagne Occidentale, 209 p.
- Sanders, J. E., 1965, Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related re-sedimentation mechanisms, in G. V. Middleton, ed, *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*, Society Economic Paleontologists and Mineralogist, Special publication, p. 192-219.
- Salaheldin, T. M., J. Imran, M. H. Chaudhry, et C. Reed, 2000, Role of fine-grained sediment in turbidity current flow dynamics and resulting deposits: *Marine Geology*, v. 171, p. 21-38.
- Savoie, B., P. Cochonat, R. Apprioual, O. Bain, A. Baltzer, V. Bellec, P. Beuzart, J.-F. Bourillet, R. Cagna, et M. Cremer, 2000, Structure et évolution récente de l'eventail 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): *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 331, p. 211-220.
- Segre, A., et E. Debrazzi, 1960, Carta bathymetrica del Mediterraneo centrale. Mar Ligure e Tirreno settentrionale: *Ist. Idrogr. Mar.*, Genova (chart).

Références bibliographiques.

- Shanmugam, G., 1996, High-density turbidity currents: Are they sandy debris flows?: *Journal of Sedimentary Research*, v. 66, p. 2-10.
- Shanmugam, G., 2000, 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models - a critical perspective: *Marine and Petroleum Geology*, v. 17, p. 285-342.
- Shanmugam, G., et J. G. McPherson, 1987, Sedimentation in the Chili trench: depositional morphologies, lithofacies, and stratigraphy: *Discussion: Geological Society of America Bulletin*, v. 99, p. 598.
- Shanmugam, G., et R. J. Muiola, 1988, Submarine Fans: Characteristics, Models, Classification and Reservoir Potential: *Earth Science Reviews*, v. 24, p. 383-428.
- Shanmugam, G., et R. J. Muiola, 1991, Types of Submarine Fan Lobes: Models and Implications: *AAPG Bulletin*, v. 75, p. 156-179.
- Shanmugam, G., et R. J. Muiola, 1995, Reinterpretation of Depositional Processes in a Classic Flysch Sequence (Pennsylvanian Jackfork Group), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma: *AAPG Bulletin*, v. 79, p. 672-695.
- Shepard, F. P., 1981, Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence: *AAPG Bulletin*, p. 1062-1077.
- Sikkema, W., et K. M. Wojcik, 2000, 3D visualization of Turbidite Systems, Lower Congo Basin, Offshore Angola, in P. Weimer, et al., eds, *Deep-Water Reservoirs of the World*, Gulf Coast Section Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Foundation 20th Annual Research Conference Volume (CD Rom), p. 928-939.
- Stanley, D. J., J. P. Rehault, et R. Stuckenrath, 1980, Turbid-layer by passing model: the Corsican trough, northwestern mediterranean: *Marine Geology*, v. 37, p. 19-40.
- Stow, D. A. V., et A. J. Bowen, 1980, A physical model for the transport and sorting of fine-grained sediment by turbidity currents: *Sedimentology*, p. 31-46.
- Stow, D. A. V., D. G. Howell, et H. C. Nelson, 1985, Sedimentary, tectonic, and sea-level controls, in A. H. Bouma, W. R. Normark, et N. E. Barnes, eds, *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*, New York, Springer-Verlag, p. 15-22.
- Stow, D. A. V., et M. Mayall, 2000, Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century: *Marine and Petroleum Geology*, v. 17, p. 125-135.
- Stow, D. A. V., et G. Shanmugam, 1980, Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch: *Sedimentary Geology*, v. 25, p. 23-42.
- Stuiver, M., et T. F. Braziunas, 1998, Anthropogenic and solar components of hemispheric C-14: *Geophysical Research Letters*, v. 25, p. 329-332.
- Surlyk, F., 1987, Slope and deep shelf gully sandstones, Upper Jurassic, east Greenland: *AAPG Bulletin*, v. 71, p. 464-475.
- Thornburg, T. M., et L. D. Kulm, 1987, Sedimentation in the Chili trench: depositional morphologies, lithofacies, and stratigraphy: *Geological Society of America Bulletin*, v. 98, p. 33-52.

Références bibliographiques.

- Tranier, J., 2002, Etude des processus sédimentaires dans la partie supérieure du canyon de Capbreton. Origine des terrasses, Rapport de DEA, Université Bordeaux I, p. 30pp.
- Twichell, D. C., N. H. Kenyon, L. M. Parson, et B. A. McGregor, 1991, Depositional patterns of the Mississippi fans surface: Evidence from GLORIA II and high-resolution seismic profiles, in P. Weimer, et M. H. Link, eds, *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*, New York, Springer-Verlag, p. 349-363.
- Vail, P. R., R. M. Mitchum, et S. Thompson, 1977, Part four: Global cycles of relative changes of sea level, in A. A. P. G. Memoir, ed, *Seismic stratigraphy-implications to hydrocarbon exploration*, p. 83-97.
- Viaris de Lesegno, L., M. Gennesseaux, et J. P. et Rehault, 1978, La tectonique néogène et les séries sédimentaires dans le bassin nord-tyrrhénien: *Bulletin. Société Géologique de France*, v. 20, p. 29-42.
- Walker, R. G., 1978, Deep-water sandstones facies and ancient submarine fans: models for stratigraphic traps: *AAPG Bulletin*, v. 62, p. 932-936.
- Wynn, R. B., N. H. Kenyon, D. G. Masson, D. A. Stow, et P. E. Weaver, 2002a, Characterization and recognition of deep-water channel-lobe zones: *AAPG Bulletin*, v. 86, p. 1441-1462.
- Wynn, R. B., P. P. E. Weaver, D. G. Masson, et D. A. Stow, 2002b, Turbidite depositional architecture across three interconnected deep-water basins on the north-west African margin: *Sedimentology*, v. 49, p. 669-695.
- Zaragosi, S., 2001, Les systèmes turbiditiques profonds de la marge Celtique-Armoricaine (Golfe de Gascogne) : Physiographie et Evolution au cours des derniers 30 000 ans, Thèse, Université Bordeaux I, 291 p.