



HAL
open science

Architecture et dynamique sédimentaire d'une pente carbonatée moderne : exemple de la pente nord de Little Bahama Bank (LBB), Bahamas

Elsa Tournadour

► To cite this version:

Elsa Tournadour. Architecture et dynamique sédimentaire d'une pente carbonatée moderne : exemple de la pente nord de Little Bahama Bank (LBB), Bahamas. Sciences de la Terre. Université de Bordeaux, 2015. Français. NNT : 2015BORD0201 . tel-01281322

HAL Id: tel-01281322

<https://theses.hal.science/tel-01281322v1>

Submitted on 2 Mar 2016

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

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

PRÉSENTÉE A

L'UNIVERSITE DE BORDEAUX

ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES ET ENVIRONNEMENTS

Par **Elsa TOURNADOUR**

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR

SPECIALITE : Sédimentologie Marine

**ARCHITECTURE ET DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE D'UNE PENTE
CARBONATEE MODERNE : EXEMPLE DE LA PENTE NORD DE
*LITTLE BAHAMA BANK (LBB), BAHAMAS.***

Directeur de Thèse : Thierry MULDER

Promoteur du projet TOTAL : Jean BORGOMANO

Soutenue le 5 novembre 2015

MEMBRES DU JURY :

M. Philippe RAZIN, Professeur, ENSEGID

M. François GUILLOCHEAU, Professeur, Université de Rennes 1

M. Philippe JOSEPH, Professeur et expert IFP Energies Nouvelles

M. Stephan JORRY, Ingénieur de Recherche, Ifremer

M. John REIJMER, Professeur, VU University Amsterdam

Mme. Emmanuelle DUCASSOU, Maître de conférences, Université de Bordeaux

M. Jean BORGOMANO, Professeur, CEREGE - Université d'Aix Marseille

M. Thierry MULDER, Professeur, Université de Bordeaux

Président du Jury

Rapporteur

Rapporteur

Examineur

Examineur

Examineur

Examineur

Directeur de Thèse

REMERCIEMENTS

A l'issue de ce travail, je souhaite remercier sincèrement toutes les personnes m'ayant accompagné et soutenue durant ces années de thèse.

Tout d'abord merci à Thierry Mulder, pour m'avoir accordé toute sa confiance en me proposant ce magnifique sujet. Le projet Carambar est le fruit de sa détermination et de sa passion débordante indispensables pour monter une telle expédition. Je remercie Thierry pour son soutien depuis mes premiers pas sur les Grès d'Annot, il y a 5 ans déjà. Thierry m'a permis de réaliser cette thèse dans les meilleures conditions possibles en me donnant de nombreuses opportunités de présenter mes travaux tant dans la sphère académique qu'industrielle. Travailler à ses côtés fut une aventure très stimulante dans laquelle j'ai été amenée à donner le meilleur de moi-même.

Je remercie également Jean Borgomano pour son suivi de la thèse en tant que responsable du projet de recherche « systèmes gravitaires carbonatés » au Centre Scientifique et Technique Jean-Féger de TOTAL à Pau. Un grand merci pour le partage de ses connaissances sur le vaste monde des carbonates, et pour son enthousiasme et sa jovialité quotidienne. Cette thèse n'aurait certainement pas eu la même saveur sans nos nombreuses réunions de travail.

Je tiens également à remercier Philippe Razin et Carine Grélaud pour m'avoir initié au monde de la géologie et m'avoir transmis leur passion pendant mes trois années de formation à l'ENSEGID. Les écoles de terrain dans les Pyrénées et au Maroc resteront des souvenirs inoubliables et ont été déterminante quant à la suite de mon parcours. Merci à Philippe Razin d'avoir accepté de présider le jury, c'était un grand honneur, il n'en aurait pas été mieux autrement.

Un grand merci à Philippe Joseph et François Guillocheau qui m'ont fait l'honneur d'être les rapporteurs de cette thèse. Vos remarques et suggestions m'ont beaucoup apporté et m'ont permis de prendre le recul nécessaire sur mon travail. Ces dernières contribueront non seulement à l'amélioration des travaux en cours sur les Bahamas mais m'aideront aussi incontestablement dans mes travaux futurs.

J'exprime également toute ma gratitude à l'ensemble des examinateurs de cette thèse, Emmanuelle Ducassou, Stéphan Jorry et John Reijmer qui m'ont fait le plaisir d'examiner mon travail et ont annoté scrupuleusement mon manuscrit ainsi que l'article publié dont John Reijmer fut l'éditeur.

Cette thèse a été réalisée dans le cadre d'une bourse CIFRE avec l'Université de Bordeaux et l'entreprise TOTAL. Ce fonctionnement bilatéral fut une chance inouïe pour faire fructifier mes travaux de recherche. Je remercie donc la compagnie TOTAL pour son soutien et sa forte implication dans ce projet dès les premiers instants de la thèse. J'en profite aussi pour remercier toutes les personnes rencontrées lors de mes détachements aux services ISS/Carb et R&D à Pau.

Je remercie aussi l'ensemble des membres de l'équipe sédimento du laboratoire EPOC. Merci à Hervé Gillet et Vincent Hanquiez pour leur disponibilité et leur précieuse aide pour l'interprétation des données. Je remercie également Ludivine Chabaud, Anaïs Schmitt et Margot Joumes pour nos échanges dans le cadre de nos travaux respectifs et je souhaite chaleureusement la bienvenue aux deux nouveaux thésards Kelly et Jean dans cette aventure bahamienne.

Je tiens à remercier également Capucine Ninet de l'ENSEGID, qui a réalisé son stage de 3 mois ½ à mes côtés, pour son implication et sa bonne humeur. Ce fut un réel plaisir de travailler auprès d'elle et je lui souhaite bonne continuation à l'IFP School en espérant que nos chemins se croisent de nouveau.

Et puis bien évidemment un grand merci à ma bande de copains thésards EPOQUIENS et EGIDIENS. Merci à Manon et Rémi pour l'inoubliable rallye des Côtes de Bourg. Merci à Nico et Aurélie pour notre petit rituel du lundi soir porte Cailhau. Merci à JB et Mélanie pour votre choucroute maison et les parties de pétanque estivales. Merci à Mélanie, Salomé, Léa et Léo pour les interminables discussions et confessions sur les marches du B18, pour les concerts de Metal, pour les discussions sédim', pour les verres au Swing Marine, pour nos aventures en congrès, pour nos sorties au Teich et tant d'autres choses. Sans oublier Sophie, Mélanie, Damien et Loris qui n'étaient jamais très loin dans ces péripéties.

Puis, je tiens également à remercier tout particulièrement Samuel pour ses très nombreux conseils avisés mais surtout pour son soutien et ses encouragements quotidiens pendant ce parcours doctoral. Dans les remerciements de ta propre thèse tu écrivais « à son tour de se venger, et elle peut compter sur moi », c'est chose faite ! J'ai peut-être même dépassé un peu le quota...

Enfin, je souhaite remercier mes parents, Marc et Georgette, ainsi que mon frère Damien qui m'ont toujours soutenue et encouragée dans mes études. Vous m'avez transmis le goût du travail, l'honnêteté et la persévérance. Ce travail est aussi le vôtre.

INTRODUCTION GENERALE.....	1
PARTIE 1 : CONTEXTE SCIENTIFIQUE	7
CHAPITRE 1 : LA SEDIMENTATION PROFONDE EN DOMAINE CARBONATE : ETAT DES CONNAISSANCES.....	9
A. Origine des sédiments, processus de transport et faciès associés.....	12
1. Les processus gravitaires	13
2. Les courants de contours.....	20
3. Off-bank transport.....	24
4. Les constructions carbonatées d'eau froide	26
B. Les modèles de dépôt et les éléments architecturaux	30
1. Les modèles de dépôt.....	30
2. Les éléments architecturaux des systèmes gravitaires profonds.....	38
C. Les facteurs de contrôle	46
1. Les facteurs intrinsèques.....	46
2. Les facteurs extrinsèques	47
CHAPITRE 2 : CADRE GEOLOGIQUE ET ENVIRONNEMENTAL DES BAHAMAS	51
A. Physiographie actuelle, contexte climatique et circulation océanique	54
B. Evolution géodynamique et sédimentaire	56
1. Géodynamique des Caraïbes	56
2. Evolution tectono-sédimentaire du <i>Blake Plateau</i> et des Bahamas.....	58
C. Les pentes bahamiennes.....	67
CHAPITRE 3 : PRESENTATION DE LA PENTE NORD DE LITTLE BAHAMA BANK	73
A. Physiographie, vents dominants et hydrodynamisme	76
B. Les environnements de dépôt de la plate-forme de LBB.....	78
C. Les environnements de dépôts de la pente nord de LBB.....	81
D. Contexte stratigraphique de la plate-forme et de la pente nord de LBB.....	87
1. Cadre stratigraphique de la plate-forme.....	87
2. Cadre stratigraphique de la pente nord de LBB.....	88

CHAPITRE 4 : MATERIEL ET METHODES	97
A. Le sondeur multifaisceaux EM302.....	99
B. La sismique réflexion.....	101
C. Les données sédimentologiques.....	102
D. Méthodologie	104
1. Analyse morpho-sédimentaire de surface (Quaternaire).....	104
2. Etude de subsurface (du Crétacé Inférieur au Cénozoïque)	104
 PARTIE 2 : LA SEDIMENTATION PROFONDE ACTUELLE SUR LA PENTE NORD DE LITTLE BAHAMA BANK	 107
 CHAPITRE 1 : ANALYSE MORPHO-SEDIMENTAIRE	 111
A. Morphologie générale.....	114
B. Distribution sédimentaire actuelle	118
1. Analyse des faciès acoustiques EM302.....	118
2. Analyse des échofaciès du sondeur de sédiment, 3,5 kHz (Chirp)	125
3. Synthèse des données de surface.....	130
 CHAPITRE 2 : LES ELEMENTS ARCHITECTURAUX	 137
A. Les éléments architecturaux de la pente supérieure et de la pente moyenne.....	141
1. Les glissements sous-marins	141
2. Les canyons sous-marins.....	157
B. Les éléments architecturaux de la pente inférieure	175
1. Les sillons distributaires.....	175
2. Les zones de dépôt distales	177
3. Synthèse sur les éléments architecturaux de la pente inférieure.....	181
C. Les monts carbonatés d'eau froide.....	183
 CHAPITRE 3 : MODELE DE LA DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE ACTUELLE DE LA PENTE NORD DE LITTLE BAHAMA BANK	 187
A. Modèle de la dynamique sédimentaire le long de la pente nord de LBB.	190

B. Evolution morphologique est-ouest de la pente nord de LBB.....	193
C. Conclusions et perspectives	195

PARTIE 3 : EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE DE LA PENTE NORD DE LITTLE BAHAMA BANK DE L’ALBIEN A L’ACTUEL : ETUDE SISMO-STRATIGRAPHIQUE

197

CHAPITRE 1 : METHODOLOGIE ET PREMIERES INTERPRETATIONS.....201

A. Calage des puits ODP à la sismique et découpage sismo-stratigraphique.....	203
1. Calage sismique des unités litho-stratigraphiques des puits ODP	203
2. Corrélacion des puits sur la sismique et découpage stratigraphique.....	207

CHAPITRE 2 : ANALYSE SISMO-STRATIGRAPHIQUE.....211

A. La séquence sismique SEQ-A, méga-plate-forme et environnement néritique.....	215
1. Limites de séquence.....	215
2. Les faciès sismiques et sous-unités de la séquence SEQ-A.....	215
3. Carte isochrone du sommet de la séquence SEQ-A.....	218
B. La séquence sismique SEQ-B, domaine profond du plateau océanique	219
1. Limites de séquence.....	219
2. Faciès sismiques et sous-unités de la séquence SEQ-B.....	219
3. Carte isochrone et carte d’épaisseur de la séquence SEQ-B.....	220
C. La séquence sismique SEQ-C.....	222
1. Limites de séquence.....	222
2. Faciès sismiques et sous-unités de la séquence SEQ-C	222
3. Carte isochrone et carte d’épaisseur de la séquence SEQ-C.....	227
D. La séquence sismique SEQ-D.....	229
1. Les faciès sismiques de la séquence SEQ-D.....	229
2. Les sous-unités et les géométries observées dans la séquence SEQ-D.....	230
3. Carte d’épaisseur de la séquence SEQ-D	241

CHAPITRE 3 : DISCUSSION SUR L'ÉVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE DE LA PENTE NORD DE LITTLE BAHAMA BANK DE L'ALBIEN A L'ACTUEL	243
A. Evolution tectono- sédimentaire et reconstitutions paléogéographiques.....	245
1. Albien - Cénomaniens moyen : segmentation de la méga-plate-forme.....	245
2. Campanien supérieur – Eocène : phase de collision et ouverture du Canyon de Great Abaco...248	
3. Eocène supérieur – Oligocène : remplissage du Canyon de <i>Great Abaco</i> et premiers dépôts de pente.....	249
4. Oligocène supérieur - Miocène moyen : phase de déformation « <i>Abaco Event</i> ».....	249
5. Miocène moyen à l'Actuel : progradation de la pente nord de Little Bahama Bank.....	251
B. Evolution de la sédimentation de la pente de LBB au Néogène.....	252
1. Miocène inférieur - Miocène moyen : pente monoclinale.....	252
2. Miocène supérieur - Pliocène inférieur : pente orientale aggradante caractérisée par des ravines et progradation de la pente occidentale.....	252
3. Pliocène inférieur : forte aggradation et progradation de la pente occidentale.....	254
4. Pliocène inférieur - Pliocène supérieur : initiation des glissements et formation des canyons.....	255
5. Pliocène supérieur – Actuel : système progradant à l'ouest et système turbiditique à l'est.....	256
6. Discussion de l'évolution Néogène de la pente nord de LBB.....	257
CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES	259
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	267
ANNEXES	285

LISTE DE FIGURES

PARTIE 1

<i>Figure 1.1 : Les différents types d'écoulements gravitaires et dépôts associés (Mulder et Alexander, 2001)</i>	15
<i>Figure 1.2 : Evolution de la vitesse de l'écoulement, de la concentration en particule, du mécanisme de support des particules et de l'épaisseur des dépôts lors de transformation d'un écoulement hyperconcentré à un écoulement concentré puis à un écoulement turbulent (Mulder et Alexander, 2001).</i>	16
<i>Figure 1.3 : Equivalences entre les séquences verticales de faciès des turbidites grossières (Lowe, 1982), des turbidites classiques (Bouma, 1962) et des turbidites fines (Stow et Shanmugam, 1980) (Shanmugam 2000)</i>	17
<i>Figure 1.4 : Vitesses de décantation de particules carbonatées de densité différente (Hodson et Alexander, 2010)</i>	18
<i>Figure 1.5 : Séquence turbiditique carbonatée issue d'un écoulement concentré à turbulent (Eberli, 1991).</i>	19
<i>Figure 1.6: Séquence contouritique type et relation avec la vitesse du courant de fond (redessiné par Rebesco et al., 2014, d'après Gonthier et al. 1984 et Stow et Faugères, 2008).</i>	21
<i>Figure 1.7 : Synthèse des différents types de drifts contouritiques. Les flèches noires indiquent le sens de migration et d'aggradation des drifts (Faugères et al., 1999).</i>	22
<i>Figure 1.8 : Les différents scénarios d'interactions entre les écoulements gravitaires et les courants de contours (Faugères et al., 1999).</i>	23
<i>Figure 1.9: Modèle du transport latéral et vertical des particules fines qui dérivent de la plate-forme (redessiné d'après Heath et Mullins, 1984).</i>	24
<i>Figure 1.10 : Illustration du phénomène de density cascading. A. Diagramme schématique des mouvements des écoulements de densité du lagon vers le bassin (Wilson et Roberts, 1992). B. Schéma illustrant les géométries des corps sédimentaires avec la présence de ravines et d'un drapage pélagique (adapté de Wilson et Roberts, 1995).</i>	25
<i>Figure 1.11: Représentation schématique des lithoherms et de leur biozonation. Les flèches indiquent le courant dominant (Messing et al., 1991)</i>	26
<i>Figure 1.12 : Modèle conceptuel du développement des monts carbonatés d'eau froide le long de la pente ouest de Great Bahama Bank. A. Profil de dépôt illustrant la variabilité de la taille des monts en fonction</i>	

<i>des apports sédimentaires. B. Bloc diagramme montrant l'influence des dépôts issus des glissements en masse sur l'alignement des mounds (Correa et al., 2012).</i>	27
<i>Figure 1.13 : Sediment waves pléistocènes de Great Australian Bight composées de boue carbonatée et de bryozoaires. A. Localisation de la zone d'étude et des courants dominants. B. Carte bathymétrique montrant les sediment waves sur le fond marin actuel. C. Sediment waves illustrées sur des zooms de profils sismiques, les flèches rouges indiquent les réflexions tronquées. D. Dynamique des écoulements de densité induisant une migration des sediment waves dans la direction opposé au sens de l'écoulement (adapté d'après Anderskov et al., 2010).</i>	28
<i>Figure 1.14 : Affleurements de monts carbonatés à bryozoaires du Danien au Danemark avec un flanc sud à pente forte et un flanc nord à pente plus douce indiquant une migration des mounds vers le sud (Surlyk et al., 2006).</i>	29
<i>Figure 1.15 : Profils d'une plate-forme barrée et d'une rampe carbonatée et indications des conditions hydrodynamiques associées (Schlager, 2005).</i>	30
<i>Figure 1.16 : Modèles de dépôt pour des pentes carbonatées en dépôt et en by-pass pour les plates-formes récifales barrées et les plates-formes non barrées à sables carbonatés (adapté de McIlreath et James, 1978)</i>	32
<i>Figure 1.16: Modèle de nappes d'épandage bréchiq ou debris-sheet model spécifique aux pentes carbonatées avec un talus à faible relief (Cook et al., 1972).</i>	33
<i>Figure 1.18 : Modèle de slope apron et base-of-slope apron (Mullins et Cook, 1986).</i>	33
<i>Figure 1.19 : Classification de faciès et séquence stratigraphique progradante des modèles de slope apron et base-of-slope apron (adapté d'après Mullins et Cook, 1986).</i>	34
<i>Figure 1.20: Modèle de submarine fan carbonaté basé sur les études des affleurements du Cambrien et de l'Ordovicien au Nevada. A. Séquence verticale et organisation latérale du système progradant. B. Bloc diagramme du modèle de submarine fan montrant la transition entre la bordure du banc carbonaté et la pente avec la présence de nombreuses ravines mais sans canyon principal (Cook et Egbert, 1981).</i>	35
<i>Figure 1.21: Modèles de calciclastic submarine fans (CSFs) pour des systèmes à granularité grossière, moyenne et fine (adapté d'après Payros et Pujalte, 2008).</i>	36
<i>Figure 1.22 : Représentation schématique d'un MTC et indications des caractéristiques géomorphologiques pour chacun des domaine (Prior et al., 1984 ; Bull et al., 2009).</i>	38
<i>Figure 1.23 : Représentation schématique des deux types de morphologie de la partie terminale des MTCs : frontally emergent (a) et frontally confined (b) (Frey Martinez et al., 2006).</i>	39
<i>Figure 1.24: Bloc de sismique 3D du complexe de Thebe 1. Le bloc diagramme montre l'expression des morphologies internes du MTC sur l'ancien fond marin (Scarselli et al., 2013).</i>	39

<i>Figure 1.25 : Modèle de formation et d'évolution des canyons sous-marins de la région de Ribbon Reef au nord-ouest de l'Australie (Puga-Bernabéu et al., 2011).</i>	41
<i>Figure 1.26 : Interprétation du chenal 3 du complexe chenal-levée de la formation de San Andreas au Nouveau Mexique montrant des structures en érosion et en remplissage (Phelps et Kerans, 2007).</i>	43
<i>Figure 1.27 : Profil sismique du sondeur de sédiments (3,5 kHz – Chirp) de complexes chenaux-levées (Mulder et al., 2012).</i>	43
<i>Figure 1.28: Modèle d'un complexe de lobe progradant de la pente carbonatée de la Maiella en Italie au Campanien-Maastrichtien. T : top des chenaux à remplissage bréchiq, F : cliniformes sableux à base érosive et bréchiq, B : sédiments à faible granularité aux pieds des cliniformes (Vecsei, 1998).</i>	44
<i>Figure 1.29 : Affleurements du Pas-de-la-Cluse des lobes turbidiques à calcarénites du système Barrémien-Aptien dans le bassin du Vocontien dans le sud-est de la France (adapté d'après Ferry et Grosheny, 2013)</i>	45
<i>Figure 1.30: Représentation schématique de l'évolution des lobes de système turbiditique à calcarénites du Pas-de-la-cluse au Barrémien-Aptien dans le bassin du Vocontien dans le sud-est de la France (Savary et Ferry, 2004).</i>	45
<i>Figure 1.31 : Facteurs de contrôle extrinsèques et intrinsèques de l'évolution des pentes carbonatées (Coniglio et Dix, 1992).</i>	46
<i>Figure 1.32 : Modèle de séquence de dépôt d'une plate-forme isolée et barrée en milieu humide (adapté d'après Handford et Loucks, 1993).</i>	48
<i>Figure 1.33: Physiographie actuelle des Bahamas et principaux courant de surface (flèches jaunes) et le courant de fond Western Boundary UnderCurrent – WBUC (flèche verte) localisés sur une image satellite (source : Esri).</i>	54
<i>Figure 1.34 : Reconstruction paléogéographique des Caraïbes au Callovien/Oxfordien (A), à l'Albien (B), au Campanien (C) et au Miocène inférieur (D) (adapté d'après Meschede et Frisch, 1998).</i>	57
<i>Figure 1.35 : Reconstitution de la paléogéographie de l'arc volcanique Central Américain à 20 Ma (A) et à 12 M(B). Les flèches noires indiquent le sens de déplacement des plaques tectoniques et la flèche verte indique les échanges entre les eaux de l'Océan Atlantique et de l'Océan Pacifique (adapté d'après Coates et al., 2004).</i>	58
<i>Figure 1.36 : Localisation d'une sélection de profils sismiques régionaux, des puits des missions JOIDES, DSDP Leg 11- 44 et 76, ODP Leg 101 et 166 (JOIDES, 1965 ; Hollister et al., 1970 ; Benson et al., 1975 ; Sheridan et al., 1980 ; Austin et al., 1986 ; Eberli et al., 1997), de quatre puits pétroliers d'exploration et de la zone de fracture de Great Abaco.</i>	59
<i>Figure 1.37 (page suivante) : Coupes géologiques Ouest-Est du Blake Plateau à partir des interprétations des profils sismiques régionaux localisés sur la figure 1.36. A. Interprétation du profil UTMSI (redessiné</i>	

<i>d'après Shipley et al., 1978). B. Interprétation des profils MC 89 et 90 (redessiné d'après Sheridan et al., 1981).....</i>	<i>59</i>
<i>Figure 1.39 : Interprétation du profil sismique WESTERN au nord-ouest de Great Bahama Bank localisé sur la figure 1.36. A. Profil sismique WESTERN et son interprétation (Eberli et Ginsburg., 1987). B. Interprétation simplifiée du profil WESTERN (adapté d'après Eberli et al., 1994). C. Paléogéographies du nord-ouest de Great Bahama Bank au Crétacé Supérieur et au Cénozoïque Moyen (redessiné d'après Eberli et Ginsburg., 1987).....</i>	<i>63</i>
<i>Figure 1.40: Interprétation du profil sismique de la mission ODP Leg 166 de la pente ouest de Great Bahama Bank positionné dans la continuité du profil WESTERN (adapté d'après Betzler et al., 1999) . Voir figure 1.36 pour la localisation des profils sismiques et des puits.</i>	<i>64</i>
<i>Figure 1.41 : Localisation des cinq drifts contouritiques dans le détroit de Floride (compilé d'après Mullins et al., 1980 et Bergman et al., 2005), du courant de Floride et du courant des Antilles.....</i>	<i>65</i>
<i>Figure 1.42 : Profils de pentes Bahamiennes en accrétion, en bypass et en érosion et représentations schématiques de leur configuration stratigraphique (adapté d'après Schlager et Ginsburg, 1981 et Playton et al, 2010).....</i>	<i>67</i>
<i>Figure 1.43 : Localisation des zones d'acquisition de sondeur multifaisceaux le long des pentes bahamiennes et des sites ODP du Leg 101 et 166 (A) et coupes bathymétriques des profils de pente du canyon de Great Abaco (1), du canyon d'Exuma (2), d'Exuma Sound (3), du nord de Tongue of The Ocean (4), à l'ouest de Great Bahama Bank (5) et au nord de Little Bahama Bank (6) (d'après les cartes bathymétriques de la NOAA BR-3PT1, BR-3PT2, NG-17-3 et NG-17-6 pour les profils 1-3-4-5 et 6 et des données de la mission Bacar pour le profil 2) (B).</i>	<i>68</i>
<i>Figure 1.44 : Appareil sédimentaire d'Eleuthera à l'ouest de l'île d'Abaco de Little Bahama Bank. A. Localisation de l'appareil sédimentaire d'Eleuthera sur la coupe géologique régionale fig. 1.38 (redessiné d'après Sheridan et al., 1981) et sur l'image satellite. B. Caractérisation de la partie inférieure et supérieure de l'appareil sédimentaire d'Eleuthera (Ravenne et al., 1985).</i>	<i>69</i>
<i>Figure 1.45 : Cartographie de deux intervalles de turbidites calciclastiques (niveau I et II) et de la débrite (niveau III) au nord d'Exuma Sound (adapté d'après Crevello et Schlager, 1980).....</i>	<i>70</i>
<i>Figure 1.46 : Représentation schématique du sud de Tongue of The Ocean (Schlager et Chermak, 1979) (A) et zoom sur le haut de pente en marge de la plate-forme représenté selon un bloc diagramme (B) et un profil de dépôt (adapté d'après Grammer et Ginsburg, 1992) (C).....</i>	<i>71</i>
<i>Figure 1.47 : Principales caractéristiques morphologiques de la pente ouest de Great Bahama Bank. A. Carte de pente et principaux éléments architecturaux au niveau de Santaren Channel. B. Profil longitudinal de sondeur de sédiment montrant la variation d'épaisseur et des structures sédimentaires du drift de péri-plate-forme. C. Modèle du drift de péri-plate-forme. D. Carte bathymétrique et principaux</i>	

<i>éléments architecturaux de la zone nord de la pente ouest de Great Bahama Bank (compilé d'après Betzler et al., 2014 (A, B et C) et Mulder et al., 2012a (D)).</i>	72
<i>Figure 1.48 : Physiographie de Little Bahama Bank et indication des types de bordure d'après la classification de Mullins et Neumann (1979) et Hine et al. (1981). Les types de bordure sont établis à partir des orientations des vents dominants et des vagues renseignées dans Hine et Neumann (1977).</i>	76
<i>Figure 1.49 : Circulation des principaux courants océaniques autour de LBB et mesures de vitesse des courants au nord du Détroit de Floride (redessiné d'après Richardson et al., 1969) (B) et à l'est d'Abaco (redessiné d'après Lee et al., 1990) (C) et des paramètres physiques de la colonne d'eau au nord de LBB (données de la mission Carambar, novembre 2010)(D).</i>	77
<i>Figure 1.50 : Cartographie des faciès de surface de Little Bahama Bank (compilé d'après Ball, 1967, Enos, 1974 et Kaczmarek et al., 2010).</i>	78
<i>Figure 1.51 : Evolution des shoals oolitiques de Lily Bank. A. Image satellite de Lily Bank et localisation sur la carte de faciès figure 1.50. B. Proposition d'un modèle d'évolution de Lily Bank durant l'Holocène (Sparks et Rankey, 2013).</i>	79
<i>Figure 1.52 : Les tidal deltas shoals se développent entre les cays en arrière d'une barrière récifale discontinue (Reeder et Rankey, 2009). Localisation des tidal deltas shoals sur la carte de faciès figure 1.50.</i>	80
<i>Figure 1.53 : Localisation des précédentes zones d'études de la pente nord de Little Bahama Bank. (1) Caractérisation de la bordure de plate-forme (Hine et Neumann, 1977), (2) étude de l'uppermost slope (Rankey et Doolittle, 2012) et (3) analyse de la pente entre 200 m et 1300 m de bathymétrie (Mullins et al., 1984).</i>	81
<i>Figure 1.54 (page suivante) : Profils de dépôt de la bordure nord-ouest de Little Bahama Bank interprétés à partir des profils sismiques du sondeur de sédiments (modifié d'après Hine et Neumann, 1977). A. Profil de dépôt d'une bordure au vent à proximité des récifs de Matanilla. B. Profil de dépôts d'une bordure sous le vent à l'extrémité nord-ouest de Little Bahama Bank. La localisation des profils de dépôts A et B est indiquée sur la figure 1.53.</i>	82
<i>Figure 1.55 : Caractérisation de l'uppermost slope au nord de Little Bahama Bank à partir d'un profil sismique du sondeur de sédiment (A) et d'une carte bathymétrique (B) (Rankey et Doolittle, 2012).</i>	82
<i>Figure 1.56 : Carte bathymétrique de la pente nord de Little Bahama Bank reconstituée à partir des données sismiques Très Haute Résolution de la mission E-3A-79 à bord du R/V Eastward (adapté d'après Mullins et al., 1984).</i>	83
<i>Figure 1.57 : Classification des échofaciès (A) et cartographie des échofaciès sur la pente nord de LBB (B) permettant d'estimer la nature des sédiments de surface (C) (adapté d'après Mullins et al., 1984).</i>	84
<i>Figure 1.58 : Modèle de distribution des sédiments de surface sur de la pente nord de Little Bahama Bank (adapté d'après Mullins et al., 1984).</i>	85

<i>Figure 1.59 (page précédente) : Cadre stratigraphique de LBB du Miocène moyen au Pléistocène. A. Localisation des sept forages. B. Coupe géologique sud-nord de la plate-forme de LBB (adapté d'après Vahrenkamp et Swart, 1994). C. Séquence de dépôts du sud-ouest de LBB reconstituée à partir des forages GB-1 et GB-2 (McNeill et al., 1998).</i>	87
<i>Figure 1.60 : Localisation des données de subsurface à l'origine des précédentes études de la pente nord de LBB avec les profils sismiques monotraces de la mission E-3A-79 (lignes vertes), les profils sismiques multitraces de la mission ODP Leg 101 (lignes bleues) et des puits ODP Leg 101 (cercles jaunes).</i>	88
<i>Figure 1.62 : Log synthétique, interprétation des environnements de dépôt et séquences sismiques des sites 630, 628 et 627 de la pente nord de LBB réalisés à partir d'informations compilées du rapport initial du Leg ODP 101.</i>	92
<i>Figure 1.63: Interprétation du jeu de sismiques multi-traces de la mission ODP Leg 101. A. Interprétation du profil transversale LBB-3. B. Interprétation du profil longitudinal LBB-18. C. Cartographie des dépôts en masse des séquences sismiques A, B et C/D et carte isopaques des dépôts en masse du Miocène Moyen (séquences sismique C/D) (adapté d'après Harwood et Towers, 1988).</i>	94
<i>Figure 1.64 : Corrélation des séquences de dépôts NLBB-4 à NLBB-1 (Van Buren et Mullins, 1983) et des séquences sismiques G à A du Leg ODP 101 (Austin et al., 1986).</i>	95
<i>Figure 1.65 : A. Principe de fonctionnement de l'EM302 avec les faisceaux d'émission en bleu, les faisceaux de réception en jaune et la zone imagée en rouge. B. Fauchée en fonction de la bathymétrie sur la pente nord de LBB.</i>	99
<i>Figure 1.66: Bathymétrie EM302 au nord de Little Bahama Bank (résolution : 20 m).</i>	100
<i>Figure 1.67 : Imagerie acoustique EM302 au nord de Little Bahama Bank (résolution : 5 m). Les fortes réflectivités présentent une couleur sombre et les faibles réflectivités sont d'une couleur claire.</i>	100
<i>Figure 1.68 : Localisation des profils sismique THR (bleu) et des profils sismiques HR multitraces (rouge).</i>	101
<i>Figure 1.69 : Comparaison d'un profil sismique THR et d'un profil sismique HR multitraces.</i>	102
<i>Figure 1.70 : Localisation et principales caractéristiques des prélèvements sédimentaires utilisées</i>	103
<i>Figure 1.71 : Méthodologie de l'analyse morpho-sédimentaire de surface à partir de la carte bathymétrique EM302, de l'imagerie acoustique EM302, des profils sismiques THR et des prélèvements sédimentaires.</i>	104
<i>Figure 1.72 : Méthodologie de l'analyse sismo-stratigraphique comprenant le calage des puits ODP, l'identification des séquences sismiques et l'analyse des faciès sismiques.</i>	105
<i>Figure 1.73 : Terminologie d'interprétation sismique pour les terminaisons de réflexions délimitant les limites des séquences sismiques et les différentes configurations des réflexions servant à caractériser un faciès sismique (redessiné d'après Mitchum et al., 1977 ; Vail et al., 1977).</i>	106

PARTIE 2

- Figure 2.1 : Carte bathymétrique EM302 de la pente nord de Little Bahama Bank (LBB) (Leg 2 de la mission Carambar). Localisation des principaux éléments de la plate-forme externe et des éléments architecturaux de la pente. Cn : canyon ; Sll : sillons distributaires ; D : zone en dépôt ; Gl : glissement ; Inc : incisions rectilignes ; Mc : monts carbonatés d'eau froide ; MTC : Mass Transport Complex.....114*
- Figure 2.2 : Analyse de pente réalisée à partir d'une compilation des cartes bathymétriques du Leg 2 de la mission Carambar et de la mission Carambar 1.5. A : Localisation des 10 profils bathymétriques. B : Profils de pente 1 à 5 et 6 à 10.....115*
- Figure 2.3 : Localisation des quatre domaines physiographiques sur les profils bathymétriques 6 et 10 (A) et cartographie de ces domaines sur l'ensemble de la zone d'étude (B). Pour chaque domaine physiographique, la bathymétrie, la distance à la plate-forme, la pente et les éléments architecturaux rencontrés sont indiqués dans le tableau en légende de la carte. Gl : glissement ; Inc : incisions rectilignes ; Epr : éperons de la pente moyenne ; Mc : monts carbonatés d'eau froide ; MTC : Mass Transport Complex ; Sll : sillons distributaires ; D : zone en dépôt.....116*
- Figure 2.4 (page suivante) : Carte d'imagerie acoustique EM302 à 5 m de résolution. Localisation des carottages Kullenberg (carrés rouges) de la mission Carambar (2010) et des 7 carottages (carrés oranges) et 3 bennes (triangles oranges) de la mission Carambar 1.5 (2014).118*
- Figure 2.5 : Classification des faciès d'imagerie acoustique EM302.....120*
- Figure 2.6 (page suivante): Cartographie des faciès de l'imagerie acoustique EM302. En arrière fond la carte de pente permet de visualiser les principaux éléments architecturaux.....120*
- Figure 2.7 (page précédente) : Classification des échofaciès du sondeur de sédiment 3,5 kHz (Chirp) de la zone d'étude avec les équivalences des échofaciès définis par Mullins et al., (1979 et 1984).....127*
- Figure 2.8 (page précédente): Cartographie des échofaciès du sondeur de sédiment 3,5 kHz (Chirp). En arrière fond la carte de pente permet de visualiser les principaux éléments architecturaux.127*
- Figure 2.9 : Illustration de la transition entre les échofaciès II.1 et II.2 le long de pente supérieure. La transition de faciès a lieu entre 450 et 500 m de bathymétrie.....127*
- Figure 2.10 : Illustration de la transition entre les échofaciès II.1 et II.2 le long de pente inférieure. Dans ce cas, la transition de faciès est à environ 1100 m de bathymétrie.....128*
- Figure 2.11 : Classification intégrée des faciès de surface à partir des données d'imagerie acoustique EM302, du sondeur de sédiment 3,5 kHz (Chirp) et des prélèvements sédimentaires.130*
- Figure 2.12 : Carte morpho-sédimentaire de la pente nord de LBB.....131*
- Figure 2.13 : Les quatre processus majeurs contrôlant la dynamique sédimentaire le long de la pente nord de LBB.133*

- Figure 2.14 : Profils de dépôts et processus sédimentaires à l'extrémité nord-ouest progradante (A), sur la pente orientale à l'équilibre (B) et le long d'un profil de dépôt en érosion (C et D).134*
- Figure 2.15 : Les éléments architecturaux de la pente nord de LBB et localisation des figures sur la caractérisation de surface des éléments architecturaux décrits dans ce chapitre. MTC : Mass Transport Complex ; Gl : glissement ; Sll : sillons distributaires ; D : zone de dépôt distale.140*
- Figure 2.17 : Caractérisation du glissement Gl-1 à partir des données de subsurface. Profil sismique HR 73 passant par le glissement Gl-1 et positionné au même endroit que le profil Chirp 217 (voir localisation figure 2.16). Le profil de sismique HR 73 permet d'identifier la surface de glissement et de caractériser la géométrie de la masse glissée frontalement confinée en pied de pente.143*
- Figure 2.18 (page précédente) : Caractérisation du glissement 2 et du canyon n°1 à partir des données de surface. Zoom sur la carte bathymétrique 3D (A), et profils sismiques Chirp permettant de caractériser les dépôts à l'intérieur du canyon n°1 et du glissement 2 (profil 148, B) et à l'embouchure de ces deux systèmes (profil 146, C).146*
- Figure 2.19 (page précédente) : Caractérisation des glissements ensevelis à partir des données de surface. Zoom sur la carte bathymétrique 3D (A) et sur les profils sismiques Chirp 143 et 224 (B et C). Les glissements partiellement ensevelis à l'extrémité ouest de la zone d'étude laissent apparaître en surface uniquement deux incisions rectilignes surmontées de monts carbonatés d'eau froide.147*
- Figure 2.20 : Caractérisation d'un glissement enseveli à partir des données de subsurface. Profil sismique HR 77 positionné au même endroit que le profil Chirp 224 (voir localisation figure 2.20). Ce profil sismique longitudinal permet d'identifier un glissement entièrement enseveli sous un intervalle de dépôt boueux de péri-plate-forme et de caractériser sa géométrie.147*
- Figure 2.21 (page précédente): Caractérisation du Mass Transport Complex (MTC) à partir de données de surface. Vue 3D de la carte bathymétrique au niveau du MTC (A) et zoom sur les pockmarks au front de la cicatrice du MTC (B) et sur la bordure ouest méandriforme (C) (adapté d'après Tournadour et al., 2015).151*
- Figure 2.22 (page précédente) : Caractérisation du Mass Transport Complex (MTC) à partir des données de subsurface. Localisation des profils sismiques sur la carte bathymétrique 3D (A). Le profil longitudinal 77 (B) et les profils transversaux 79 et 81 (C) illustrent la géométrie du MTC confiné et la complexité de son remplissage (adapté d'après Tournadour et al., 2015).153*
- Figure 2.23 : Modèle de formation et évolution du Mass Transport Complex (MTC). Etape 1 : mise en place du MTC frontalement confiné par un ou plusieurs événements gravitaires. Etape 2 : remplissage de la dépression par des dépôts boueux de péri-plate-forme et formation de pockmarks par expulsion de fluide de la masse glissée en compression au front du glissement. Etape 3 : instabilités gravitaires dans l'unité de remplissage et formation de petits glissements à l'intérieure de la cicatrice d'arrachement (adapté d'après Tournadour et al., 2015).153*

<i>Figure 2.24 : Modèle de formation, d'évolution et de remplissage des glissements de la pente nord de LBB.</i>	155
<i>Figure 2.25 : Analyse quantitative de la morphologie des 18 canyons. Carte bathymétrique des canyons et localisation des talwegs et des points de rupture de pente (A). Caractéristiques générales des 18 canyons : bathymétrie minimale et maximale, longueur, sinuosité et inclinaison de la pente (B). Profil longitudinal type du talweg avec les points de rupture de pente (C). Diagramme de la longueur des 18 canyons (D). Caractéristiques des parties linéaires et évasées des canyons (E).</i>	158
<i>Figure 2.26 : Carte de la profondeur d'incision des canyons. Cette carte est réalisée par soustraction d'une surface de base à l'équilibre et de la carte bathymétrique réelle (voir protocole annexe B). Notons la faible profondeur d'incision des parties linéaires des canyons le long de la pente supérieure, la présence de terrasses dans les canyons et l'existence de zone en érosion linéaire en bas de pente et partiellement chenalisée.</i>	159
<i>Figure 2.27 (page suivante) : Caractérisation des canyons 3 et 4 en forme d'amphithéâtre à partir des données de surface. Zoom sur la carte bathymétrique 3D (A), la carte bathymétrique 2D (B) et l'imagerie EM302 (C). Le profil Chirp 152 montre le remplissage sédimentaire à l'intérieur des parties en amphithéâtre (D). Quatre profils bathymétriques transverses notés a à d permettent de caractériser la géométrie des canyons 3 et 4 (E). La carotte CARKS-24, le profil Chirp 152 et les profils bathymétriques a à d sont localisés sur la carte bathymétriques 3D (A).</i>	160
<i>Figure 2.28: Caractérisation du canyon n°5 à partir des données de surface. Vue 3D de la carte bathymétrique (A). Quatre profils transverses notés a à d permettent de caractériser les géométries internes du canyon n°5 (B). Profil d'incision du canyon (C). Profils Chirp, 208, 152, 146 et 143 transverses au canyon n°5 (D).</i>	162
<i>Figure 2.29 (page suivante) : Caractérisation des canyons n°10 à 14 à partir des données de surface. Zoom sur la carte bathymétrique 3D (A), la carte bathymétrique 2D (B) et l'imagerie EM302 (C). Les profils Chirp montrent les caractéristiques sédimentaires des terrasses des canyons 10 à 14 (D). Ces terrasses sont soit aggradantes, soit en forme de biseau caractéristique des morphologies de levées (E).</i>	163
<i>Figure 2.30: Caractérisation des canyons n°17 et 18 à partir des données de surface. Zoom sur la carte bathymétrique 3D (A), la carte bathymétrique 2D (B) et l'imagerie EM302 (C). Les profils de Chirp 283, 277, 201, 149-150 montrent le remplissage sédimentaire à l'intérieur des canyons 17 et 18 (D).</i>	166
<i>Figure 2.32 : Synthèse sur les architectures de canyons sous-marins et sur l'influence des paramètres de contrôle sur l'évolution des canyons sous-marins le long de la pente nord de LBB.</i>	172
<i>Figure 2.33 (page suivante) : Comparaison des canyons sous-marins de système carbonaté, silicoclastique et mixte. A. Tableau de comparaison des principaux paramètres physiques des canyons de Redondo et Santa Monica sur la marge californienne (Tubau et al., 2015), du Cap Creus et du Bourcart dans le Golfe</i>	

du Lion (Baztan et al., 2005), de Roya et Verde sur la marge Ligure (Coste, 2014), de Botricello et Assi sur la marge Calabro-Ionienne (Coste, 2014) et des canyons de 10 et 15 de Ribbon Reef sur la marge nord-est australienne (Puga-Bernabéu et al., 2011). Modèles simplifiés et images bathymétriques des canyons sous-marins de la pente nord de LBB (B), du canyon de Redondo de la marge californienne (C) et des canyons Ribbon Reef de la marge NE australienne (D).....173

Figure 2.34 : Les éléments architecturaux de la pente inférieure. Les sillons distributaires (traits oranges) s'initient à l'embouchure des canyons et se poursuivent le long de la pente inférieure en direction de trois zones dépositionnelles notées D1 à D3 (rayées jaunes clairs). Les sillons distributaires sont juxtaposés à deux nappes d'épandage notées Np1 et Np2 (rayées mauves). Les carottes CARKS-30, 31 et 32 sont localisées dans les sillons distributaires tandis que la carotte CARGC-25 est localisée dans la zone dépositionnelle D1.....175

Figure 2.35 (page précédente) : Caractérisation des sillons distributaires selon deux zooms le long de la pente inférieure (A). L'architecture des sillons est illustrée sur le zoom de la carte bathymétrique (B1). Les sillons (S.4) sont identifiables sur l'imagerie EM302 grâce à leur remplissage par des dépôts sableux de faible réflectivité (teinte claire sur la carte) (B2). Un second zoom sur l'imagerie EM302 (C1) illustre des nappes d'épandage et des figures de courants (S.5) entrecoupant les sillons distributaires (interprétation C2).....177

Figure 2.36 (page suivante) : Caractérisation des trois zones de dépôt distales notées D1 à D3. Les zones dépositionnelles peu visibles sur la carte bathymétrique (A) sont bien définies sur l'imagerie EM302 (B). La zone de dépôt D1 est confinée dans une cuvette tandis que les zones de dépôt D2 et D3 sont délimitées à l'ouest par un escarpement pouvant atteindre 50 m de haut (A). Les profils de Chirp 184 et 196 montrent l'hétérogénéité sédimentaire de ces zones dépositionnelles confinées (C).178

Figure 2.37 (page suivante) : Caractérisation de la zone dépositionnelle D1 à partir de l'imagerie EM302 (A), le profil Chirp 184 (B) et le profil sismique HR 65 (C). Le profil sismique HR montre que la zone dépositionnelle D1 est structuralement contrôlée par plusieurs épisodes de déformation syn-sédimentaire durant le Néogène.178

Figure 2.38 (page suivante) : Schémas conceptuels de la formation des sillons distributaires et du remplissage des zones dépositionnelles confinées. A. Géométries des éléments architecturaux de la pente inférieure. B. Ecoulement de haute densité à l'origine des sillons distributaires et des dépôts sableux dans les zones dépositionnelles. C. Ecoulement de faible densité transportant la boue de péri-plate-forme au niveau des zones dépositionnelles.....182

Figure 2.39 (page précédente) : Caractérisation morpho-bathymétrique des monts carbonatés d'eau froide. (A) Localisation des quatre classes de monts carbonatés sur la carte bathymétrique. (B) Analyse dimensionnelle des monts carbonatés. (C) Zooms sur les monts carbonatés issus des quatre classes. (D) Profils Chirp 146 (localisés sur les zooms C1 et C2) illustrant les caractéristiques acoustiques des monts

carbonatés ainsi que leur enfouissement partiel par les dépôts sédimentaires composés de boue de plate-forme.....185

Figure 2.40 : Modèle de la dynamique sédimentaire actuelle de la pente nord de Little Bahama Bank. La sédimentation le long de la pente est contrôlée par cinq processus sédimentaires : le transfert de boue depuis la plate-forme vers le domaine profond (1), la cimentation sous-marine (2), l'érosion intra-pente (3), la remobilisation des sédiments par le courant des Antilles (4) et les constructions carbonatées d'eau profonde (5).....192

Figure 2.41 : Comparaison des deux modèles de dépôts observés le long de la pente nord de LBB. Un système progradant caractérise la partie occidentale tandis que des petits systèmes turbiditiques entaillent la partie orientale de la pente.....194

PARTIE 3

Figure 3.1 : Plan de position des lignes de sismique HR multitraces de la mission Carambar (lignes rouges) et localisation des puits ODP (cercles jaunes), des lignes sismiques de la mission E-3A-79 (Van Buren et Mullins, 1983) (lignes en pointillés verts) et de la mission ODP Leg 101 (Harwood et Towers, 1988) (lignes en pointillés bleus).....200

Figure 3.2 : Calage des unités litho-stratigraphiques présentes au puits ODP-627 sur la ligne sismique 70-71.....205

Figure 3.3 : Calage des unités litho-stratigraphiques présentes au niveau des puits ODP-628 (A) et ODP-630 (B) sur la ligne sismique 70-71.....206

Figure 3.4 (page suivante) : Corrélation des puits ODP et identification des quatre séquences sismiques sur le profil composite 70-71.....207

Figure 3.5 : Principales caractéristiques des séquences sismiques et interprétations des environnements de dépôts avec indication des événements géologiques majeurs ayant affecté les Bahamas et le Blake Plateau. Localisation des séquences sismiques SEQ-A à SEQ-D sur l'échelle stratigraphique et corrélation avec les séquences sismiques des précédentes études de Van Buren et Mullins (1983) et de Harwood et Towers (1988).....209

Figure 3.6 : Assemblage pseudo 3D de l'interprétation sismo-stratigraphique de la pente nord de LBB..214

Figure 3.7 (page suivante): Evolution longitudinale des séquences sismiques SEQ-A à SEQ-D sur l'ensemble de la zone d'étude à partir de l'interprétation des profils longitudinaux 64-65, 62, 39 et 44. Les profils non interprétés sont disponibles en annexe D.215

<i>Figure 3.8 : Unité de transition entre les séquences SEQ-A et SEQ-B. La localisation des zooms est indiquée sur les profils sismiques de la figure 3.7.....</i>	<i>217</i>
<i>Figure 3.9 : Faciès rencontrés dans la séquence sismique SEQ-A.....</i>	<i>217</i>
<i>Figure 3.10 : Carte isochrone du sommet de la séquence SEQ-A. Les lignes noires continues sont espacées de 100 ms twt et les lignes noires en pointillés de 20 ms twt. Les lignes grises indiquent la bathymétrie actuelle.....</i>	<i>218</i>
<i>Figure 3.11: Organisation de la séquence SEQ-B et des sous-unités B1 et B2 dans la partie occidentale (A) et orientale (B) de la zone d'étude. Les localisations des zooms du profil 64-65 sont indiquées sur la figure 3.7.....</i>	<i>220</i>
<i>Figure 3.12 : Carte isochrone de l'horizon « Top-SEQ-B »(A) et carte d'épaisseur de la séquence SEQ-B (B). Les lignes noires continues sont espacées de 100 ms twt et les lignes noires en pointillés de 20 ms twt. Les lignes grises indiquent la bathymétrie actuelle.....</i>	<i>221</i>
<i>Figure 3.13 : Faciès rencontrés dans la séquence sismique SEQ-C au niveau de la zone occidentale.....</i>	<i>222</i>
<i>Figure 3.14 : Sous-unités et faciès rencontrés dans la séquence sismique SEQ-C de la partie orientale. ...</i>	<i>223</i>
<i>Figure 3.15 (page suivante): Evolution longitudinale et latérale des séquences sismiques SEQ-A à SEQ-D dans la partie orientale de la zone d'étude à partir de l'interprétation des profils sismiques 62, 53, 66 et 68. Les profils non interprétés sont disponibles en annexe D.....</i>	<i>223</i>
<i>Figure 3.16 : Caractérisation de la sous-unité C1 de la séquence sismique SEQ-C. Cette sous-unité présente des dômes aggradants distincts ou accolés les uns aux autres (type A), superposés (type B) ou en compensation (type C) (localisation des zooms sur les profils 39 et 65-64, fig. 3.7 et sur les profils 53 et 68, fig. 3.15).....</i>	<i>225</i>
<i>Figure 3.17 : Carte d'épaisseur de l'unité C1 de la séquence SEQ-C. Cette séquence est caractérisée par des dômes de 1 à 2 km de large et de 100 à 150 ms twt de haut. Les lignes noires continues sont espacées de 100 ms twt et les lignes noires en pointillés de 20 ms twt. Les lignes grises indiquent la bathymétrie actuelle.....</i>	<i>226</i>
<i>Figure 3.18 : Caractérisation de la sous-unité C3 de la séquence SEQ-C à l'extrémité orientale de la zone d'étude sur le profil 68 (localisation du zoom sur le profil 68, figure 3.15). A ce niveau l'unité C3 est très déformée, elle est caractérisée par une zone en compression marquée par la présence de chevauchements.</i>	<i>227</i>
<i>Figure 3.19 : Carte isochrone de l'horizon « Top-SEQ-C »(A) et carte d'épaisseur de la séquence SEQ-C (B). Les lignes noires continues sont espacées de 100 ms twt et les lignes noires en pointillés de 20 ms twt. Les lignes grises indiquent la bathymétrie actuelle.....</i>	<i>228</i>
<i>Figure 3.20 : Faciès sismiques rencontrés dans la séquence SEQ-D.....</i>	<i>229</i>

<i>Figure 3.21 (page suivante) : Evolution longitudinale de la séquence sismique SEQ-D caractérisée par un système progradant dans la partie occidentale et un système en by-pass dans la partie orientale.....</i>	<i>230</i>
<i>Figure 3.22 (page suivante) : Caractérisation du MTC du Miocène inférieur - Miocène moyen à la base de la séquence SEQ-D au centre de la zone d'étude à partir des profils sismiques 39, 41 et 73 et leurs interprétations.....</i>	<i>232</i>
<i>Figure 3.23 : Caractérisation de l'extrémité nord-ouest progradante de la séquence SEQ-D à partir des profils sismiques 77, 75 et 44. La pente s'organise selon des cliniformes sigmoïdes montrant quatre sous-unités majeures notées D1-west à D4-west. Pour cette figure, l'exagération verticale est de 20.</i>	<i>234</i>
<i>Figure 3.24 : Assemblage pseudo 3D de l'interprétation des profils sismiques de la partie occidentale de la zone d'étude. La sous-unité D3-west est interprétée comme un drift contouritique dont les terminaisons frontales et latérales constituent la rupture de la pente actuelle (modifié d'après Tournadour et al., 2015).</i>	<i>235</i>
<i>Figure 3.25 : Caractérisation des incisions profondes entièrement comblées dans les sous-unités D2-west et D3-west en amont du glissement 1 sur le profil sismique 74.</i>	<i>236</i>
<i>Figure 3.26 : Caractérisation de la séquence sismique SEQ-D à proximité du puits ODP 630 entre les canyons 2 à 4 sur les profils sismiques 70-71 et 44.....</i>	<i>237</i>
<i>Figure 3.27 : Caractérisation de la séquence sismique SEQ-D dans la partie proximale orientale entre les canyons sous-marins 6 et 13 à partir des profils sismiques 66, 68, 57 et 47-48.....</i>	<i>239</i>
<i>Figure 3.28 : Caractérisation de la séquence sismique SEQ-D dans la partie distale orientale au niveau des zones dépositionnelles D1 à D3 observées sur le fond marin (cf. partie 2) à partir des profils sismiques 63 et 65.....</i>	<i>240</i>
<i>Figure 3.29 : Carte d'épaisseur de la séquence SEQ-D. Les lignes noires continues sont espacées de 100 ms twt et les lignes noires en pointillés de 20 ms twt. Les lignes grises indiquent la bathymétrie actuelle.....</i>	<i>241</i>
<i>Figure 3.30 : Coupes géologiques synthétiques illustrant l'évolution de la pente nord de LBB depuis l'Albien à l'Actuel. Localisation des coupes AA' et BB' sur les cartes paléogéographiques de la figure 3.31.</i>	<i>246</i>
<i>Figure 3.31 : Cartes paléogéographiques des Bahamas de l'Albien à l'Actuel.</i>	<i>247</i>
<i>Figure 3.32 : Modèle simplifié de l'évolution structurale des Bahamas pendant la phase de collision de l'arc de Cuba avec les Bahamas du Crétacé Supérieur à l'Eocène moyen (GBB : Great Bahama Bank ; LBB : Little Bahama Bank ; NWPC ; Northwest Providence Channel).</i>	<i>248</i>
<i>Figure 3.33 : Coupes synthétiques montrant l'évolution de la pente nord de LBB au Néogène à l'extrémité ouest et à l'est de la zone d'étude.</i>	<i>253</i>

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

Figure 1 : Localisation de notre étude par rapport à l'ensemble du système de la pente carbonatée depuis la plate-forme jusqu'au bassin profond de Blake-Bahamas à 4000 m de bathymétrie.....264

LISTE DE TABLES

<i>Table 1 : Classe de granulométrie selon le diagramme ternaire (Stow et al., 2013) des trente premiers centimètres des carottes sédimentaires Kullenberg de la mission Carambar (L. Chabaud, thèse en cours). Ici le terme de boue remplace le terme anglophone « mud ». Localisation des carottes figure 2.6.....</i>	<i>123</i>
<i>Table 2 : Faciès sédimentaires correspondants aux échofaciès de la zone d'étude. Pour la localisation des carottes voir la figure 2.8.....</i>	<i>129</i>

INTRODUCTION GENERALE

CONTEXTE DE L'ÉTUDE ET OBJECTIF PRINCIPAL

Les écoulements gravitaires sous-marins correspondent à l'ensemble des processus capables d'éroder, de transporter et de déposer des sédiments sous l'action de la gravité depuis le domaine continental jusqu'au domaine marin profond (Middleton et Hampton, 1973). Ils sont à l'origine d'importants édifices sédimentaires tels que les grands éventails sous-marins. Ces accumulations sédimentaires peuvent s'étendre sur plusieurs centaines de kilomètres et leur intérêt scientifique n'a cessé de croître depuis les dernières décennies, aussi bien sur le plan académique qu'industriel. En effet, leur étude permet de comprendre les transferts sédimentaires vers le domaine profond et l'évolution des marges continentales, mais également d'améliorer l'exploration et la production des hydrocarbures des systèmes analogues *offshore*.

A ce jour les études se sont principalement focalisées sur les systèmes silicoclastiques, délaissant quelque peu les systèmes carbonatés. Ce manque d'intérêt pour les systèmes gravitaires carbonatés s'explique par leur potentiel réservoir jugé peu attractif mais également par la rareté des cas d'études disponibles, tant sur les affleurements que sur les analogues actuels. En effet, les affleurements ont toujours une accessibilité limitée et parfois difficile et sont affectés par l'érosion et la tectonique, rendant souvent difficile la caractérisation des morphologies et des géométries. D'un autre côté, les « usines » à carbonates actuelles sont rares en raison d'une part de la configuration *icehouse* de la Terre actuelle et de la présence de reliefs abondants responsables de la prédominance des apports silicoclastiques. Malgré ces limitations, des études déterminantes font date dans la compréhension des systèmes carbonatés profonds (Cook et al., 1972 ; Schlager et James, 1978 ; Droxler et Schlager, 1985 ; Mullins et Cook, 1986 ; Eberli, 1991 ; Coniglio et Dix, 1992 ; Eberli et al., 1997 ; Playton et al., 2010). Cependant, celles-ci sont souvent initiées sur des concepts issus des systèmes gravitaires silicoclastiques mais permettent néanmoins de mettre en évidence des différences cruciales entre ces systèmes.

Tandis que les systèmes gravitaires silicoclastiques ont une source fluviatile où la remobilisation des particules vers le large est contrôlée par l'érosion des reliefs continentaux qui est maximale pendant les périodes de chute du niveau marin (Vail et al., 1977 ; Posamentier et al., 1991), l'alimentation des systèmes carbonatés profonds est directement dépendante de la production carbonatée *in situ* sur la plate-forme. Or « l'usine » à carbonate n'est pas uniquement contrôlée par les variations eustatiques mais également par des facteurs environnementaux tels que des paramètres physico-chimiques, le type d'organismes producteurs, l'hydrodynamisme ou les apports de nutriments (Handford et Loucks, 1993). En outre, les systèmes carbonatés exportent de grande quantité de boue micritique vers le domaine profond. Cette boue carbonatée présente des propriétés physico-chimiques spécifiques induisant une cimentation précoce des carbonates (Colacicchi et Baldanza, 1986 ; Dix et Mullins, 1988). Ces différences montrent que les systèmes gravitaires carbonatés ont un fonctionnement qui leur est propre et les concepts développés sur les systèmes gravitaires silicoclastiques doivent être utilisés avec prudence.

Dans le but d'enrichir les connaissances sur les systèmes de pentes carbonatées, la mission océanographique Carambar 1 (2010) conduite par l'Université de Bordeaux sur le navire Ifremer R/V *Le Suroît* explore les pentes carbonatées bahamiennes à l'ouest de *Great Bahama Bank* et au nord de *Little Bahama Bank*.

Ce lieu d'étude a pour avantage d'être le système carbonaté actuel le plus étudié au monde. Les connaissances acquises sur ces plates-formes offrent ainsi un cadre stratigraphique et sédimentologique très bien contraint, indispensable pour comprendre les relations spatiales et temporelles entre la plate-forme et la pente.

Notre travail se concentre sur la pente nord de *Little Bahama Bank* positionnée au vent et ouverte sur l'océan (*open ocean windward*) constituant une limite régionale entre l'archipel des Bahamas et le *Blake Plateau*. D'abord définie comme une pente en accrétion (Schlager et Ginsburg, 1981), la pente nord de *Little Bahama Bank* montre cependant des évidences de transfert sédimentaire (*by-pass*) vers le bassin avec la présence de larges canyons et un tablier de dépôts gravitaires en pied de pente. Ces morphologies sont observées dès 1979 grâce à une mission océanographique à bord du *R/V Eastward* permettant la première étude intégrée d'une pente carbonatée actuelle. Le modèle de distribution sédimentaire sur la pente nord de *Little Bahama Bank* proposé par Mullins et al. (1984) sera alors le précurseur du modèle de *base-of-slope apron* (Mullins et Cook, 1986), largement appliqué par la suite sur les pentes carbonatées anciennes.

L'objectif principal de ce travail de thèse est l'étude de la dynamique sédimentaire de la pente nord de *Little Bahama Bank* et la réévaluation des premiers modèles à partir des données du sondeur multifaisceaux et de la sismique Très Haute Résolution (THR) et Haute Résolution (HR) recueillies lors de la mission Carambar 1 (2010). Ce jeu de données est ponctuellement calibré par les données sédimentologiques des carottages Küllenbergl de la mission Carambar 1 (2010) étudié dans le cadre de la thèse de Ludivine Chabaud (2013-2016) et par les prélèvements sédimentaires (carottages par gravité et bennes) collectées lors de la mission Carambar 1.5 (2014).

Cette étude a été menée en collaboration avec l'Université de Bordeaux et la compagnie TOTAL au sein de l'UMR 5805-EPOC (Environnements et Paléo-Environnements Océaniques et Côtiers) et du CSTJF (Centre Scientifique et Technique Jean-Féger) de TOTAL à Pau.

PROBLEMATIQUES

Afin de répondre à cet objectif, ce travail propose une étude de la pente nord de *Little Bahama Bank* à deux échelles de temps et d'espaces organisée suivant quatre problématiques :

- (1) Proposer une caractérisation de la distribution sédimentaire de surface et des principaux éléments architecturaux sur la pente nord de *Little Bahama Bank* afin d'établir un modèle de la dynamique sédimentaire actuelle.
- (2) Déterminer l'organisation architecturale des glissements et des canyons sous-marins afin d'identifier quels sont les facteurs de déclenchement et de proposer un modèle de formation des canyons sous-marins en domaine carbonaté.

- (3) Identifier les facteurs de forçage (eustatisme, tectonique, climat, production carbonatée, morphologie de la plate-forme) de la sédimentation profonde au nord de Little Bahama Bank et déterminer leur implication sur l'évolution latérale et verticale de la pente au cours du Néogène.
- (4) Comprendre l'évolution tectono-sédimentaire de la pente nord de Little Bahama Bank depuis l'Albien à l'Actuel et évaluer l'importance du contrôle géodynamique sur l'évolution de la plate-forme de Little Bahama Bank et sur son système de pente.

ORGANISATION DU MEMOIRE

Ce mémoire est organisé en trois parties, subdivisées en dix chapitres :

- La **première partie** présente le contexte scientifique de l'étude. Elle s'attarde dans un premier temps à présenter l'état des connaissances sur la sédimentation profonde en domaine carbonaté (chapitre 1). Elle propose ensuite une présentation synthétique du cadre géologique et environnemental des Bahamas ainsi qu'une énumération des différents systèmes de pentes rencontrés (chapitre 2). Une attention particulière est alors portée sur la physiographie, l'hydrodynamisme et les environnements de dépôts actuels observés sur *Little Bahama Bank*, et les précédentes études réalisées sur la pente nord (chapitre 3). Enfin, cette première partie s'achève sur la présentation du matériel et des méthodes d'analyses mise en œuvre au cours de cette étude (chapitre 4).
- La **deuxième partie** est consacrée à l'étude de la sédimentation profonde actuelle sur la pente nord de *Little Bahama Bank*. Elle propose d'une part une analyse morpho-sédimentaire avec l'identification de grands domaines physiographiques et l'étude de la distribution sédimentaire le long de la pente (chapitre 1). D'autre part, elle présente les éléments architecturaux rencontrés ainsi que leurs modèles de formation et d'évolution, avec une attention plus particulière sur les canyons sous-marins (chapitre 2). Enfin, la partie 2 se termine par la proposition d'un modèle de la dynamique sédimentaire pour l'ensemble de la pente nord de *Little Bahama Bank* en contexte actuel de haut niveau marin relatif et discute des processus sédimentaires associés (chapitre 3).
- La **troisième partie** est focalisée sur l'étude de l'évolution tectono-sédimentaire de la pente de l'Albien à l'Actuel à partir d'une analyse sismo-stratigraphique. Cette partie débute par la présentation du calage de trois puits ODP sur la sismique et l'identification des principales séquences sismiques associées à des cortèges de dépôts (chapitre 1). Elle présente ensuite l'évolution latérale et verticale de chacune de ces séquences (chapitre 2). Enfin, cette partie se termine par une proposition d'une reconstitution de l'évolution géologique de la pente nord de *Little Bahama Bank* depuis l'Albien en lien avec le contexte géodynamique des Caraïbes, l'eustatisme et la production carbonatée sur la plate-forme (chapitre 3).

Enfin, une conclusion générale synthétise l'ensemble de ces travaux en rappelant les résultats marquants de cette étude. Elle propose une mise en perspectives de l'implication du système de pente au nord de *Little Bahama Bank* sur le transfert sédimentaire du système carbonaté bahamien dans sa globalité, depuis la plate-forme jusqu'au domaine très profond dans le bassin de *Blake-Bahamas*.

PARTIE 1
-
CONTEXTE SCIENTIFIQUE

CHAPITRE 1

-

LA SEDIMENTATION PROFONDE EN DOMAINE CARBONATE, ETAT DES CONNAISSANCES

Ce chapitre propose une synthèse non exhaustive des connaissances sur la sédimentation profonde en domaine carbonaté. Il s'attarde d'abord sur les processus sédimentaires et les faciès qui en résultent, il propose ensuite un recensement des modèles de dépôt et des différents éléments architecturaux qui les composent et enfin il présente les différents facteurs qui contrôlent l'évolution des pentes carbonatées.

A. ORIGINE DES SEDIMENTS, PROCESSUS DE TRANSPORT ET FACIES ASSOCIES

Avant d'aborder les processus de transport et les faciès sédimentaires associés il est important de comprendre quelle est l'origine des dépôts qui composent les pentes. En effet les sédiments peuvent provenir soit de la plate-forme, avoir une origine pélagique ou terrigène ou bien être produits directement sur la pente (Coniglio et Dix, 1992).

- *Les sédiments de la plate-forme*

Généralement les particules de la plate-forme transportées puis resédimentées vers la pente sont des particules fines algaires, des aiguilles d'aragonite, des débris squelettiques et non squelettiques boueux à arénitiques et des lithoclastes. Localement, des sédiments plus grossiers et des blocs peuvent également provenir de la bordure de plate-forme (Coniglio et Dix, 1992). Dans le cas des plates-formes actuelles, une quantité importante de boue est produite dans le lagon et est ensuite transférée vers le domaine profond (Neumann et Land, 1975 ; Boardman et Neumann, 1984 ; Heath et Mullins, 1984). La boue produite sur la plate-forme est principalement constituée d'aiguilles d'aragonite et de calcite fortement magnésienne (High Ca-Mg) produites en grande partie par les algues vertes du lagon (Neumann and Land 1975).

- *La sédimentation pélagique*

Les organismes présents dans la colonne d'eau sont majoritairement des coccolithes et des foraminifères benthiques et sont composées principalement de calcite. L'aragonite constitue la coquille des ptéropodes mais elle est peu représentative dans la composition de la boue pélagique (Henrich et Hüneke, 2011). La sédimentation pélagique se mélange progressivement avec les sédiments qui dérivent de la plate-forme. L'ensemble est alors appelé boue de péri-plate-forme (Schlager et James, 1978). En s'éloignant de la plate-forme la quantité de boue originaire du banc diminue en proportion au profit de la boue pélagique. Le pourcentage de minéraux métastables diminue alors à la faveur de la calcite plus stable induisant ainsi une réduction de la cimentation sous-marine (Health et Mullins, 1984).

- *La sédimentation silicoclastique*

Du matériel argilo-silteux terrigène peut être présent dans les systèmes purement carbonatés. Ces particules d'origine lointaine peuvent être transportées par les courants océaniques, comme l'atteste la présence d'argile terrigène associée à la boue de péri-plate-forme au sud du détroit de Floride et au nord de *Little Bahama Bank* (Mullins et al., 1985 ; Brunner, 1986 ; Austin et al., 1986). Des particules sédimentaires peuvent également être transportées sur de très longues distances en domaine aérien par les vents. Des poussières sahariennes ont par exemple été identifiées sur les plates-formes bahamiennes (Swart et al., 2014). Enfin dans les systèmes mixtes des particules terrigènes peuvent être amenés par les fleuves comme par exemple dans les systèmes de Belize, du Golfe de Papouasie Nouvelle Guinée ou de Nouvelle-Calédonie (Droxler et Jorry, 2013 et références incluses).

- *Production carbonatée sur la pente ou carbonates autochtones*

Des monts carbonatés d'eau froide peuvent se mettre en place le long des pentes carbonatées. Ils présentent une grande diversité d'écosystèmes en fonction de leur environnement.

La diversité des sédiments présents dans le domaine profond des systèmes carbonatés implique trois processus majeurs de transport: les processus gravitaires, les courants de fonds et la décantation des particules fines en suspension que l'on regroupera sous le terme de *off-bank transport*. A ces trois processus de resédimentation peuvent s'ajouter des processus de constructions carbonatées sur la pente qui complexifient la dynamique sédimentaire du domaine carbonaté profond.

1. Les processus gravitaires

Les processus gravitaires sous-marins ont fait l'objet de nombreuses études principalement dans les systèmes silicoclastiques modernes ou anciens, aussi bien par des observations de terrains que par des études expérimentales en bassin ou avec des modèles numériques. Les différentes nomenclatures qui en découlent reposent soit sur le comportement physique des écoulements soit sur les faciès. Cette section propose dans un premier temps une présentation des processus gravitaires et leurs dépôts selon deux grandes catégories : les glissements en masse et les écoulements gravitaires (Mulder et Cochonat, 1996). Dans un second temps une discussion sera proposée sur l'impact de la lithologie des carbonates sur le comportement des écoulements et les faciès résultants.

1.1. Les glissements en masse

Les glissements en masse correspondent à des phénomènes de déformation et de déplacement de volumes sédimentaires homogènes le long d'un plan de cisaillement (surface de glissement plane ou courbe). Parmi les glissements en masse on distingue : les avalanches et les chutes de blocs, les glissements translationnels (*slides*) ou rotationnels (*slump*) et le fluage (*creeping*) où la déformation sédimentaire est lente et graduelle sans rupture systématique du matériel. Ces déstabilisations s'initient souvent en contexte tectonique actif et/ou pendant des périodes de forte accumulation sédimentaire.

1.2 Les écoulements gravitaires

Les écoulements gravitaires sont laminaires ou turbulents suivant le régime de l'écoulement défini par le nombre de Reynolds (rapport des forces d'inerties sur la viscosité cinématique de l'écoulement). Les écoulements laminaires assurent le transport des particules par cohésion de la matrice, l'interaction entre les grains et la pression interstitielle, tandis que les écoulements turbulents assurent le support des particules par la composante verticale de la vitesse générée par la turbulence (Middleton et Hampton, 1973).

Les classifications des écoulements gravitaires étant nombreuses, la synthèse de Mulder et Alexander (2001) sera utilisée comme référence. Cette classification est basée sur la cohésion des écoulements et sur le mécanisme de support des particules qui influencent le comportement des écoulements (Mulder et Alexander, 2001) (fig. 1.1).

➤ La classification de Mulder et Alexander, 2001

▪ *Les coulées de débris (debris flow) :*

Ces écoulements présentent une matrice cohésive et une rhéologie pseudo-plastique. Les coulées de débris peuvent contenir des blocs hétérogènes de taille variable (centimétriques à décimétriques) dont le support est assuré par une forte cohésion de la matrice et par les forces de friction et de flottabilité des particules (Mulder et Alexander, 2001). Ces écoulements ont la particularité de pouvoir transporter du matériel sur plusieurs centaines de kilomètres notamment grâce au phénomène *d'hydroplaning* qui consiste en l'incorporation d'une fine couche d'eau à la base de l'écoulement permettant la réduction des forces de frottement et de leur potentiel érosif (Mohrig, et al., 1998). Le dépôt résultant est une débrite.

▪ *Les écoulements hyperconcentrés et concentrés*

Ce sont des écoulements non-cohésifs où le transport des particules est assuré par l'interaction entre les grains et les phénomènes de pression dispersive. La distinction entre les écoulements hyperconcentrés et les écoulements concentrés est établie sur leur concentration en particules. Le passage entre les deux se fait suite à une dilution de l'écoulement par incorporation d'eau à son sommet ou par diminution de sa charge sédimentaire. Au phénomène de collision entre les grains s'ajoute alors des processus de turbulence au sommet de l'écoulement constituant ainsi des écoulements bipartites où les écoulements laminaires et turbulents coexistent. Un écoulement est considéré purement turbulent lorsque sa concentration est inférieure à 9% (Bagnold, 1962).

▪ *Les écoulements turbulents*

Les écoulements turbulents assurent le transport des particules par suspension entretenue par la turbulence du fluide c'est-à-dire la composante verticale de la vitesse dirigée vers le haut (Middleton et Hampton, 1973). Parmi les écoulements turbulents se distingue les bouffées turbides, les courants de turbidité et les courants hyperpycnaux (Lüthi, 1981).

Les bouffées turbides constituent des phénomènes transitoires de courte durée (défini par analogie avec les avalanches de neige) présentant un volume limité de fluide qui n'est pas alimenté par l'arrière (Ravenne et Beghin, 1983 ; Laval et al., 1988).

Ils se distinguent alors des courants de turbidité qui sont caractérisés par une alimentation prolongée par l'arrière (Mulder et Alexander, 2001). Ces écoulements ont des durées variables, de plusieurs heures à plusieurs semaines. Les dépôts résultant des courants de turbidité sont appelés « turbidites ».

Les courants hyperpycnaux sont des écoulements entretenus qui se forment à l'embouchure des grands fleuves. Suite à des épisodes de crue, la densité de l'écoulement fluvial arrivant dans la mer est supérieure à la densité du fluide ambiant. Ce changement de densité peut induire alors un plongement des eaux denses et générer un écoulement gravitaire turbulent dit « hyperpycnal », et à l'origine des dépôts appelés « hyperpycnites » (Mulder et Syvitski, 1995 ; Mulder et al., 2001).

Dans les systèmes carbonatés, l'absence de système fluvial ne permet pas la mise en place de ce type de dépôt. Cependant des phénomènes de remise en suspension des particules des eaux du lagon peuvent induire le plongement d'eau dense vers la mer, on parle alors de « *density cascading* » (Wilson et Roberts, 1992 et 1995) (voir section 3. *Off-bank transport*).

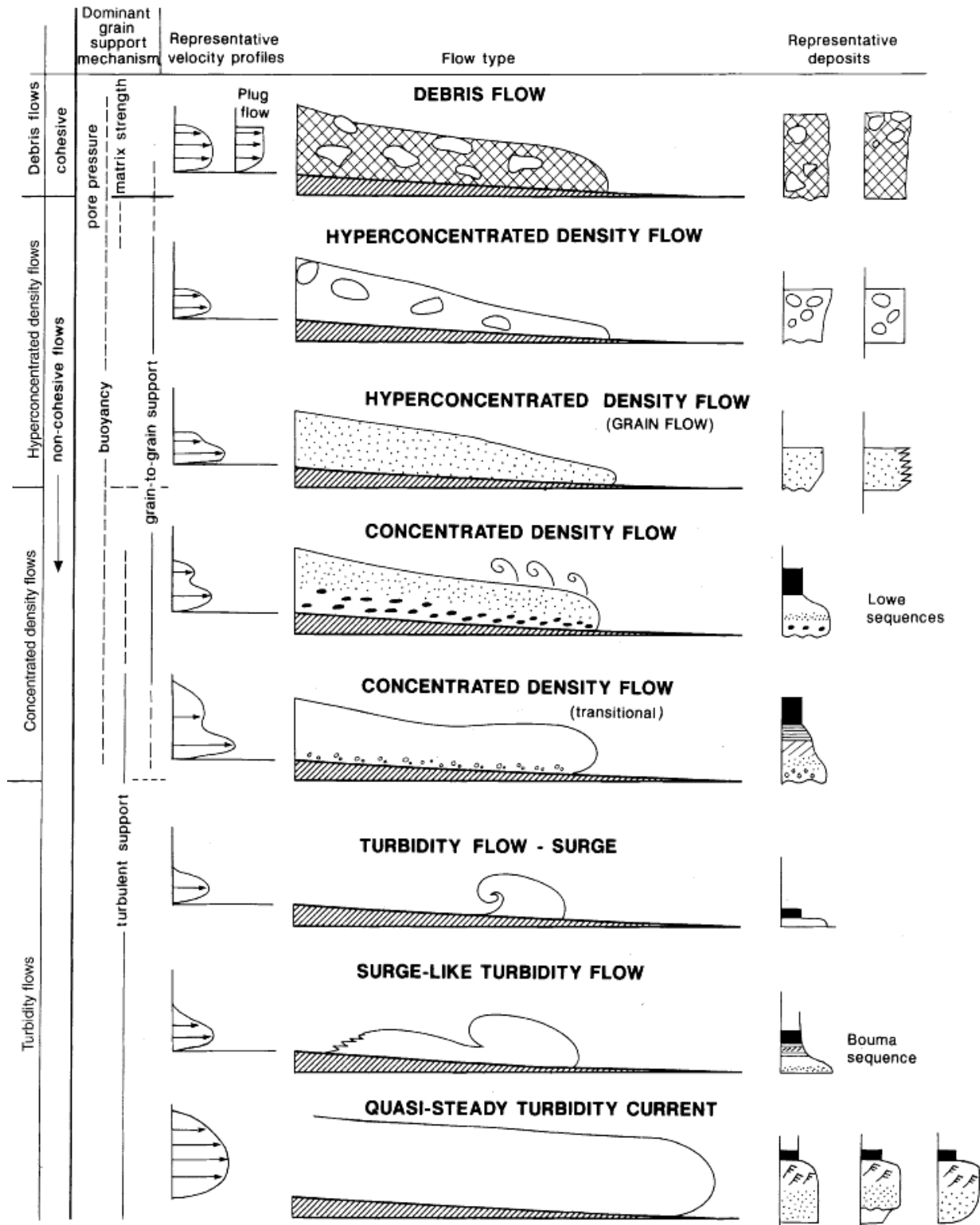


Figure 1.1 : Les différents types d'écoulements gravitaires et dépôts associés (Mulder et Alexander, 2001)

➤ *Transformation et évolution des écoulements gravitaires*

Les écoulements gravitaires sont des processus dynamiques caractérisés par des changements de propriétés physiques dans le temps et l'espace au fur et à mesure de leur propagation. En effet pendant leur propagation ils peuvent incorporer du sédiment par érosion du substrat ou bien se diluer par incorporation d'eau ou par diminution de la charge sédimentaire suite au dépôt des particules. Mulder et Alexander (2001) caractérisent le passage progressif d'écoulements gravitaires hyperconcentrés à des écoulements turbulents en fonction de la vitesse de l'écoulement, leur concentration et le mécanisme de support des particules tout en indiquant l'évolution de l'épaisseur des dépôts et des faciès résultants (fig. 1.2).

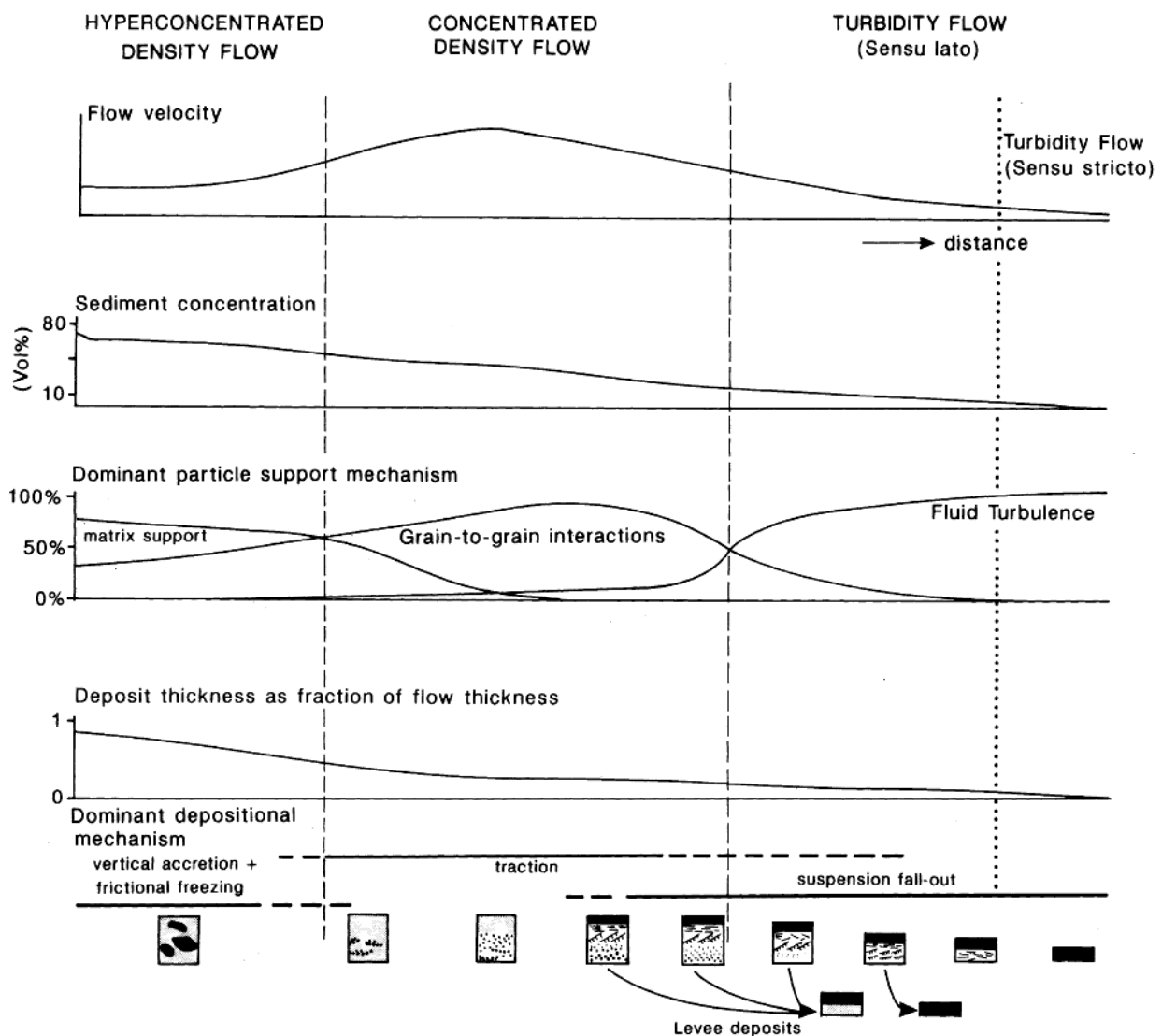


Figure 1.2 : Evolution de la vitesse de l'écoulement, de la concentration en particule, du mécanisme de support des particules et de l'épaisseur des dépôts lors de transformation d'un écoulement hyperconcentré à un écoulement concentré puis à un écoulement turbulent (Mulder et Alexander, 2001).

➤ *Les faciès associés aux écoulements gravitaires*

De nombreuses classifications de faciès génétiques ont été établies suite à l'étude des systèmes gravitaires silicoclastiques. Ces classifications permettent de faire le lien entre les dépôts observés et le type d'écoulement gravitaire à leur origine.

Vassoevich (1948 et 1951) et Nesteroff (1961) sont les premiers à proposer une description de faciès selon une séquence verticale type. Bouma (1962) synthétise ces données pour proposer un modèle prédictif de dépôt sous la forme d'une classification en cinq termes (Ta à Te) enregistrant la diminution de la vitesse d'un courant de turbidité en un point donné (fig. 1.3). Lowe (1982) propose par la suite une classification pour les turbidites plus grossières issues d'écoulements hyperconcentrés à concentrés. Cette séquence comprend alors les termes R₁ à R₃ pour les dépôts à gravier et S₁ à S₃ pour les dépôts sableux (fig. 1.3). Enfin, la séquence de Stow et Shanmugam (1980) concerne la partie fine des écoulements turbulents et subdivise la partie supérieure de la séquence de Bouma (1962) en 8 termes (T₀ à T₈) (fig. 1.3).

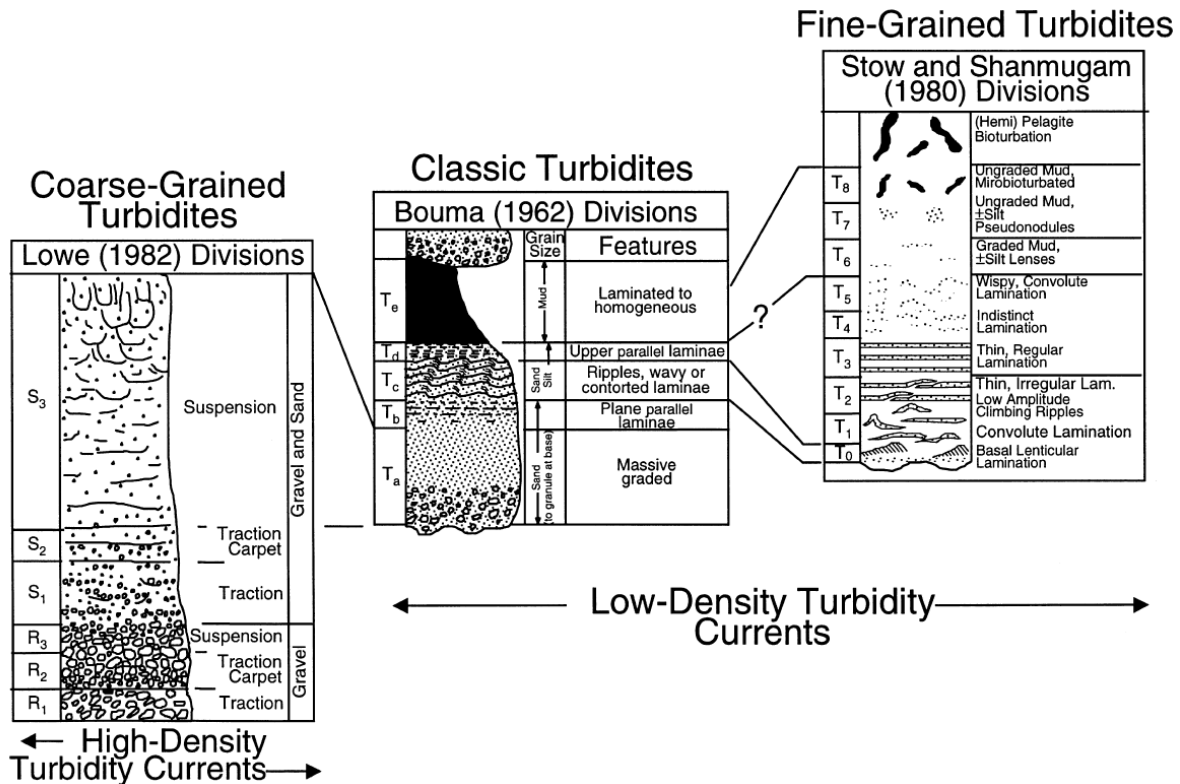


Figure 1.3: Equivalences entre les séquences verticales de faciès des turbidites grossières (Lowe, 1982), des turbidites classiques (Bouma, 1962) et des turbidites fines (Stow et Shanmugam, 1980) (Shanmugam 2000).

1.3. Spécificité des écoulements gravitaires à particules carbonatées

Le comportement des écoulements gravitaires est directement en lien avec la lithologie et la forme des particules sédimentaires qu'ils transportent. Dans l'absolu la calcite (CaCO₃: 2,71 g.cm⁻³) a une masse volumique supérieure à celle de la silice (SiO₂: 2,65 g.cm⁻³), mais dans le cas des particules carbonatées, leur forme et leur densité très variées peuvent avoir des conséquences sur leur flottabilité et leur décantation. Les particules des turbidites montrent en effet un éventail de densité beaucoup plus large que les particules silicoclastiques (Hodson et Alexander, 2010) (fig. 1.4).

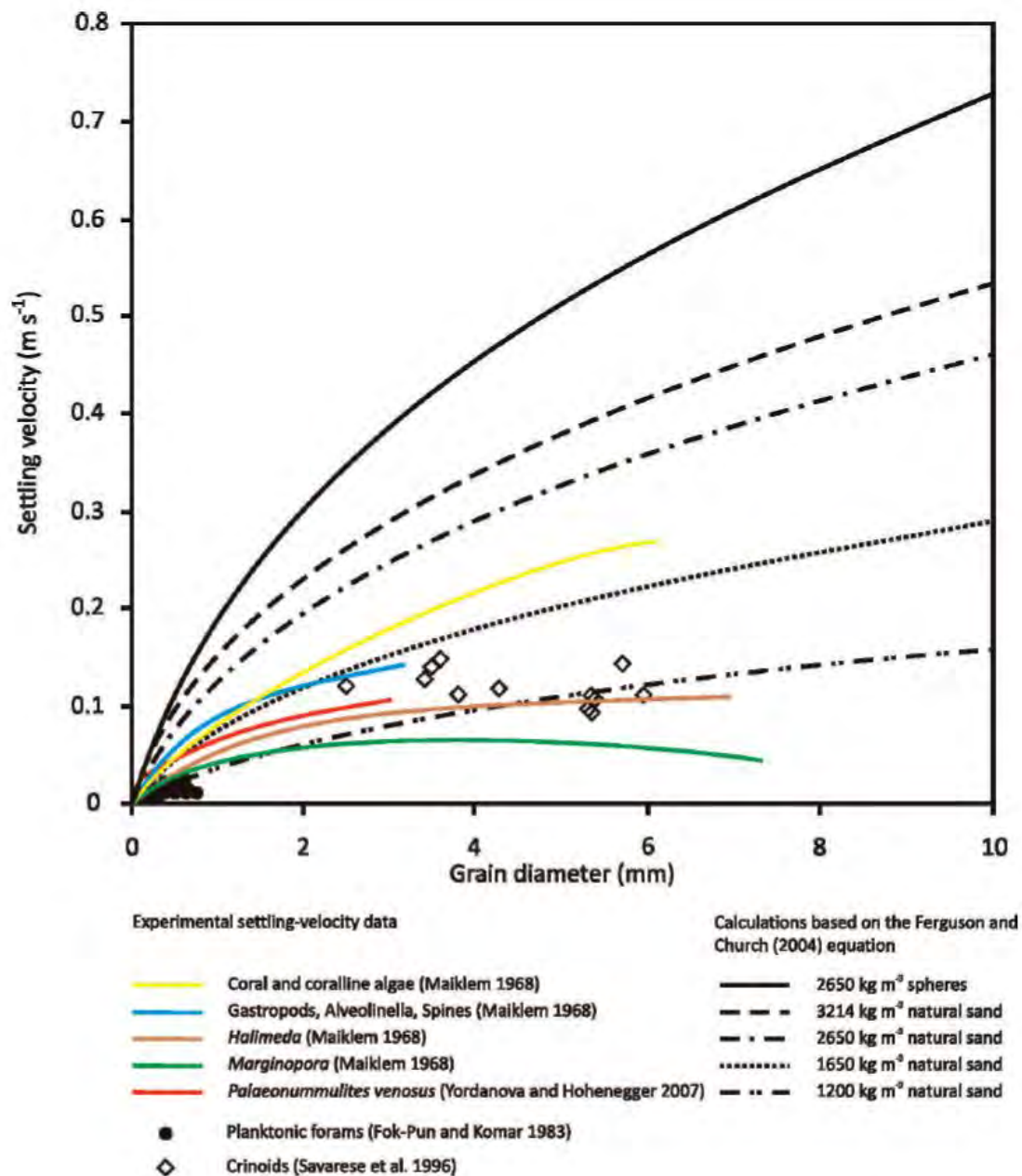


Figure 1.4 : Vitesses de décantation de particules carbonatées de densité différente (Hodson et Alexander, 2010).

Du fait de leur faible vitesse de décantation, les particules carbonatées sont maintenues plus longtemps dans l'écoulement turbulent et peuvent potentiellement être distribuées sur de plus longues distances comparés aux écoulements turbulents silicoclastiques pour des volumes initiaux équivalents (Hodson et Alexander, 2010). Or les systèmes turbiditiques carbonatés sont relativement peu étendus en comparaison des systèmes silicoclastiques (Payros et Pujalte, 2008). Cette faible extension s'explique par un volume des écoulements gravitaires réduits en comparaison aux systèmes silicoclastiques. Hodson et Alexander (2010) proposent trois raisons qui pourrait expliquer cette différence de volume : (1) une faible extension de la plate-forme par rapport aux grands systèmes de drainage des marges continentales, (2) une accommodation suffisante permettant le stockage de la production carbonatée et une diminution du transfert des particules vers le domaine profond, (3) des mécanismes de déclenchement des écoulements gravitaires réduits.

Colacicchi et Baldanza (1986) expliquent la faible extension du système gravitaire de la Formation Scaglia, dans les Apennins en Italie, par la faible quantité de boue disponible. Pour ces auteurs la rareté de la boue est à l'origine d'une diminution de la capacité de transport des écoulements turbulents et de la non dispersion des dépôts au-delà du pied de pente.

De plus la micrite composant la boue carbonatée est moins lubrifiante que les argiles en feuillets des systèmes silicoclastiques. Cela a pour effet d'augmenter le frottement interne entre les grains et de diminuer la capacité de transport des écoulements gravitaires carbonatés (Colacicchi et Baldanza, 1986 ; Payros et Pujalte, 2008).

Enfin la boue micritique a un comportement physico-chimique différent vis-à-vis de la diagenèse. La cimentation précoce des grains carbonatés est plus rapide que celle des sédiments siliceux ce qui a pour conséquence de limiter les déstabilisations gravitaires et la remobilisation des sédiments en domaine profond (Colacicchi et Baldanza, 1986 ; Dix et Mullins, 1988).

➤ Les classifications de faciès associées aux écoulements gravitaires carbonatés

Malgré la spécificité des particules carbonatées, les classifications de faciès établies pour les systèmes silicoclastiques sont souvent appliquées telles quelles aux systèmes gravitaires carbonatés.

Eberli (1991) considère que les turbidites calcaires présentent la même organisation que les turbidites silicoclastiques avec la présence d'un granoclassement et des termes de la séquence de Bouma (1962). Cependant du fait de la diversité des particules sédimentaires liée à la source carbonatée et de l'altération diagénétique post-dépôt, certaines des caractéristiques faciologiques sont spécifiques aux turbidites carbonatées (fig. 1.5).

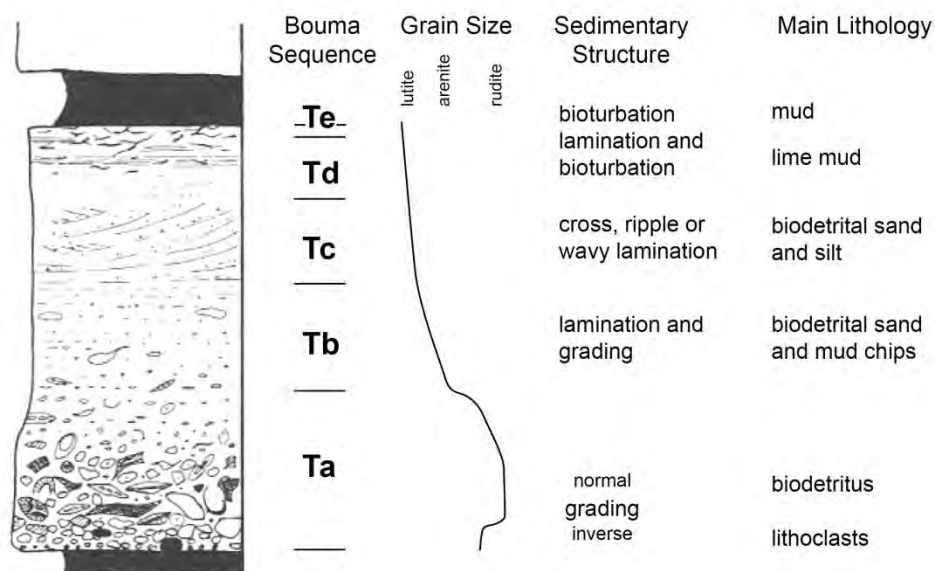


Figure 1.5 : Séquence turbiditique carbonatée issue d'un écoulement concentré à turbulent (Eberli, 1991).

Eberli (1991) définit alors quatre différences majeures dans les turbidites carbonatées :

- **1. Le tri.** Les turbidites calcaires, et plus particulièrement celles à granularité moyenne et grossière, montrent un très faible tri des particules comparé aux turbidites silicoclastiques. Le tri des particules dépend majoritairement de l'hétérogénéité des sédiments à la source, de la distance de transport et de la capacité de transport des écoulements. Dans les turbidites carbonatées le faible tri des particules peut être le résultat d'une grande variabilité de densité des grains liée à l'hétérogénéité lithologique des particules bioclastiques.
- **2. La bimodalité.** Beaucoup de turbidites calcaires montrent une distribution bimodale des lithoclastes et des particules biodétritiques avec à la base une dominance des lithoclastes. Selon Eberli (1991) cette bimodalité est également le résultat d'une faible densité des débris squelettiques cimentés.
- **3. Séquence de Bouma.** Les turbidites calcaires montrent souvent : (1) un granoclassement inverse à la base due à la différence de densité des grains carbonatés, (2) une imbrication des clastes allongés dans l'intervalle Ta, (3) des rides et des convolutes rarement présentes dans les séquences turbiditiques grossières mais fréquentes dans les séquences de turbidites fines, (4) une absence de l'intervalle Te dans les turbidites grossières, peut-être liée à l'absence d'une surface à charge électrostatique (présente dans les argiles terrigènes) pouvant entraîner la floculation.
- **4. Figures de base de banc.** Les figures sédimentaires de base de banc sont rares dans les turbidites carbonatées. Le manque de cohésion de la matrice peut empêcher la préservation des flûtes et *groove marks*.

Ces différences majeures énumérées par Eberli (1991) sont aujourd'hui sujet à discussion. Les critères faciologiques des turbidites calcaires peuvent être davantage enrichis et leurs interprétations en termes de processus sédimentaires doivent être testées par des modèles analogiques en bassin.

De plus, de manière générale, les classifications des dépôts gravitaires basées uniquement sur la dynamique de l'écoulement sont trop restrictives pour décrire les systèmes gravitaires carbonatés. En effet, il est essentiel dans ces types de système d'intégrer des classifications texturales (Folk, 1962 et Dunham, 1962) renseignant la nature des grains et leur matrice. Ces dernières apportent des éléments déterminants sur la source des particules resédimentées et par conséquent sur les processus de transport impliqués.

2. Les courants de contour

Les courants de contour circulent le long des marges continentales à différentes profondeurs et sont responsables de processus d'érosion, du transport de particules d'argiles et de sables fins et de larges constructions sédimentaires appelées *drift* contouritique. Ils correspondent soit à des courants profonds qui résultent de la circulation océanique thermohaline contrôlée par des changements de température et de salinité, soit à des courants de surface mis en mouvement sous l'action des vents. De manière générale, ces écoulements sont identifiés comme semi-permanents et géostrophiques avec un déplacement parallèle aux isobathes.

Dans les systèmes carbonatés modernes les courants de fond influencent la sédimentation profonde en marge des plates-formes carbonatées. Ils remobilisent les particules fines du nuage boueux de péri-plate-forme et induisent alors un étalement de ces dépôts dans le sens de propagation des courants. Le terme de péri-plate-forme *drift* est proposé par Betzler et al. (2014) pour décrire ces corps sédimentaires boueux en étalement observés à l'ouest de *Great Bahama Bank* (Betzler et al., 2014), au nord-ouest de *Little Bahama Bank* (Mullins et al., 1980 ; Tournadour et al., 2015 ; Chabaud et al., *en révision*), sur les bordures des atolls des Maldives (Betzler et al., 2013) et au niveau du *Marion Plateau* au nord-est de l'Australie (Isern et al., 2004).

En revanche dans les systèmes carbonatés anciens le rôle des courants de contour dans la dynamique sédimentaire profonde est très peu discuté. Quelques études évoquent néanmoins la présence de contourites sableuses (Bein et Weiler et al., 1976 ; Cook et al., 1983).

➤ Les contourites

Les contourites sont les dépôts résultant de l'action des courants de contour. Elles présentent une organisation verticale liée à la dynamique des courants de fond. La première séquence type est définie sur le *drift* de Faro (Faugères et al., 1984; Gonthier et al., 1984), elle s'organise selon une granocroissance des faciès vaseux aux faciès sableux suivit d'une granodécroissance des faciès sableux aux faciès vaseux (fig. 1.6). Cette séquence traduit l'augmentation puis la diminution de la vitesse et de la compétence d'un courant de fond.

A ce jour il n'existe pas de séquence contouritique type relative aux systèmes carbonatés. Les sédiments prélevés dans les péri-plate-forme *drifts* des systèmes carbonatés modernes indiquent uniquement la présence de boue de péri-plate-forme associés éventuellement à des intervalles d'argiles terrigènes.

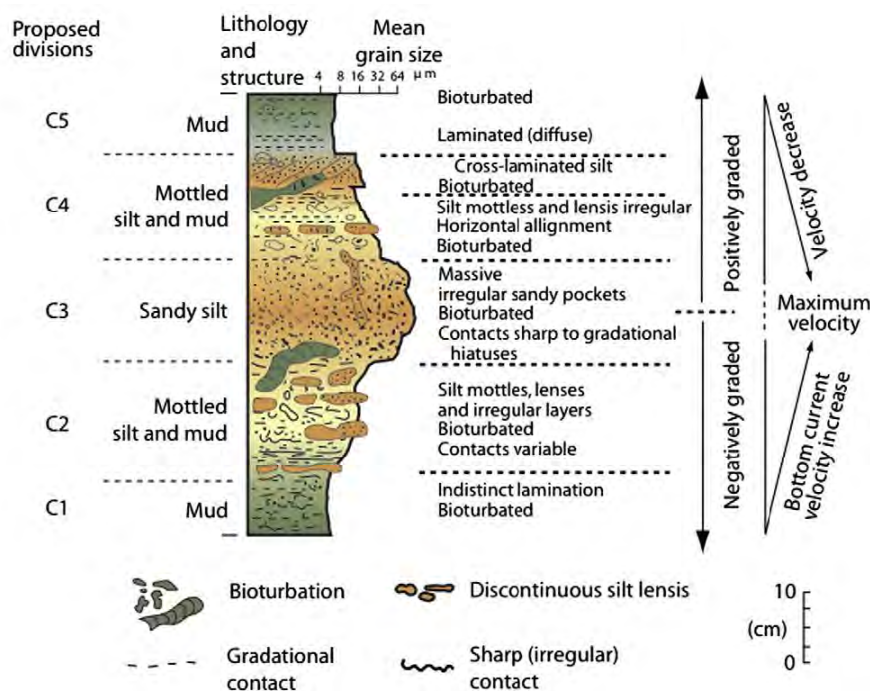


Figure 1.6: Séquence contouritique type et relation avec la vitesse du courant de fond (redessiné par Rebesco et al., 2014, d'après Gonthier et al. 1984 et Stow et Faugères, 2008).

➤ Les drifts contouritiques

La formation des *drifts* contouritiques est contrôlée par quatre principaux facteurs : (1) la morphologie des fonds marins, (2) la vitesse du courant et son évolution, (3) la quantité et la nature des sédiments disponibles et (4) la périodicité des courants de fond (Faugères et al., 1999). Ces facteurs de contrôle induisent des *drifts* contouritiques avec des géométries variées qui peuvent être regroupés en quatre types, *contourite sheeted drifts*, *elongate mounded drifts*, *channel-related drifts* et *confined drifts* (McCave et Tucholke, 1986 ; Stow et al., 1996 ; Faugères et al., 1999;) (fig. 1.7).

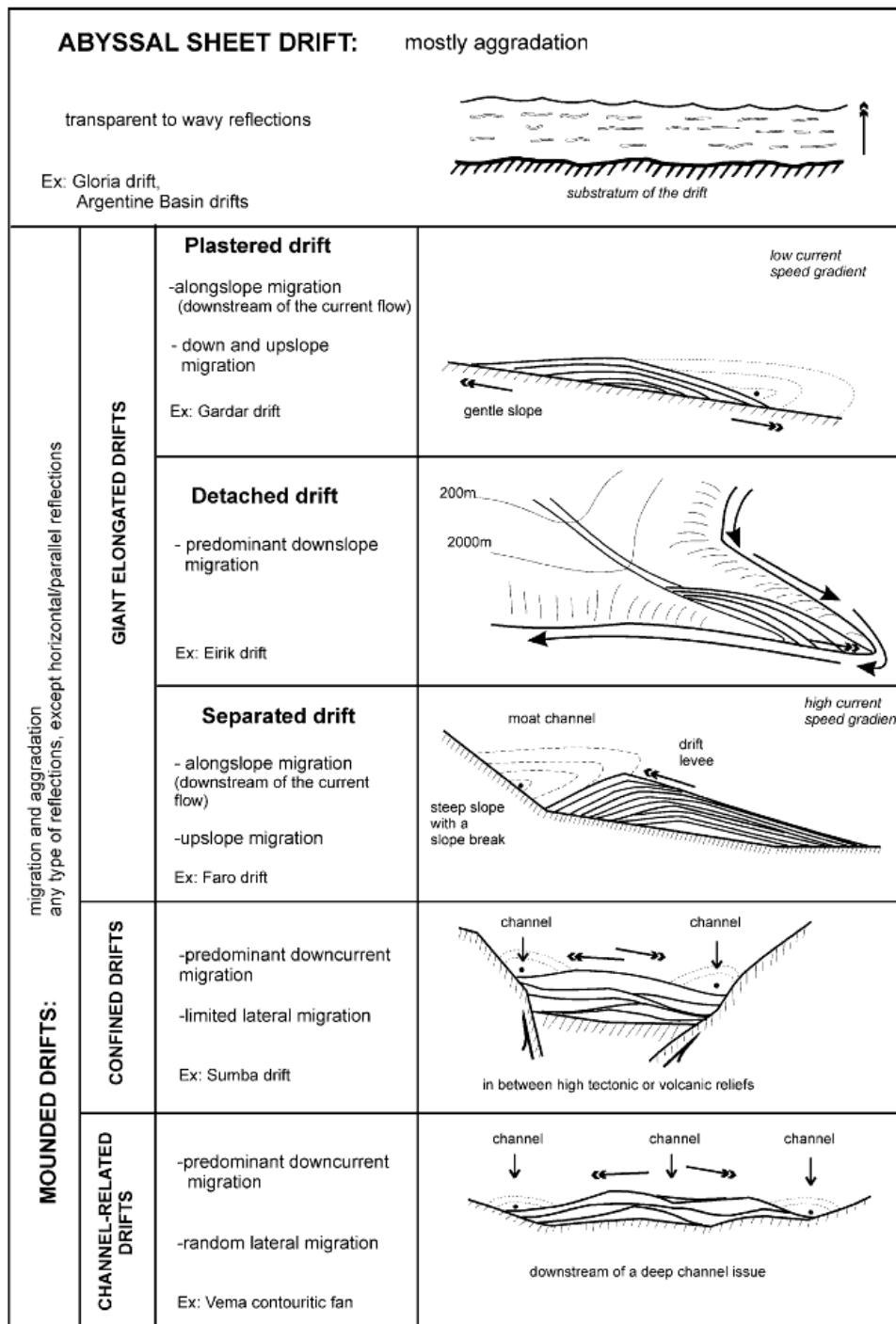


Figure 1.7 : Synthèse des différents types de drifts contouritiques. Les flèches noires indiquent le sens de migration et d'aggradation des drifts (Faugères et al., 1999).

➤ Les interactions entre les écoulements gravitaires et les courants de contour

En domaine marin l'interaction entre les processus gravitaires (*downslope*) et les courants de fond (*alongslope*) est fréquente (Faugères et Stow, 1993; Faugères et al., 1999, Stow et al., 2002). Plusieurs scénarios d'interaction entre les processus sont alors possibles (Faugères et al., 1999) (fig. 1.8) :

- Lorsqu'un courant de contour interagit avec un écoulement turbulent, cela induit une migration latérale du système de levée. Les courants de contour capturent du matériel du système turbiditique et forme alors un *fan drift* (Carter et McCave, 1994).
- Lorsque l'activité de ce courant est maximale le système de levée peut être partiellement érodé, notamment dans la partie distale.
- Enfin, si des courants turbiditiques se propagent en direction d'un *drift* contouritique cela peut induire le déplacement latéral du chenal, des levées et du lobe du système turbiditique. Le cas le plus complexe est atteint lorsque le *drift* est recoupé par le système turbiditique. Une partie des turbidites s'accumulent alors en amont du *drift* (*ponded turbidite*) tandis que des chenaux érosifs le recoupent et forment des éventails turbiditiques au-devant du *drift*.

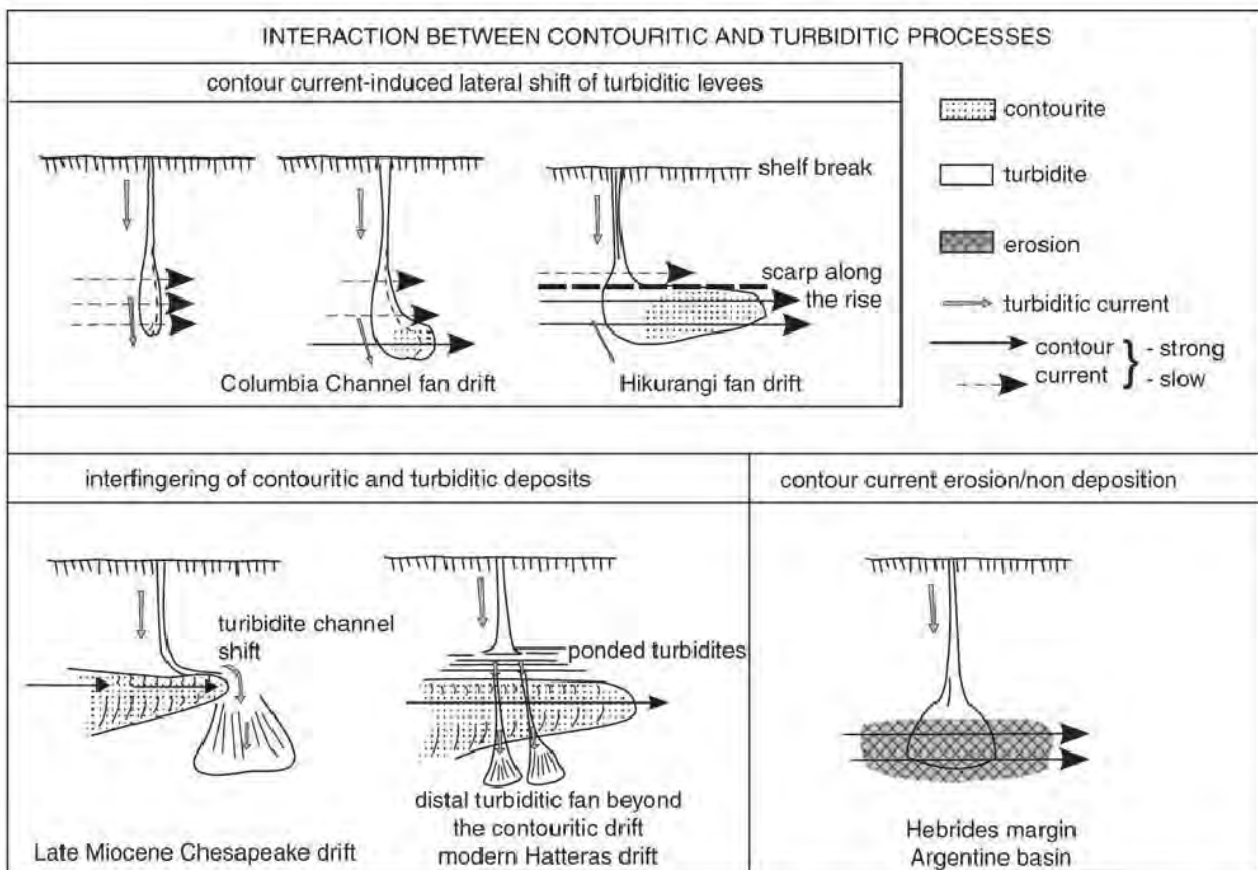


Figure 1.8 : Les différents scénarios d'interactions entre les écoulements gravitaires et les courants de contour (Faugères et al., 1999).

3. Off-bank transport

Lorsque que toutes les conditions environnementales sont réunies les plates-formes carbonatées sont le lieu d'une intense production sédimentaire. Lorsque cette production est supérieure à l'accommodation alors une grande partie de la boue produite est exportée vers le large ainsi que des sables néritiques (Jorry et al., 2008 ; Glaser et Droxler, 1993). A partir de l'étude de la pente nord de *Little Bahama Bank*, Heath et Mullins (1984) proposent un modèle général du transport latéral et vertical du nuage boueux de péri-plate-forme (fig. 1.9).

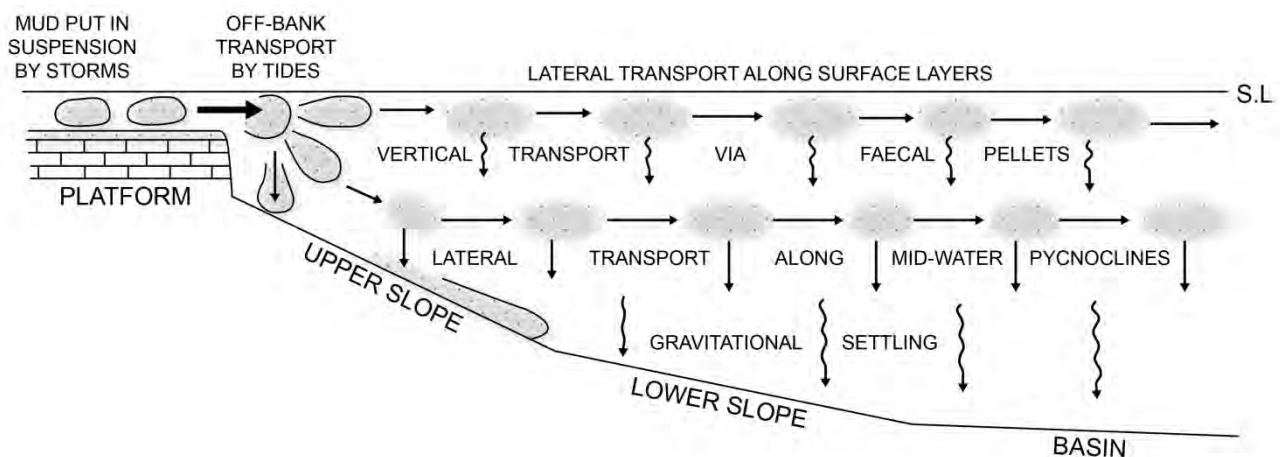


Figure 1.9: Modèle du transport latéral et vertical des particules fines qui dérivent de la plate-forme (redessiné d'après Heath et Mullins, 1984).

Certains auteurs estiment que les particules fines produites sur la plate-forme sont exportées majoritairement après le passage de tempêtes qui remettent en suspension les particules permettant alors aux courants tidaux de les balayer hors du banc (Hine et al., 1981; Boardman et Neumann, 1984 ; Pilskan et al., 1989). Le transfert de boue de plate-forme, en dehors des épisodes de tempêtes, s'effectue sous l'action des courants tidaux et du vent mais l'export est alors relativement moins important (Pilskan et al., 1989).

Proni et al. (1975) suggèrent que le nuage de boue de péri-plate-forme plonge ensuite du fait de sa densité plus forte que l'eau de mer et s'étend alors latéralement au niveau de la pycnocline (fig. 1.9). Une autre partie du transport est vertical et correspond à la décantation des particules fines dans la colonne d'eau. Enfin dans ce premier modèle, des écoulements turbiditiques de faible densité sont évoqués comme assurant un transport *downslope* (Heath et Mullins, 1984) (fig. 1.9).

> *Density cascading*

Quelques années après ce premier modèle, le processus de *density cascading* est identifié comme un facteur de déclenchement de courant hyperpycnaux accélérant le transfert de boue de plate-forme vers les pentes carbonatées (Wilson et Roberts, 1992 et 1995) (fig. 1.10).

Pendant les fronts froids hivernaux ou la saison chaude, une intense évaporation des eaux du lagon remet en suspension les particules fines de la plate-forme et les entraîne vers le large par le plongement d'écoulement hyperpycnaux (Wilson et Roberts, 1992) (fig. 1.10A). Le plongement de ces écoulements de forte densité sont à l'origine de structures en érosion telles que les ravines ou des zones de *plunge pools* (Wilson et Roberts, 1995) (fig. 1.10B).

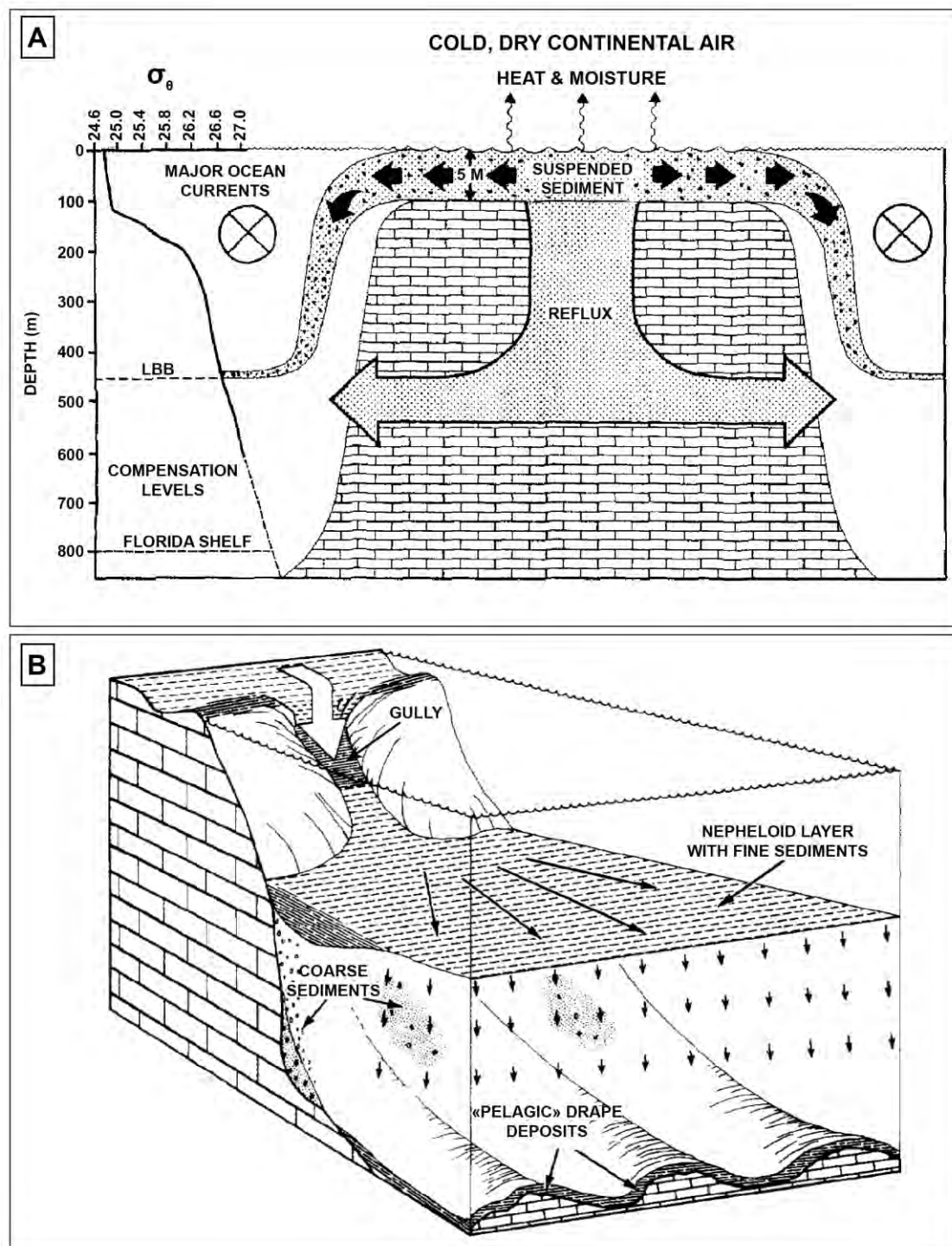


Figure 1.10 : Illustration du phénomène de density cascading. A. Diagramme schématisé des mouvements des écoulements de densité du lagon vers le bassin (Wilson et Roberts, 1992). B. Schéma illustrant les géométries des corps sédimentaires avec la présence de ravines et d'un drapage pélagique (adapté de Wilson et Roberts, 1995).

➤ Les faciès de boues carbonatées

Les boues carbonatées s'organisent en couches litées à surfaces très planes et parallèles parfois séparées par des niveaux argileux formant alors des géométries atypiques appelées « *rythmites* » ou « *ribbon limestones* » (McIlreath and James, 1978). La texture initiale des dépôts boueux est souvent transformée par boudinage suite à des différences de compaction et/ou de transformation diagénétique induisant la formation de calcaires à nodules.

4. Les constructions carbonatées d'eau froide

Les monts carbonatés d'eau froide ou *cold water coral mounds* appelés aussi *lithoherms* peuvent se développer à différentes profondeurs en-dessous de la zone photique dans des environnements marins très différents tels que les fjords, les pentes carbonatées, ou les plaines abyssales (Roberts et al., 2009). Ils correspondent soit à des coraux ahermatypiques soit à des colonies de bryozoaires qui piègent les particules fines et favorisent la formation de monts. Leur formation et leur évolution sont contrôlées principalement par les reliefs, la présence de courants sur le fond, le taux de sédimentation et la nature du substrat. Par conséquent les monts carbonatés sont de très bons indicateurs de la dynamique sédimentaire.

Le long des pentes carbonatées bahamiennes les *cold water coral mounds* correspondent à des colonies de coraux ahermatypiques et des bryozoaires localisés entre 500 et 1300 m de bathymétrie. Les monts peuvent s'étendre sur plusieurs centaines de mètres et atteindre 50 m de haut (Neumann et al., 1977 ; Messing et al., 1990 ; Mullins et al., 1981 ; Correa et al., 2012) (fig. 1.11).

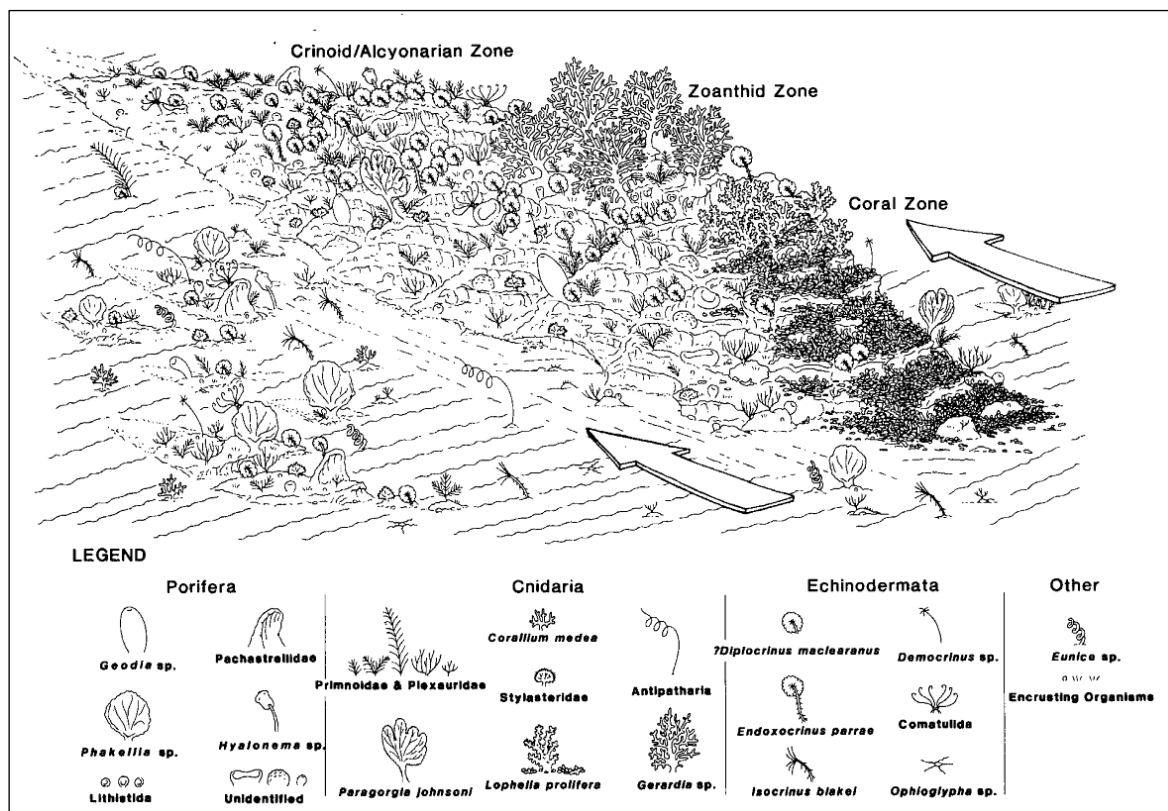


Figure 1.11: Représentation schématique des lithoherms et de leur biozonation. Les flèches indiquent le courant dominant (Messing et al., 1991).

Mullins et al. (1981) proposent un modèle d'évolution des *deep-water coral mounds* contrôlé par les courants de fond qui apportent les nutriments et l'oxygène nécessaires à leur développement.

Plus récemment, Correa et al. (2012) montrent que l'intensité du courant de fond n'est pas l'unique facteur de contrôle de la croissance des *mounds*. A partir de trois sites d'étude localisés à l'ouest de *Great Bahama Bank*, ils démontrent l'importance du taux de sédimentation et de la topographie initiale. En effet des taux de sédimentation trop importants peuvent entraîner l'enfouissement des

mounds dans les zones où les apports de sédiments de la plate-forme sont élevés (fig. 1.12A). Enfin l'initiation des colonies coralliennes est favorisée par les hauts topographiques à surface indurée. Ainsi les blocs et les débris issus de glissements en masse constituent d'excellents supports pour leur développement. Par conséquent les *coral mounds* présentent souvent un alignement le long de la pente selon la position d'anciennes cicatrices d'arrachement indépendamment de la direction des courants de fond (fig. 12B).

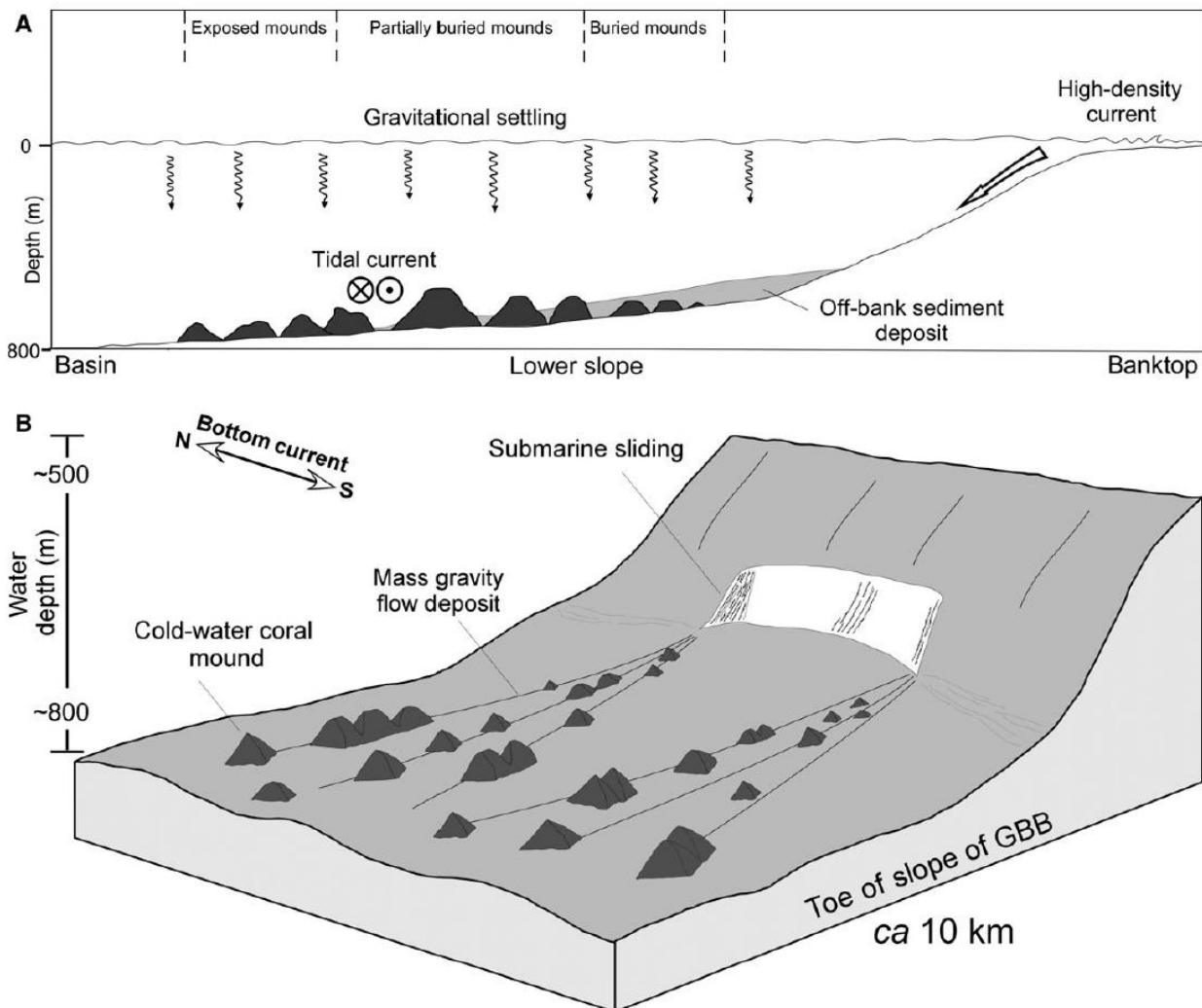


Figure 1.12 : Modèle conceptuel du développement des monts carbonatés d'eau froide le long de la pente ouest de Great Bahama Bank. A. Profil de dépôt illustrant la variabilité de la taille des monts en fonction des apports sédimentaires. B. Bloc diagramme montrant l'influence des dépôts issus des glissements en masse sur l'alignement des mounds (Correa et al., 2012).

D'autres cas d'étude montrent que le développement des monts carbonatés peut changer la topographie initiale et par conséquent favoriser ou accélérer le développement de *sediment waves* le long de la pente. Ce phénomène est très bien illustré par les *sediment waves* pleistocènes de *Great Australian Bight* (Anderskov et al., 2010) (fig.1.13).

Les auteurs montrent que les *sediment waves* de 1 km de large, 10 km de long et d'une hauteur de 40 m sont composées de boue carbonatée avec des bryozoaires en place (fig.1.13B et C). Selon les auteurs l'accrétion des *sediment waves* a lieu sous l'action de courants de densité qui décélèrent sur les flancs amonts et accélèrent sur les flancs avants plus pentus (Migeon et al., 2001 ; Nakajima et Satoh, 2001)(fig.1.13D).

Les bryozoaires influencent ensuite le milieu de dépôt en piégeant les sédiments apportés par les courants de densité et en stabilisant le fond marin. Cela a pour conséquence une amplification des *sediment waves* comparé aux *sediment waves* des pentes silicoclastiques formées par des processus similaires.

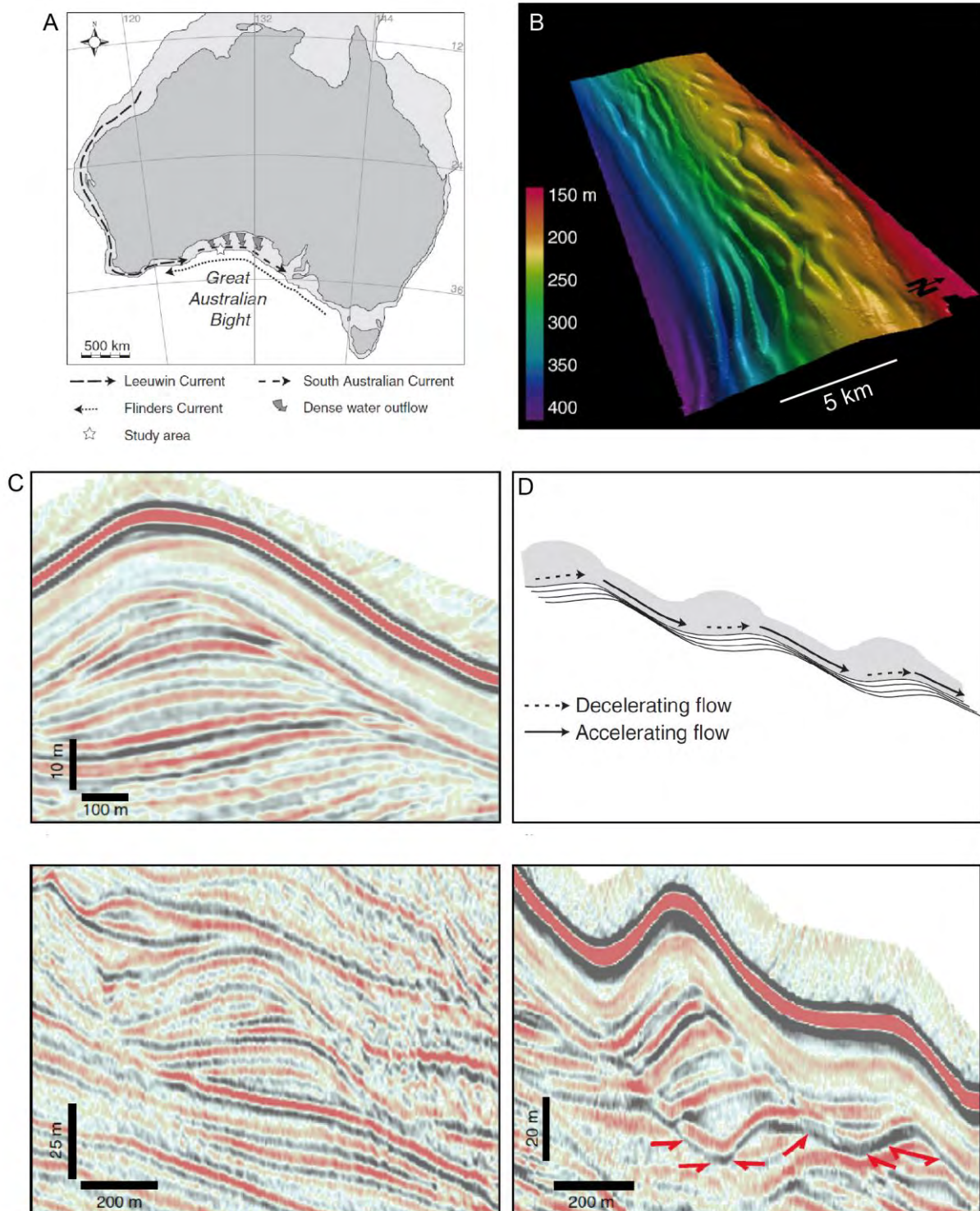


Figure 1.13 : *Sediment waves* pléistocènes de Great Australian Bight composées de boue carbonatée et de bryozoaires. A. Localisation de la zone d'étude et des courants dominants. B. Carte bathymétrique montrant les *sediment waves* sur le fond marin actuel. C. *Sediment waves* illustrées sur des zooms de profils sismiques, les flèches rouges indiquent les réflexions tronquées. D. Dynamique des écoulements de densité induisant une migration des *sediment waves* dans la direction opposé au sens de l'écoulement (adapté d'après Anderskov et al., 2010).

Ce type de monts à bryozoaires est également observable sur les affleurements du Danien au Danemark où des complexes de monts carbonatés affleurent sur 14 km de manière quasiment continue en bordure de mer. Les monts carbonatés observés peuvent atteindre 10 m de haut et faire 50 à 100 m de long (Surlyk et al., 2006 ; Bjerager et Surlyk, 2007) (fig. 1.14).

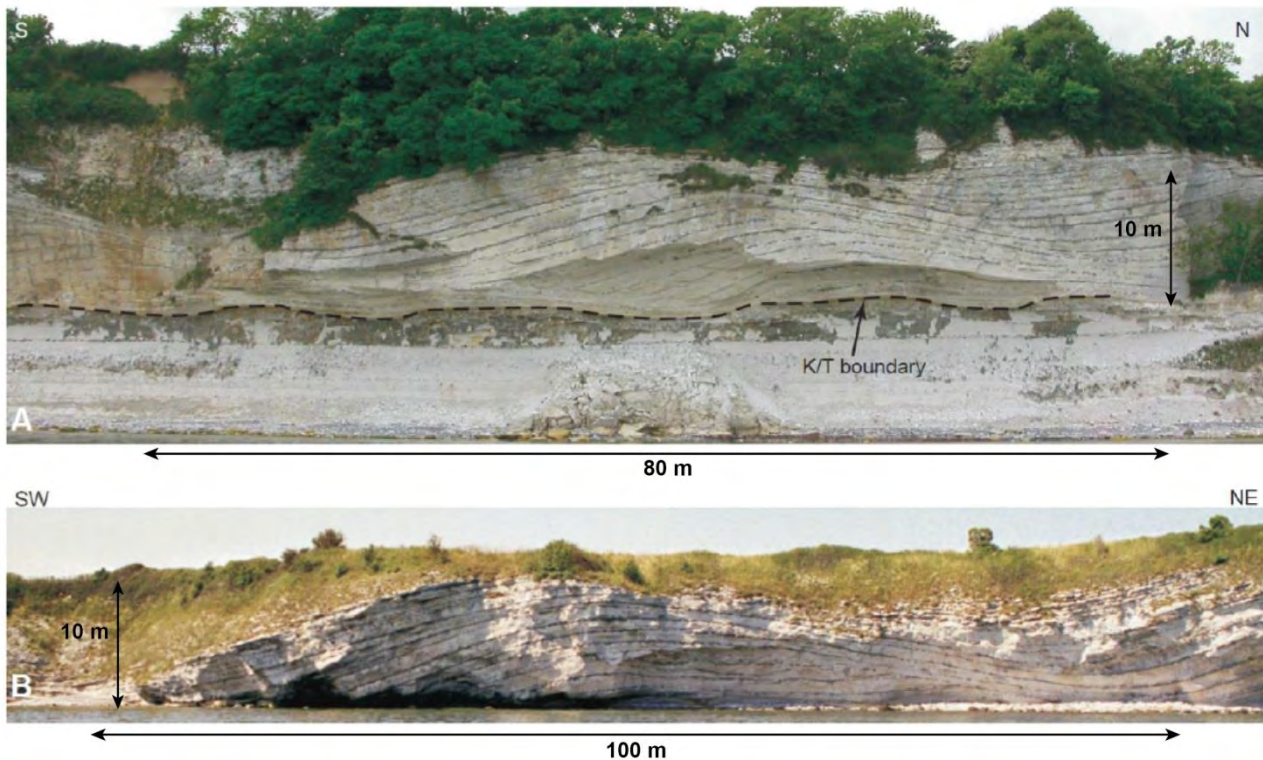


Figure 1.14 : Affleurements de monts carbonatés à bryozoaires du Danien au Danemark avec un flanc sud à pente forte et un flanc nord à pente plus douce indiquant une migration des mounds vers le sud (Surlyk et al., 2006).

B. LES MODELES DE DEPOT ET LES ELEMENTS ARCHITECTURAUX

1. Les modèles de dépôt

1.1 Les morphologies des plates-formes

Les systèmes carbonatés peuvent présenter des morphologies de rampe (*carbonate ramp*) ou bien constituer une plate-forme barrée (*rimmed platform*) qui diffère par l'angle de la pente et la présence d'une barrière récifale qui isole et protège le lagon du domaine profond (fig.1.15). Ces géométries ont une influence sur l'hydrodynamisme et induit un partitionnement des systèmes carbonatés avec des zones de fortes énergies favorables aux développements de récifs et de *shoals* oolithiques et des zones plus calmes associées à des faciès de plus faible énergie.

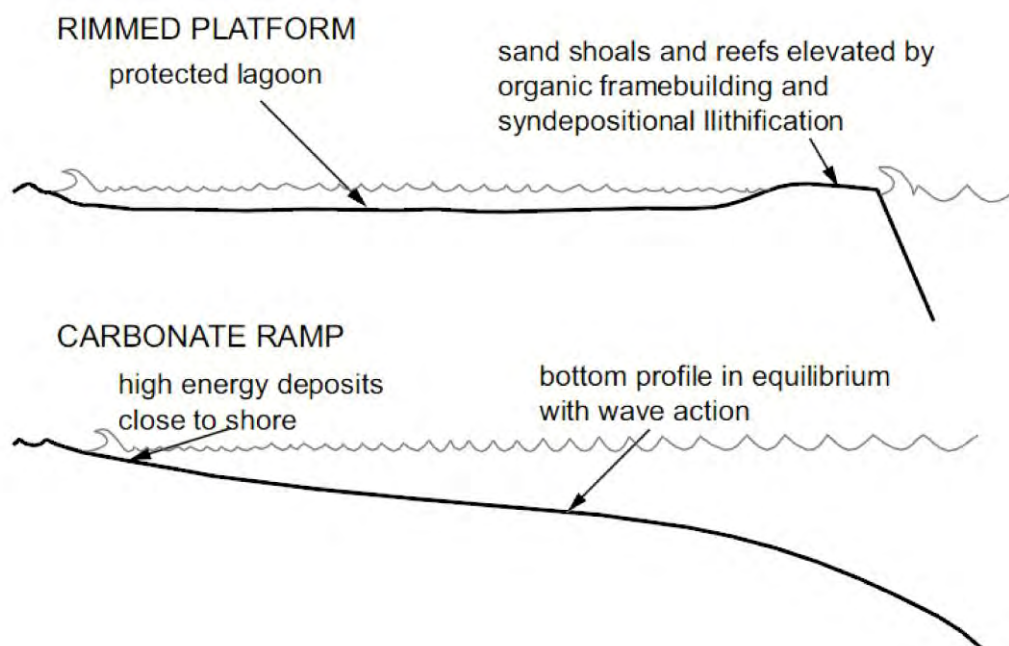


Figure 1.15 : Profils d'une plate-forme barrée et d'une rampe carbonatée et indications des conditions hydrodynamiques associées (Schlager, 2005).

Les rampes sont caractérisées par une inclinaison de pente inférieure à 1° (Tucker, 1990 ; Burchette et Wright, 1992) et une absence de barrière récifale et de lithification de la marge (Wilson, 1975; Read, 1985).

Les plates-formes barrées présentent une barrière récifale continue ou discontinue. Ces plates-formes peuvent être bordées par un talus ou *uppermost slope* d'une hauteur et d'une inclinaison très variables. Dans certains cas les plates-formes ne développent pas de barrière récifale, on parle alors de plates-formes non barrées (exemple : partie ouest sous le vent de la plate-forme de *Great Bahama Bank*). Dans cette étude, le terme de « plate-forme » désigne les plates-formes barrées et non barrées par opposition au système de rampe avec une pente continue et inférieure à 1°.

1.2 Les modèles de dépôt des pentes carbonatées

▪ **Les pentes carbonatées en dépôt et en by-pass (McIlreath et James, 1978)**

McIlreath et James (1978) établissent une première distinction entre les pentes carbonatées **en dépôt** et en **by-pass** pour les plates-formes. Les pentes carbonatées **en dépôt** montrent une transition latérale de faciès entre les dépôts de la bordure de la plate-forme et ceux du bassin. Les pentes carbonatées **en by-pass** sont caractérisées quant à elles par une bordure de la plate-forme déconnectée du bassin. Des modèles sont proposés pour les deux types de pente à la fois pour les plates-formes récifales barrées et les plates-formes non barrées à grains squelettiques et non squelettiques (fig. 1.16).

Dans ces modèles le terme de tablier de débris (*debris apron*) est utilisé uniquement pour décrire les blocs, les débrites ou les brèches au pied des pentes carbonatées dites en **by-pass** résultant de l'érosion de l'escarpement du haut de pente très abrupt et fortement lithifié (McIlreath et James, 1978). Selon les auteurs si le haut de pente est entaillé par des chenaux ou des canyons alors le tablier de débris peut présenter une organisation en éventail (*submarine fan*) similaire à celle des systèmes silicoclastiques (fig. 1.16).

▪ **Les modèles de nappes d'épandage et de tablier de pente**

➤ Modèle de nappes d'épandage bréchique ou debris-sheet model (Cook et al., 1972)

Cook et al. (1972) proposent un premier modèle de dépôt spécifique aux pentes carbonatées en **by-pass** (*sensu* McIlreath et James, 1978) avec un talus à faible relief (fig. 1.17). Ce modèle est établi à partir des observations réalisées sur le Dévonien Supérieur au Canada et sur les formations du Pennsylvanien et du Permien au Texas (Cook et Mullins, 1983). Il correspond à l'épandage de coulées boueuses issues d'écoulements en masse déclenchés par des déstabilisations de la bordure de plate-forme. Ces coulées forment alors de larges nappes d'épandage à mégabrèches non chenalisées qui s'étalent au pied du talus le long du bassin (fig. 1.17).

➤ Modèle de tablier de pente ou slope apron model (Mullins et Cook, 1986)

Mullins et Cook (1986) estiment que le *debris-sheet model* (Cook et al., 1972) est trop restrictif pour illustrer la nature et l'origine des dépôts resédimentés présents le long des différentes pentes carbonatées. Ils proposent alors un nouveau modèle prenant en compte les études des années 80 réalisées le long des pentes bahamiennes (Mullins et Neumann, 1979 ; Mullins et al., 1984). Les auteurs élargissent la notion de nappes d'épandage non chenalisées et proposent des modèles de tabliers de pente ou *slope apron models* associés à une classification de faciès et d'association de faciès dans le but de les comparer aux modèles d'éventails sous-marins largement utilisés dans les systèmes gravitaires silicoclastiques.

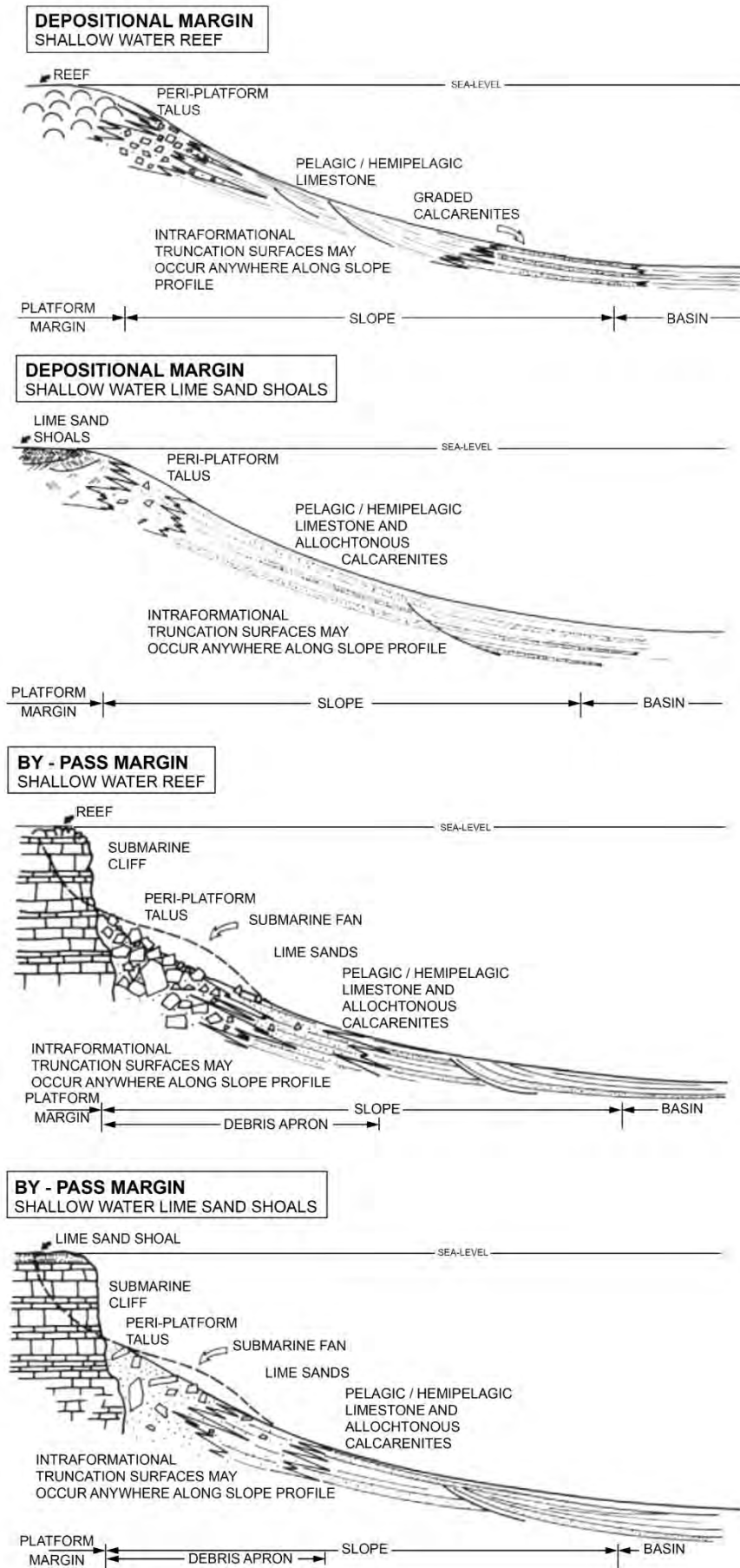


Figure 1.16 : Modèles de dépôt pour des pentes carbonatées en dépôt et en by-pass pour les plates-formes récifales barrées et les plates-formes non barrées à sables carbonatés (adapté de McIlreath et James, 1978).

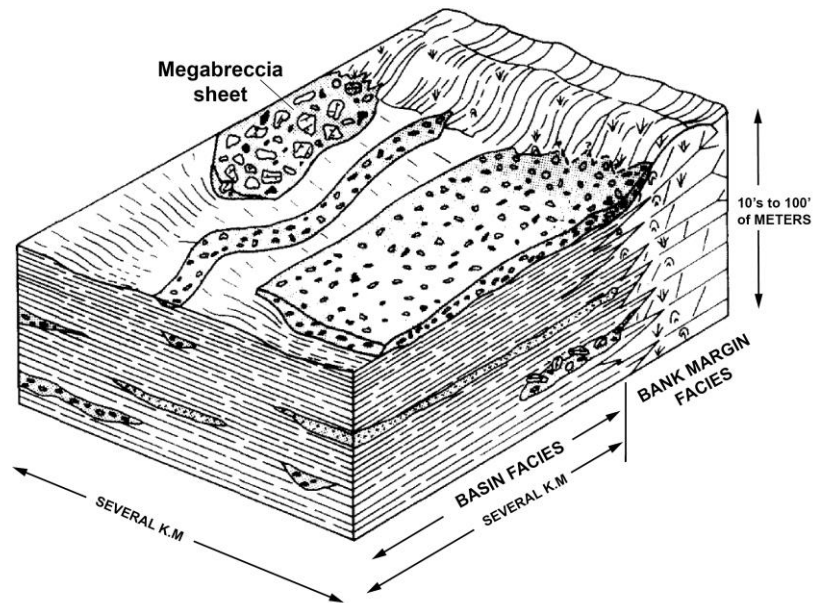


Figure 1.17: Modèle de nappes d'épandage bréchique ou debris-sheet model spécifique aux pentes carbonatées avec un talus à faible relief (Cook et al., 1972).

Mullins et Cook (1986) proposent alors deux modèles de pente, le modèle de **slope apron** et le modèle de **base-of-slope apron** (fig. 1.18). Le modèle de **slope apron** est défini pour des pentes relativement faibles ($<4^\circ$) où le tablier de débris s'étend tout le long de la pente. Le modèle de **base-of-slope apron** correspond à des pentes plus inclinées (4° à 15°) où les dépôts resédimentés s'accumulent en bas de pente après avoir transités le long de la pente supérieure entaillée par plusieurs canyons sous-marins.

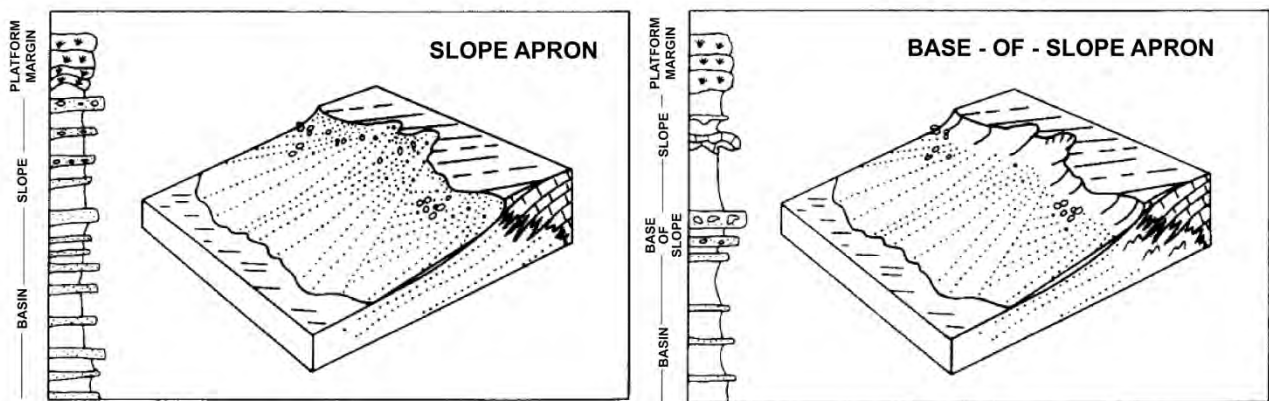


Figure 1.18 : Modèle de slope apron et base-of-slope apron (Mullins et Cook, 1986).

Ces deux modèles sont caractérisés par des associations de faciès spécifiques aux domaines physiographiques: la pente, le tablier intérieur et le tablier extérieur (fig 1.19).

- La pente est présente uniquement dans le modèle de **base-of-slope apron** et elle est constituée de boue de péri-plate-forme (faciès G).
- Le tablier intérieur est constitué de débris à matrice boueuse (*mud-supported*), de mégabrèches (faciès F) et de turbidites grossières (faciès A) inter stratifiées avec de la boue de péri-plate-forme (faciès G).

- Le tablier extérieur consiste en des dépôts de plus faible épaisseur composés de débris à clastes jointifs (*grain-supported*) et de turbidites grossières (faciès A) ainsi que des turbidites classiques de Bouma (1962) (faciès C) inter stratifiées en proportion équivalente à de la boue de péri-plate-forme (faciès G). Dans la partie la plus distale les turbidites sont plus fines et souvent tronquées à la base (faciès D).

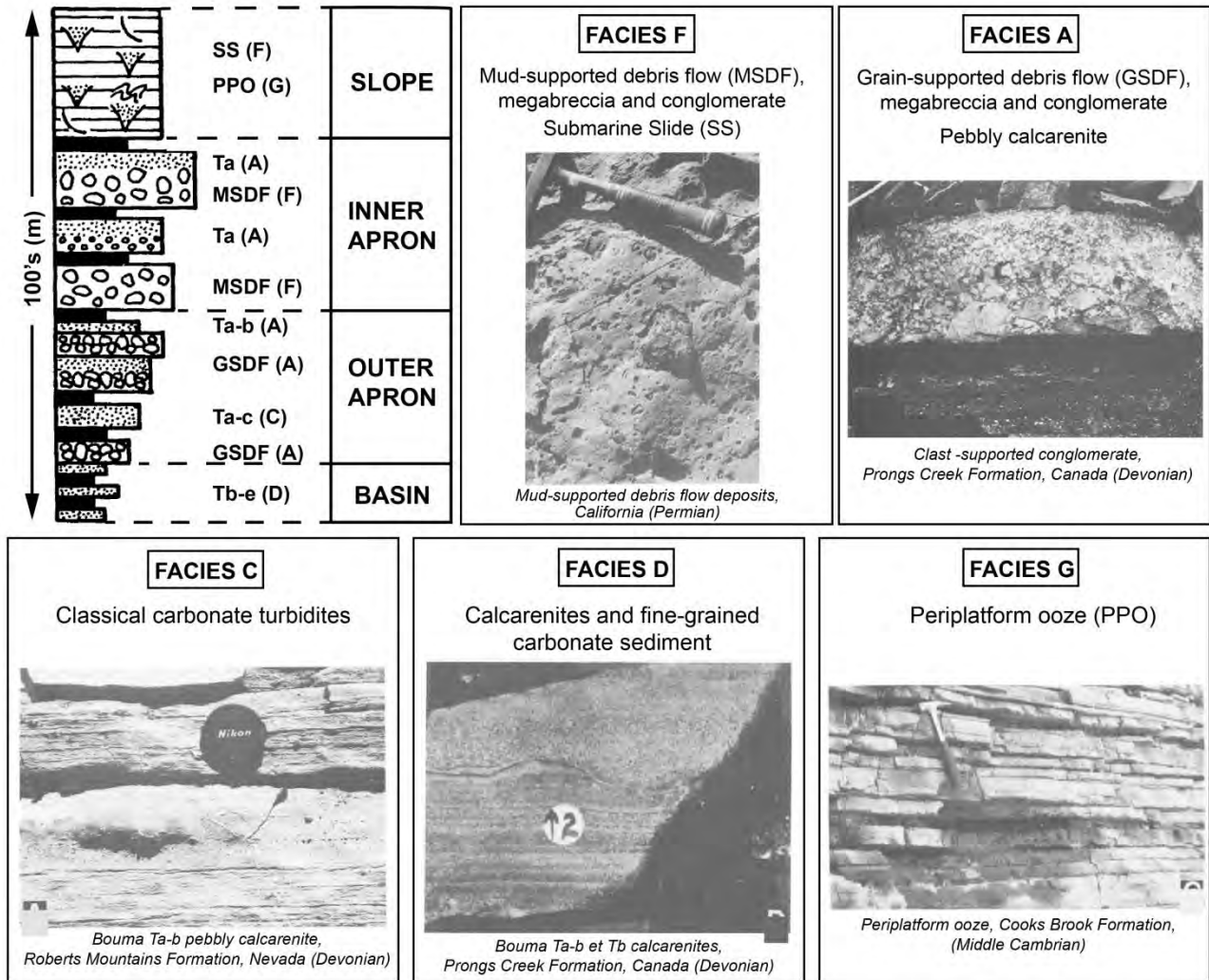


Figure 1.19 : Classification de faciès et séquence stratigraphique progradante des modèles de slope apron et base-of-slope apron (adapté d'après Mullins et Cook, 1986).

Pour Mullins et Cook (1986), les écoulements gravitaires le long des pentes carbonatées n'aboutissent pas à la formation d'éventail sous-marin, mais plutôt à la formation d'un tablier de débris parallèle à la plate-forme. Pour les auteurs cette différence majeure s'explique par le type d'alimentation, linéaire dans les systèmes carbonatés et ponctuels dans les systèmes silicoclastiques.

D'autres auteurs proposent néanmoins des modèles d'éventails sous-marins dans les systèmes carbonatés estimant que les sources linéaires de ces systèmes n'empêchent pas la convergence des écoulements vers des zones en dépression et donc la concentration des dépôts gravitaires sous forme d'éventails (Cook et Egbert, 1981; Wright et Wilson, 1984; Payros et Pujalte, 2008).

- **Les modèles d'éventails sous-marins**

- Modèle d'éventail sous-marin ou submarine fan (Cook et Edbert, 1981)

Cook et Edbert (1981) font partie des premiers auteurs qui décrivent les systèmes gravitaires carbonatés avec les modèles de *submarine fan* élaborés initialement pour la description des systèmes gravitaires silicoclastiques (Normark, 1970 et 1978 ; Mutti et Ricci Lucchi, 1972; Mutti, 1977 ; Walker, 1978).

Ces auteurs appliquent ce modèle pour des pentes carbonatées progradantes du Cambrien et de l'Ordovicien au Nevada. Ils identifient des séquences verticales et latérales très semblables à celles observées dans les modèles de *submarine fan* silicoclastiques (fig. 1.20). Ces séquences de dépôts sont caractérisées dans la partie la plus interne (*inner fan*) par des chenaux d'alimentation associés à des glissements sous-marins. Ensuite, la partie médiane (*mid-fan*) montre des chenaux distributaires en tresses pouvant être associés à des levées. Enfin, la partie la plus externe (*outer fan*) présentent des lobes organisés en bancs granoclassés et non chenalisés de calcarénites caractérisées par les termes de la séquence de Bouma (1962).

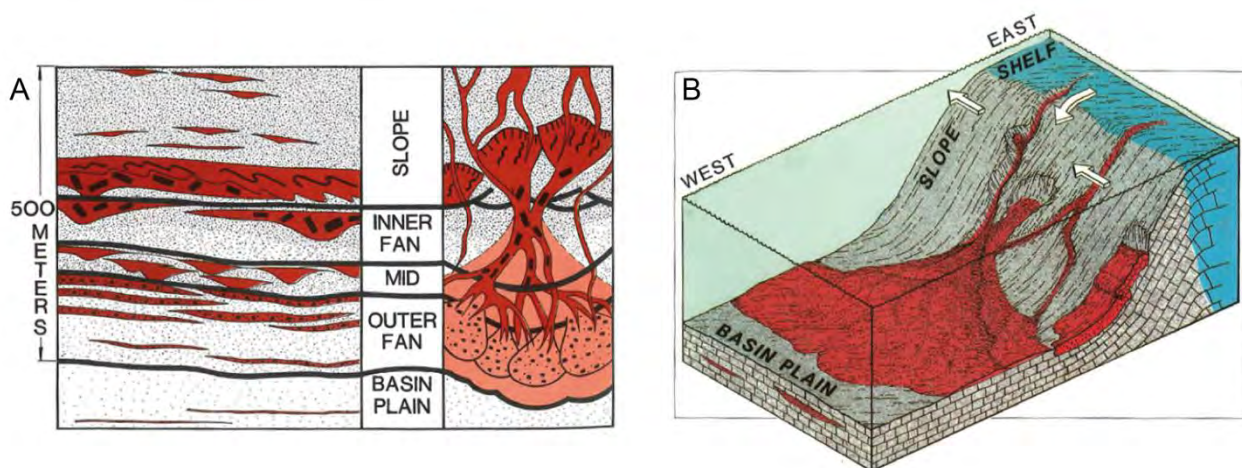


Figure 1.20: Modèle de submarine fan carbonaté basé sur les études des affleurements du Cambrien et de l'Ordovicien au Nevada. A. Séquence verticale et organisation latérale du système progradant. B. Bloc diagramme du modèle de submarine fan montrant la transition entre la bordure du banc carbonaté et la pente avec la présence de nombreuses ravines mais sans canyon principal (Cook et Egbert, 1981).

- Modèle d'éventails sous-marins ou Calciclastic Submarine Fans (CSFs) (Payros et Pujalte, 2008)

Plus récemment, alors que les modèles d'*apron* ont très souvent fait leurs preuves dans les études des systèmes gravitaires anciens et modernes, Payros et Pujalte (2008) estiment que ces derniers ne sont pas exclusifs et certains systèmes carbonatés sont plus proches des modèles de *submarine fan*. A partir de 21 exemples de systèmes carbonatés anciens les auteurs proposent trois modèles d'éventails sous-marins calciclastiques (ou *Calciclastic Submarine Fans*, CSFs) selon la taille granulométrique des particules resédimentées (fig. 1.21).

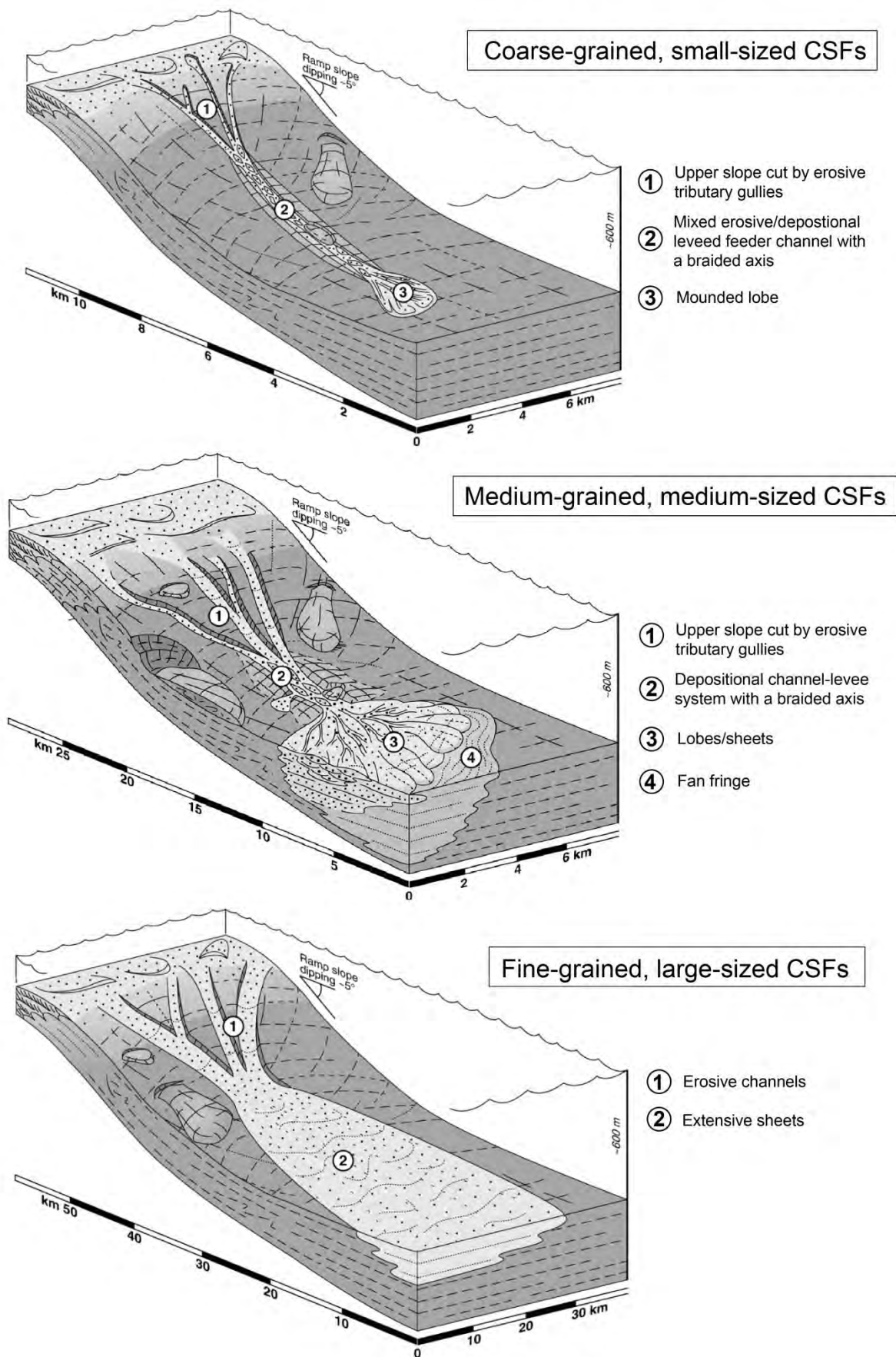


Figure 1.21: Modèles de calciclastic submarine fans (CSFs) pour des systèmes à granularité grossière, moyenne et fine (adapté d'après Payros et Pujalte, 2008).

- Les **CSFs à granularité grossière** sont peu étendus et se caractérisent par une abondance de calcirudites et d'une faible proportion de boue. Ils présentent un chenal très allongé associé à des dépôts de débordement et un lobe de faible dimension (10 km de rayon)
- Les **CSFs à granularité moyenne** sont constitués majoritairement de calcarénites et s'organisent selon un réseau de ravines convergentes formant un chenal principal se poursuivant par un large lobe de 10 à 35 km de rayon.
- Enfin les **CSFs, à granularité fine** sont riches en calcarénite et boue et sont caractérisés par de larges chenaux qui alimentent un lobe très étendu avec un rayon compris entre 50 km et 100 km.

Payros et Pujalte (2008) estiment que le principal facteur de contrôle du développement *Calci-clastic Submarine Fans (CSFs)* est un mécanisme permettant la convergence des écoulements gravitaires vers une zone d'accumulation en dépression pouvant être associées à une structure tectonique, une topographie héritée ou à la cicatrice d'un large glissement.

▪ **Les problèmes non-résolus**

Du fait de la diversité lithologique et morphologique des pentes carbonatées il est difficile d'établir des modèles de dépôt qui font sens pour l'ensemble des systèmes carbonatés profonds. Depuis ces dernières décennies, les modèles *d'apron* ce sont très souvent opposés aux modèles de *submarine fan* se focalisant davantage sur des géométries observées que sur le type de pente et sur les processus de transport impliqués.

Les premiers modèles proposés font très souvent abstraction des échelles verticales et horizontales amenant à une grande confusion quant aux processus de transport impliqués. De plus, l'origine des dépôts resédimentés n'est pas suffisamment considérée dans ces différents modèles. En effet les modèles *d'apron* ne font pas de distinction entre les dépôts grossiers resédimentés issus de l'érosion de la bordure de la plate-forme et ceux issus de l'érosion intra-pente. Or la mise en place de ces deux types de dépôts implique des processus de transport et une répartition spatiale très différente.

Plusieurs problèmes restent donc en suspens : à quels domaines physiographiques ou pour quels types de pente peut-on appliquer les notions de *slope apron* ou de *submarine fan* ? Quels sont les processus sédimentaires impliqués dans la mise en place de ces systèmes gravitaires ? Et quelles en sont les conséquences sur les géométries observées ?

2. Les éléments architecturaux des systèmes gravitaires profonds

La notion « d'éléments architecturaux » est issue de la stratigraphie sismique. La méthode consiste à définir des briques élémentaires (*building blocks*) qui composent des systèmes sédimentaires selon leur géométrie, leur faciès et association de faciès. Elle est initiée sur les systèmes fluviaux (Miall, 1985) mais peut être étendue aux systèmes gravitaires profonds.

2.1. Les complexes de transport en masse (ou Mass Transport Complexes, MTCs)

Les mouvements en masse (ou *mass wasting*) incluent les glissements en masse (avalanches et chutes de blocs, *slides*, *slumps* et *creeping*) et les coulées de débris. Les *Mass Transport Complexes* (MTCs) désignent alors l'ensemble des dépôts accumulés le long de la pente (*Mass Transport Deposits*, MTDs).

Les MTCs ont initialement été définis en domaine silicoclastique à partir de données sismique 2D sur l'éventail du Mississippi où ils forment des d'intervalles à faciès sismique chaotique (Weimer et al., 1991). Grâce aux récents progrès de l'imagerie sismique et le développement de la sismique 3D, la compréhension de l'architecture des MTCs a pu être améliorée durant ces dernières années. Basés sur une approche de géomorphologie sismique 3D, des modèles d'organisation des MTDs sont alors proposés (Frey Martinez et al., 2005 et 2006 ; Bull et al., 2009 ; Scarselli et al., 2013). Le modèle de Bull et al. (2009) identifie plusieurs domaines dans les MTCs avec une tête de glissement, un domaine en translation et une partie frontale en compression (fig. 1.22).

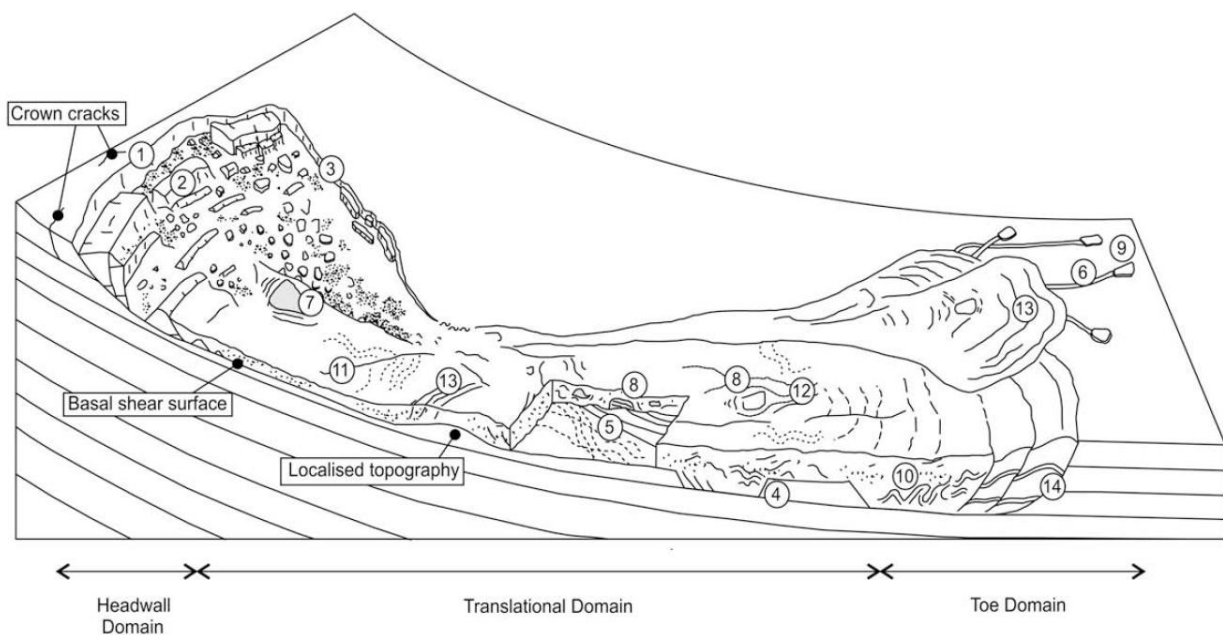


Figure 1.22 : Représentation schématique d'un MTC et indications des caractéristiques géomorphologiques pour chacun des domaines (Prior et al., 1984 ; Bull et al., 2009).

- La tête du glissement est caractérisée par une large cicatrice d'arrachement de forme arquée associée à des blocs et des rides liés aux mouvements en extension (fig.1.22).
- Le domaine en translation se compose d'une surface de glissement basale plane ou présentant des cannelures (ou *grooves*) formées par des contraintes de cisaillement basal pendant le mouvement de la masse glissée. Le domaine en translation peut déplacer des blocs résiduels métriques à plurikilométriques (ou *rafted blocks*) sur plusieurs kilomètres et induire des déformations

plastiques des sédiments glissés avec la formation de plis dont l'axe indique la direction du déplacement (perpendiculaire à l'axe du pli) (fig.1.22).

- La partie frontale du MTC, en compression présente souvent une forme convexe sur le fond marin, associée à des rides perpendiculaires au déplacement et des systèmes de failles inverses et de chevauchements (fig. 1.22). La partie terminale des MTCs peut être soit frontalement confinée (*frontally confined*) soit dépasser la surface basale du glissement et s'étendre davantage le long de la pente non déformée (*frontally emergent*) (Frey Martinez et al., 2006) (fig. 1.23).

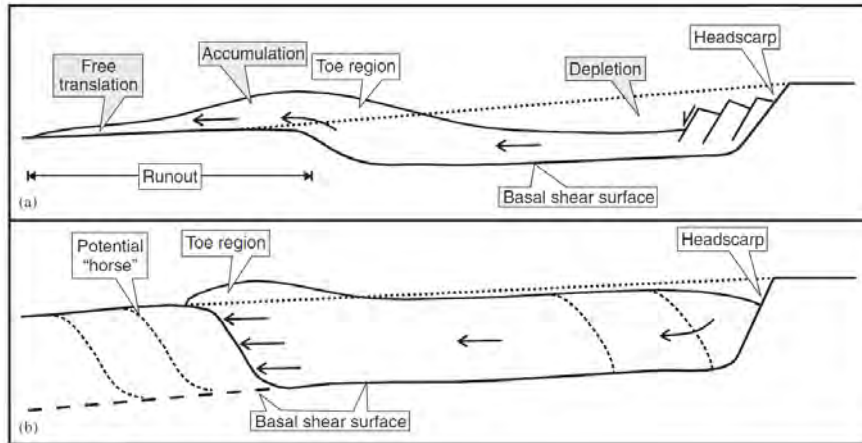


Figure 1.23 : Représentation schématique des deux types de morphologie de la partie terminale des MTCs : *frontally emergent* (a) et *frontally confined* (b) (Frey Martinez et al., 2006).

Parmi les nombreux exemples de MTC en domaine *offshore*, le MTC néogène du complexe de Thebe, le long du plateau de Exmouth au nord-ouest de l'Australie (Scarselli et al., 2013) illustre parfaitement les géométries décrites précédemment (fig. 1.24). Ce MTC *frontally emergent* s'initiant en domaine carbonaté montre une tête de glissement très angulaire, des blocs glissés, des rides d'extension et une ceinture de chevauchements au front du glissement associée à un relief positif sur le fond marin.

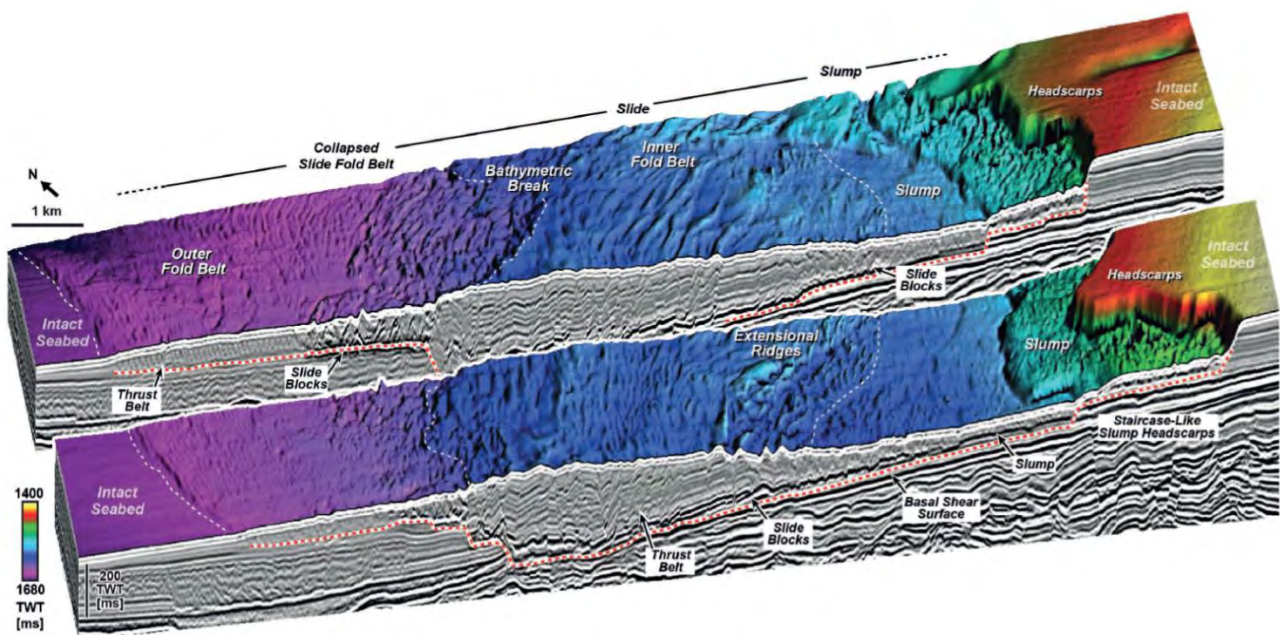


Figure 1.24: Bloc de sismique 3D du complexe de Thebe 1. Le bloc diagramme montre l'expression des morphologies internes du MTC sur l'ancien fond marin (Scarselli et al., 2013).

2.2 Les canyons sous-marins

Les canyons sous-marins, initialement découverts par Shepard (1936), sont des incisions profondes et abruptes, parfois comblées, entaillant le plateau continental et la pente. Ils forment ainsi des conduits pour le transport des sédiments depuis un continent vers le domaine océanique profond (Shepard et al, 1966 ; Normark et Carlson, 2003). L'initiation des canyons et leur creusement sont généralement liés à des processus érosifs et peuvent constituer des structures persistantes sur de longues périodes de temps. Ils jouent alors un rôle majeur dans l'évolution des marges continentales.

L'origine des canyons sous-marins peut s'expliquer par trois phénomènes : (1) l'érosion fluviale aérienne lors d'une chute significative du niveau marin, (2) l'érosion régressive liée à des déstabilisations intra-pente ou à l'érosion par des courants gravitaires (Shepard, 1981; Pratson 1994 ; Pratson et Coakley, 1996) et (3) par des phénomènes d'érosion continus liés à des processus gravitaires récurrents tels que les courants hyperpycniaux actifs aux débouchés des grands fleuves (Mulder et al., 2003).

En domaine carbonaté, l'absence d'un système fluviale élimine l'hypothèse d'une érosion aérienne lors d'une importante émergence ainsi que l'implication des courants hyperpycniaux liées aux grandes crues. Dans ce cas quels sont les facteurs de contrôle de la formation et de l'évolution des canyons sous-marins en domaine carbonaté ? Les canyons sont-ils uniquement le résultat de déstabilisations intra-pente et des phénomènes d'érosion régressive ou bien existe-t-il une relation entre les apports sédimentaires de la plate-forme et l'expansion des canyons ?

Les canyons sous-marins actuels en domaine carbonaté sont relativement peu documentés et les études se concentrent plus particulièrement sur les marges continentales australiennes (Exon et al., 2005 ; Mitchell et al., 2007). Or, dans l'exemple des canyons sous-marins du complexe d'Albany au sud-ouest de l'Australie, l'initiation des canyons semble davantage liée aux systèmes fluviaux silicoclastiques antérieurs à l'Eocène moyen qu'à la sédimentation carbonatée qui remplit actuellement ces canyons (Exon et al., 2005).

D'autres canyons sous-marins sont décrits dans des systèmes mixtes sur la marge nord-est australienne (Webster, 2012 ; Puga-Bernabéu et al., 2011, 2013 et 2014). Dans cette section un intérêt particulier sera porté aux modèles de formation des canyons de Puga-Bernabéu et al. (2011) car il n'implique pas une initiation des canyons contrôlée par des apports fluviaux et peut donc être potentiellement appliqué sur un système purement carbonaté (fig. 1.25).

Dans ce modèle en quatre étapes, les processus d'érosion intra-pente et les flux sédimentaires interagissent et orientent la géométrie des canyons.

- **Etape 1 : le stade initial ou juvénile.** La formation des canyons débute par des glissements sous-marins s'initiant sur la pente inférieure (phase 1a, fig. 1.25). Les conditions de déclenchement des glissements sont variées ; ils peuvent se développer à proximité de zones d'échappement de fluides (Jobe et al., 2011), le long de failles ou autres structures tectoniques, dans des zones en surpression, dans des zones à fortes pentes ou du fait d'un fort taux de sédimentation. Si les conditions sont réunies alors ces glissements peuvent ensuite s'étendre le long de la pente par érosion régressive et former des stades précoces de canyon (phase 1b, fig. 1.25).

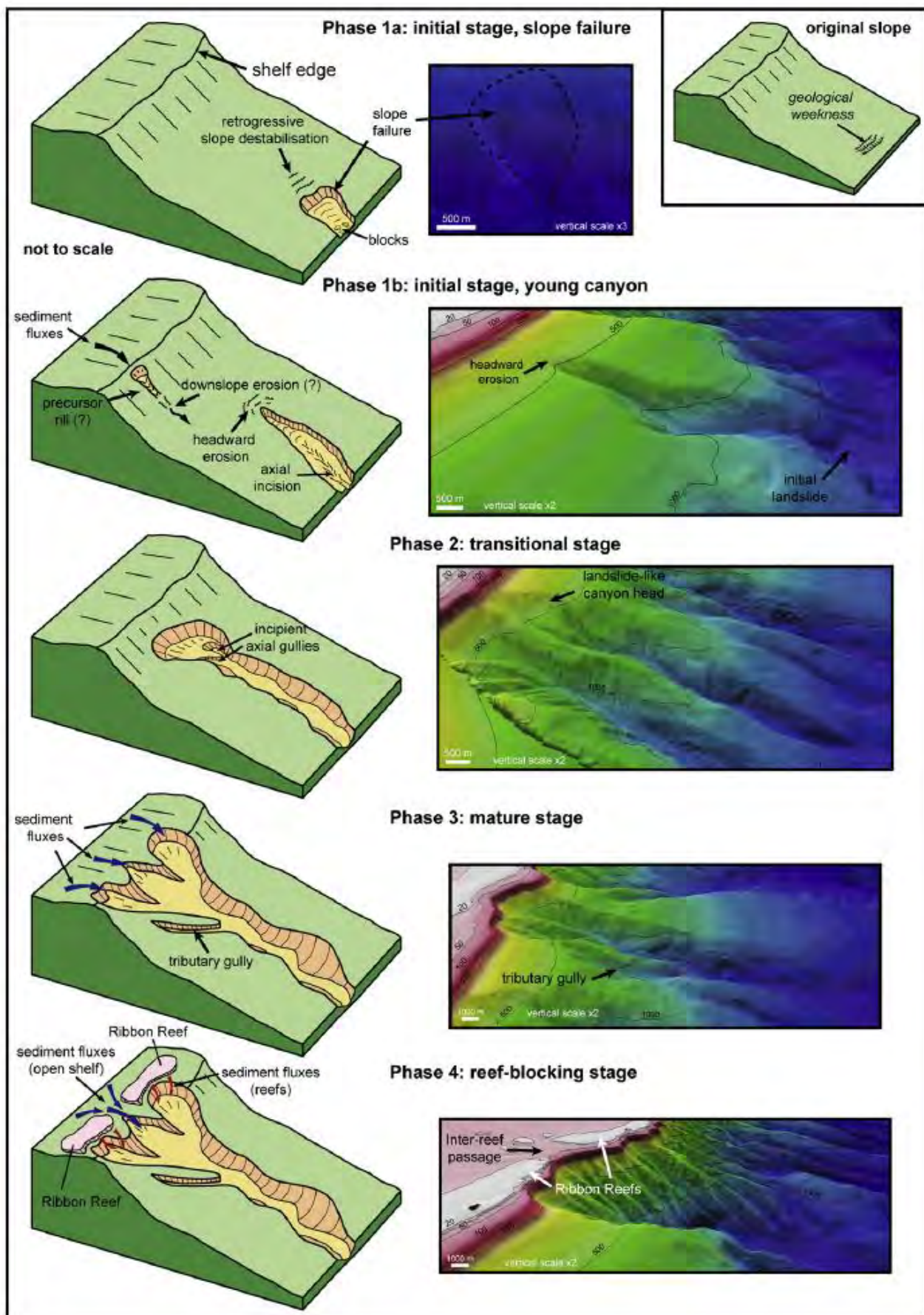


Figure 1.25 : Modèle de formation et d'évolution des canyons sous-marins de la région de Ribbon Reef au nord-ouest de l'Australie (Puga-Bernabéu et al., 2011).

- **Etape 2 : stade de transition.** Durant cette étape les canyons progressent vers le haut de pente par érosion régressive jusqu'à une rupture de pente. Ils peuvent alors s'élargir et être sur-incisés par des systèmes de ravines (phase 2, fig. 1.25).
- **Etape 3 : stade mature.** Ce stade d'évolution implique un changement du style d'érosion des canyons. Les têtes de canyons agissent comme des bassins versants qui capturent les flux sédimentaires venant de la plate-forme et qui transitent ensuite le long de la pente à travers des canyons en direction du bassin. Cela induit la formation d'un réseau de ravines en connections avec la tête en amphithéâtre du canyon (phase 3, fig. 1.25).
- **Etape 4 : stade de blocage par les récifs.** La barrière récifale de *Ribbon Reef* bloque la migration des canyons vers l'amont. La présence ou l'absence de la barrière récifale influence la dynamique des flux sédimentaires en direction des canyons (phase 4, fig. 1.25).

2. 3 Les chenaux et les complexes chenaux/levées

Les chenaux se développent généralement à l'embouchure des canyons suite à la rupture de pente. Ce sont des axes préférentiels de transit sédimentaire des écoulements turbiditiques dont la morphologie est contrôlée par des processus d'érosion et de dépôt. Dans la partie amont, les chenaux sont majoritairement érosifs et deviennent dépositionnels vers l'aval du système turbiditique par perte de la capacité de transport des écoulements. Les chenaux sont soit des structures isolées ou organisées en complexe par empilement vertical ou horizontal (Clarks et Pickering, 1996).

Lorsque les chenaux ne peuvent contenir l'écoulement turbulent, ce dernier forme des levées construites par l'empilement de dépôts issus de débordements successifs. Les levées présentent des géométries en biseau de part et d'autre de l'axe du chenal avec une extension latérale de plusieurs kilomètres et des flancs internes très raides. Le débordement peut être total, on parle alors d'*overspilling* (Hiscott et al., 1997). Dans d'autres cas, seul le sommet de l'écoulement déborde, on parle alors de *flow stripping* (Piper et Normak, 1993). Les chenaux peuvent également migrer latéralement et sortir de leur trajectoire initiale par avulsion (Flood et al., 1991). L'avulsion peut être initiée par une rupture ou par un effondrement de levée. Les écoulements peuvent alors emprunter cette nouvelle voie aboutissant à la formation d'un nouveau complexe chenal-levée.

Dans les systèmes carbonatés anciens, des chenaux ont pu être partiellement décrits mais à partir d'affleurements restreints ne permettant par une étude architecturale détaillée (Cook et Mullins, 1983 ; Playton et al., 2010). Des études font cependant exception avec notamment la caractérisation en trois dimensions d'un impressionnant complexe de chenal-levée dans la formation du Permien de San Andreas au Nouveau Mexique (Phelps et Kerans., 2007) (fig. 1.26).

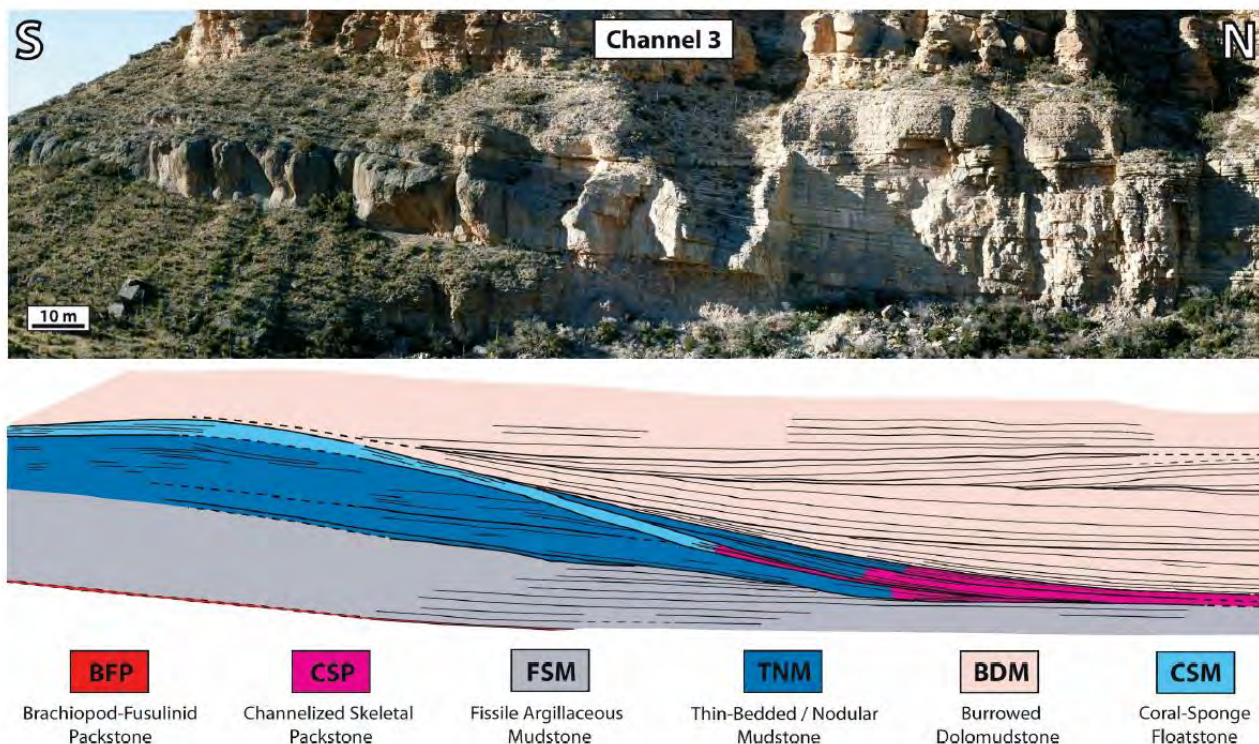


Figure 1.26 : Interprétation du chenal 3 du complexe chenal-levée de la formation de San Andreas au Nouveau Mexique montrant des structures en érosion et en remplissage (Phelps et Kerans, 2007).

Dans les systèmes carbonatés modernes, un premier système de chenal-levée a pu être identifié le long de la pente ouest de *Great Bahama Bank* (Mulder et al., 2012a et 2014) grâce à l'amélioration considérable des outils d'investigation pour l'observation des fonds marins et un regain d'intérêt pour l'étude des pentes carbonatées modernes depuis ces dix dernières années.

Mulder et al. (2014) identifient plusieurs complexes de chenaux-levées séparés par des surfaces d'érosion et dont la migration latérale semble contrôlée par des processus d'avulsion similaires à ceux observés dans les systèmes silicoclastiques. Les chenaux sont aujourd'hui inactifs et remplis par des dépôts hémipélagiques (fig. 1.27).

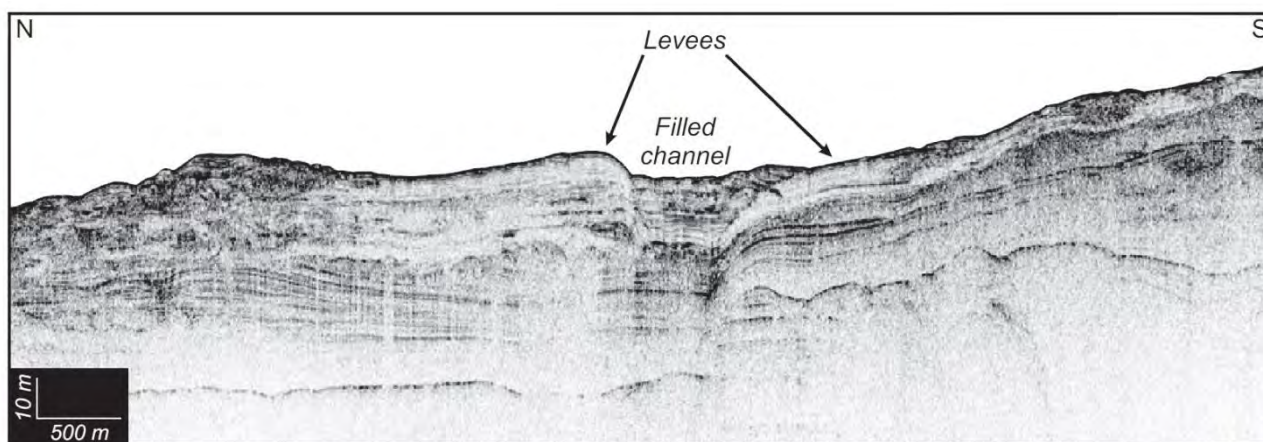


Figure 1.27 : Profil sismique du sondeur de sédiments (3,5 kHz – Chirp) de complexes chenaux-levées (Mulder et al., 2012a).

2.4. Les lobes ou les zones en étalements

De manière générale, dans les systèmes turbiditiques silicoclastiques les complexes de chenaux-levées débouchent sur des zones moins confinées permettant l'étalement des sédiments à l'origine de corps sédimentaires sableux désignés sous le terme de « lobes ».

Dans les systèmes carbonatés anciens des zones en étalements sont identifiées mais leur relation avec le système nourricier est rarement établie. En effet il est souvent difficile de distinguer si les zones en étalements sont des nappes bréchiques ou calcarénitiques directement déposées après la rupture de pente ou bien si ces dernières sont alimentées par des systèmes chenalisés. Cependant plusieurs études sur des systèmes fossiles améliorent significativement les connaissances sur l'architecture de ces objets sédimentaires en étalement (Vecsei, 1998 ; Savary et Ferry, 2004 ; Courjault et al., 2011 ; Ferry et al., 2015 ; Grosheny et al., 2015 ; Hairabian et al., 2015).

Vecsei (1998) propose par exemple une étude architecturale et faciologique d'une épaisse couverture bioclastique présente sur la pente carbonatée de la Maiella en Italie datant du Campanien-Maastrichtien, mise en place pendant une période de régression forcée. Cette couverture est caractérisée par une forme convexe et les géométries internes indiquent une alimentation unidirectionnelle d'une source ponctuelle deltaïque. Le complexe de lobe est progradant et s'organise selon des cliniformes sableux à bases érosives en migration frontale et latérale et ils passent ensuite à des chenaux bréchiques durant le maximum de progradation (fig. 1.28).

Il est à noter cependant que ce système de lobes est directement attaché à la plate-forme et en cela il s'éloigne donc fortement des lobes sableux que l'on pourrait observer dans le bassin pour lesquels les distances de transport sont beaucoup plus importantes et les processus gravitaires mis en jeu plus variés.

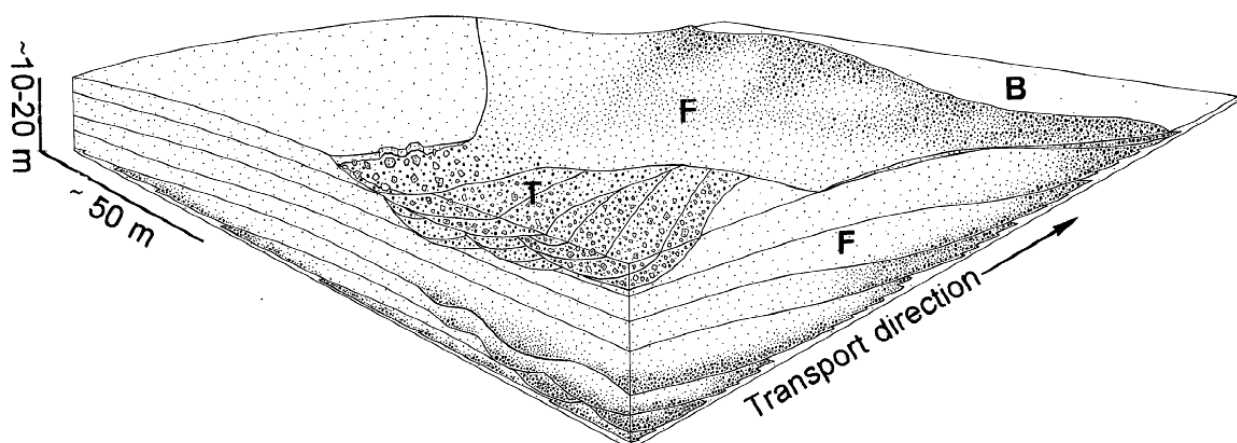


Figure 1.28: Modèle d'un complexe de lobe progradant de la pente carbonatée de la Maiella en Italie au Campanien-Maastrichtien. T : top des chenaux à remplissage bréchique, F : cliniformes sableux à base érosive et bréchique, B : sédiments à faible granularité aux pieds des cliniformes (Vecsei, 1998).

Savary et Ferry (2004) présentent la géométrie et les faciès des lobes turbiditiques à calcarénites des affleurements du Pas-de-la-Cluse du système Barrémien-Aptien dans le bassin du Vocontien (sud-est France) (fig. 1.29). Ils décrivent un système de transition chenal-lobes localisé en pied de pente de la plate-forme carbonatée urgonienne.

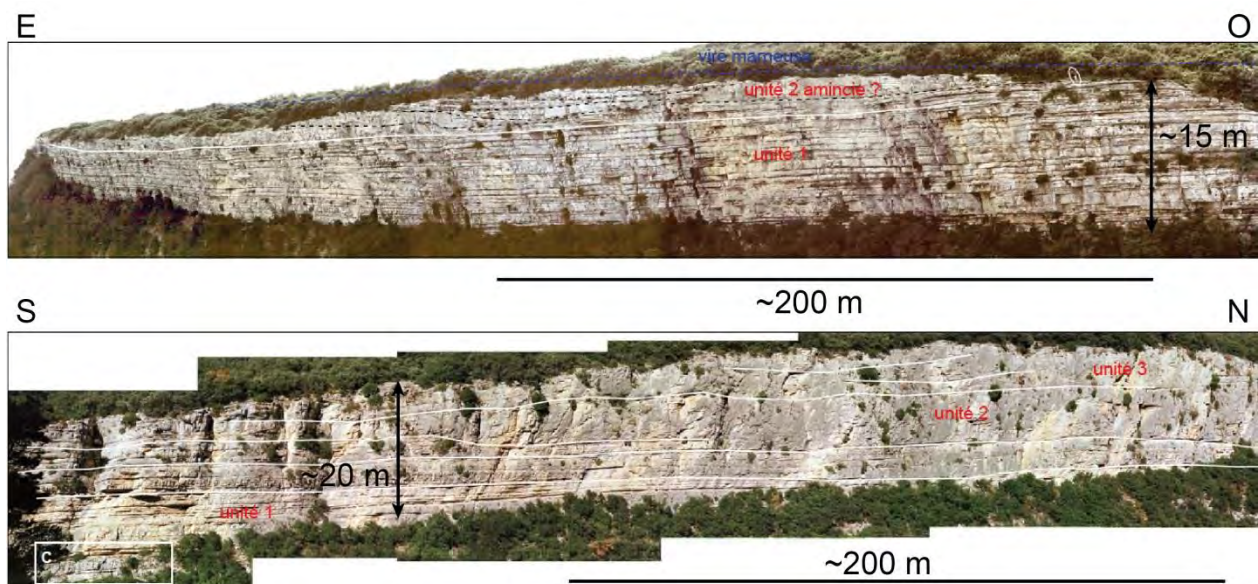


Figure 1.29 : Affleurements du Pas-de-la-Cluse des lobes turbidiques à calcarénites du système Barrémien-Aptien dans le bassin du Vocontien dans le sud-est de la France (adapté d'après Ferry et Grosheny, 2013).

Ils expliquent la mise en place de ces lobes en quatre étapes de formation : (1) l'étape initiale correspond à la mise en place d'un lobe bioclastique à relief positif ; (2) la seconde étape correspond à l'érosion de ce relief nouvellement formé par le développement d'un chenal sinueux ; (3) l'étape 3 est caractérisée par un remplissage latéral du chenal sinueux et l'accroissement vertical du lobe ; (4) enfin la dernière étape correspond à l'étalement du lobe par migration latérale (fig. 1.30).

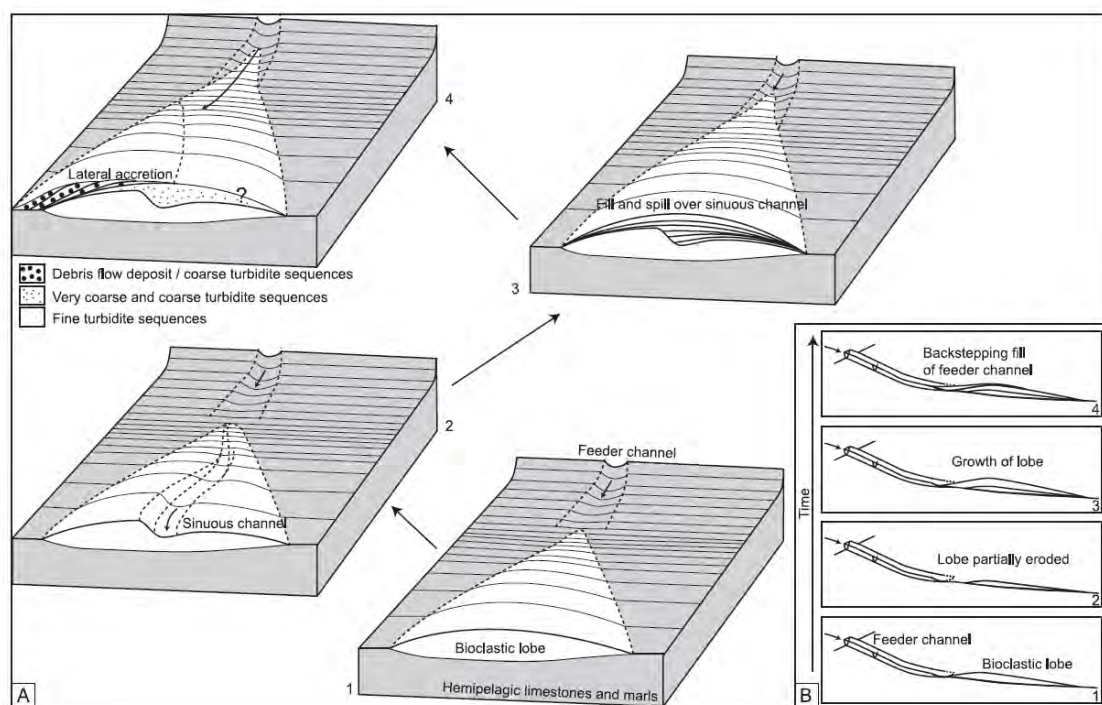


Figure 1.30: Représentation schématique de l'évolution des lobes de système turbiditique à calcarénites du Pas-de-la-cluse au Barrémien-Aptien dans le bassin du Vocontien dans le sud-est de la France (Savary et Ferry, 2004).

Dans les systèmes gravitaires carbonatés modernes très peu de lobes ont pu être reconnus. Seul des lobes ont pu être sommairement identifiés à l'ouest de *Great Bahama Bank* (Betzler et al., 2014) ou au nord-est des systèmes mixtes australiens (Puga-Bernabéu et al., 2011) mais jusqu'à nos jours ces lobes n'ont jamais fait l'objet d'une caractérisation architecturale détaillée.

C. LES FACTEURS DE CONTROLE

L'évolution de l'architecture des pentes carbonatées est contrôlée par de nombreux facteurs qui affectent la production sédimentaire et la remobilisation des sédiments. Les systèmes carbonatés sont gouvernés par l'interaction de plusieurs facteurs intrinsèques qui sont liés directement aux systèmes carbonatés (la production carbonatée, la variabilité biologique, la diagenèse, la morphologie de la plate-forme) avec des facteurs extrinsèques qui sont externes aux systèmes carbonatés (variation eustatique, tectonique, circulation océanique, apports terrigènes et climat) (Coniglio et Dix, 1992 ; Playton et al., 2010)(fig. 1.31).

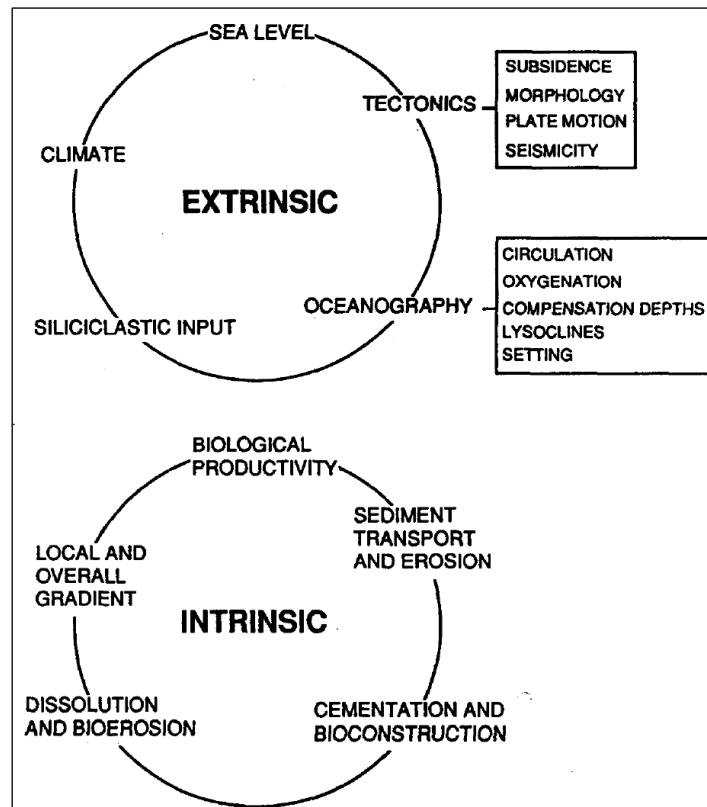


Figure 1.31 : Facteurs de contrôle extrinsèques et intrinsèques de l'évolution des pentes carbonatées (Coniglio et Dix, 1992).

1. Les facteurs intrinsèques

1.1. La production carbonatée

Contrairement aux systèmes silicoclastiques la production carbonatée sur la plate-forme se fait *in-situ* selon des processus organiques et inorganiques et dépendant des conditions physico-chimiques propres à son environnement (température, salinité, oxygénation, turbidité, intensité lumineuse, apport de nutriments, etc.). Les paramètres environnementaux déterminent alors les types de production carbonatée qui peuvent varier au cours des temps géologiques et avoir une incidence sur la nature des dépôts resédimentés (Playton et al., 2010).

1.2. La morphologie de la plate-forme

La morphologie en rampe (pente continue < 1°) ou de plate-forme influence l'hydrodynamisme et la répartition des faciès de forte énergie et de plus faible énergie. De plus l'angle de la pente peut avoir une influence sur le degré de lithification et donc la stabilité de la pente.

Enfin la morphologie des systèmes carbonatés varie en fonction de son orientation par rapport aux vents. Les bordures de plates-formes positionnées sous le vent (*leeward*) ont tendance à migrer en direction du bassin tandis que les marges orientées contre le vent (*windward*) sont des zones d'accumulation où les sédiments peuvent migrer vers la partie interne de la plate-forme. L'orientation de la plate-forme par rapport aux vents dominants joue donc un rôle majeur sur la quantité de sédiment exporté vers le domaine profond.

2. Les facteurs extrinsèques

2.1. La variation du niveau marin et séquences stratigraphiques

Dans les systèmes silicoclastiques les éventails turbiditiques sont préférentiellement mis en place lors des périodes de chute du niveau marin relatif (*lowstand*) lors de l'érosion des reliefs continentaux (Vail et al., 1977). Les systèmes carbonatés, quant à eux, présentent un comportement tout à fait différent face aux variations du niveau marin compte tenu de leur production sédimentaire *in-situ* dépendantes de nombreux paramètres environnementaux.

De nombreuses études sur des systèmes modernes montrent que la production carbonatée et par conséquent l'export de matériel vers le bassin est maximale pendant les périodes de haut niveau marin (*highstand shedding*) lorsque la plate-forme est submergée (Droxler et Schlager, 1985 ; Grammer et Ginsburg, 1992 ; Schlager et al., 1994 ; Jorry et al., 2010).

Handford et Loucks (1993) appliquent le modèle de *highstand shedding* mais selon une nouvelle approche de la stratigraphie séquentielle en intégrant les nombreux facteurs environnementaux qui contrôlent la production carbonatée. Les auteurs proposent des modèles d'évolution en réponse de la variation du niveau marin pour des systèmes carbonatés ou mixtes, barrés ou sous forme de rampe, dans un contexte humide ou aride. Voici la description d'une séquence de dépôt pour un système de plate-forme carbonatée isolée barrée en milieu humide selon une période de *lowstand*, de transgression et de *highstand* (fig. 1.32).

- **Lowstand.** Durant les périodes de bas niveau marin, la production carbonatée est réduite et l'exondation favorise l'érosion de la bordure de la plate-forme et les glissements sous-marins. Il en résulte la mise en place de larges débris le long de la pente (fig. 1.32). Handford et Loucks (1993) précisent cependant que les glissements en masse peuvent se déclencher indépendamment du niveau marin relatif estimant que ces derniers peuvent être provoqués par une activité tectonique.
- **Transgression.** Lors de la remontée du niveau marin, la sédimentation carbonatée a lieu dans un premier temps dans un environnement restreint et passe ensuite à un milieu plus ouvert où des *patches* récifaux peuvent se mettre en place ainsi que des *shoals* oolitiques (fig. 1.32).

- **Highstand.** Enfin lors des périodes de haut niveau marin, la production carbonatée est maximale et l'augmentation de l'accommodation diminue, la plate-forme prograde alors vers le bassin. Une grande quantité de particules fines dérivent vers le bassin (*off-bank transport*) induisant une forte accumulation de boue de péri-plate-forme le long de la pente et dans le bassin. Des glissements peuvent alors se déclencher le long de la pente progradante par surcharge sédimentaire (fig. 1.32).

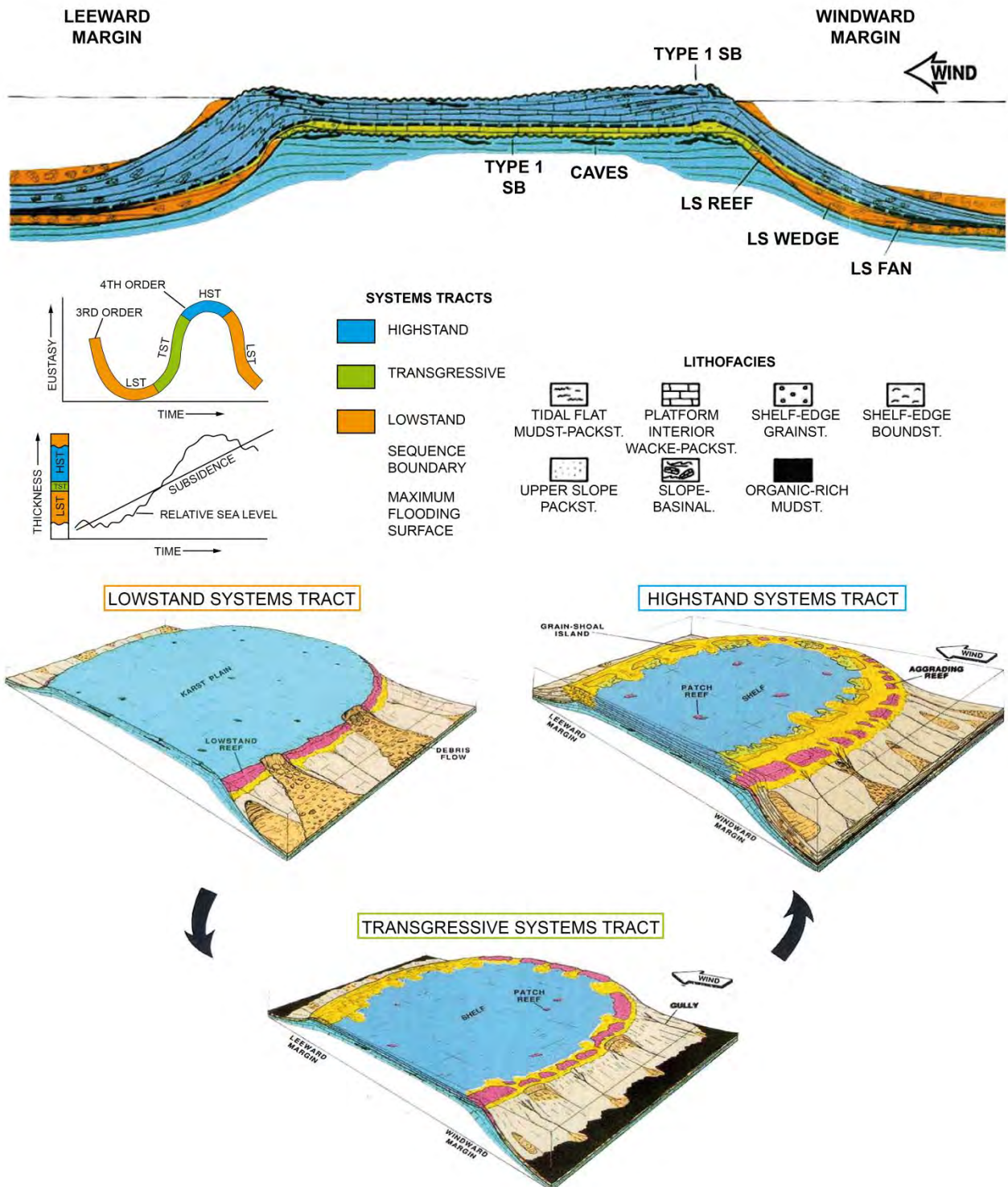


Figure 1.32 : Modèle de séquence de dépôt d'une plate-forme isolée et barrée en milieu humide (adapté d'après Handford et Loucks, 1993).

Jorry et al. (2010) montrent que l'ennoyement rapide d'une plate-forme peut favoriser l'initiation de turbidites lors de période de forte production sédimentaire peu de temps après son ennoyement. Cependant, la mise en place des écoulements gravitaires ne se fait pas uniquement pendant les périodes de haut niveau marin relatif. En effet même si la fréquence des turbidites est plus importante en période de *highstand*, les glissements en masse et les écoulements gravitaires peuvent se déclencher indépendamment des variations de niveau marin. Ainsi Reijmer et al. (1992) identifient à l'ouest de *Great Bahama Bank* des turbidites de haut niveau marin riches en grains venant de la plate-forme et des turbidites de bas niveau marin avec des grains plus grossiers provenant de la marge.

Bien que l'évolution faciologique des turbidites carbonatées en fonction de niveau marin soit aujourd'hui relativement bien connue, l'évolution des géométries en revanche reste très peu documentée. Il reste encore beaucoup de questions quant à la mise en place des principaux éléments architecturaux dans un cadre séquentiel établi. Existe-t-il une relation entre la production carbonatée et la mise en place des systèmes distributaires de canyons ou de chenaux ? Un export important de matériel est-il uniquement synonyme de cliniformes progradants ou peut-il s'exprimer par la mise en place d'un système distributaire et par une accumulation sédimentaire plus lointaine dans le bassin sous forme de lobes ou de nappes d'épandages ?

CHAPITRE 2
-
CADRE GEOLOGIQUE ET ENVIRONNEMENTAL DES BAHAMAS

L'archipel des Bahamas est probablement le système carbonaté actuel le plus étudié. En effet, les plates-formes bahamiennes permettent une description des environnements de dépôts quaternaires de manière continue de la plate-forme au bassin. Ce cadre d'étude unique au monde constitue un lieu déterminant pour la compréhension des systèmes carbonatés.

Depuis le Jurassique, les plates-formes carbonatées des Bahamas enregistrent des phases successives d'expansions verticale et latérale, d'ennoiement ou encore de dislocation. Ces différents épisodes sont à l'origine de la physiographie actuelle des Bahamas où les plates-formes carbonatées sont séparées par de profonds bassins.

Du fait de leur héritage géologique, les Bahamas montrent des profils de pente très variés. Suivant leur hauteur, Schlager et Ginsburg (1981) définissent alors des pentes en érosion, en *by-pass* et en accrétion. Ces morphologies évoluent également en fonction de leur orientation aux vents et de la présence de courants de contour. C'est seulement à partir des expéditions ODP Legs 101 et 166 (1986 et 1996) qu'une caractérisation sismo-stratigraphique est proposée pour les pentes dites en accrétion (*sensu* Schlager et Ginsburg, 1981). Ces études sont déterminantes pour la compréhension des processus sédimentaires et permettent une première caractérisation des différents éléments architecturaux en domaine marin profond (drifts contouritiques, canyons, ravines, chenaux, lobes). Enfin un regain d'intérêt pour les pentes bahamiennes depuis 2010 est à l'origine de nouvelles missions océanographiques permettant une description à très haute résolution des pentes bahamiennes au nord de *Little Bahama Bank* et à l'ouest de *Great Bahama Bank*. Ces nouvelles acquisitions permettent des avancées considérables sur l'étude des pentes carbonatées.

Ce chapitre propose dans un premier temps une description du contexte environnemental des Bahamas suivit d'une présentation du cadre géodynamique et d'une synthèse non exhaustive de l'histoire géologique des Bahamas et du *Blake Plateau*. Enfin la dernière section sera consacrée aux différents travaux établis à ce jour sur les pentes bahamiennes.

A. PHYSIOGRAPHIE ACTUELLE, CONTEXTE CLIMATIQUE ET CIRCULATION OCEANIQUE

L'archipel des Bahamas se situe sur la marge ouest de l'Océan Atlantique à l'est de la Floride et au nord de Cuba dans la région des Caraïbes. Les Bahamas sont constituées de plusieurs plates-formes dont les plus larges sont celles de *Great Bahama Bank* et de *Little Bahama Bank*. Les plates-formes carbonatées s'étendent sur presque 1000 km de long selon une direction SE-NO. Elles sont limitées au nord par le *Blake Plateau* et à l'est par le *Blake-Bahama Escarpment* avec un pied de pente à 4000 m de profondeur marquant la limite avec le bassin profond. *Great Bahama Bank* est séparé de *Little Bahama Bank* par *Providence Channel* et est segmenté par les profondes gouttières de *Tongue of The Ocean* et *Exuma Sound*. Enfin le détroit de Floride forme un couloir de séparation entre les Bahamas et la Floride d'une profondeur d'environ 850 m (fig. 1.33).

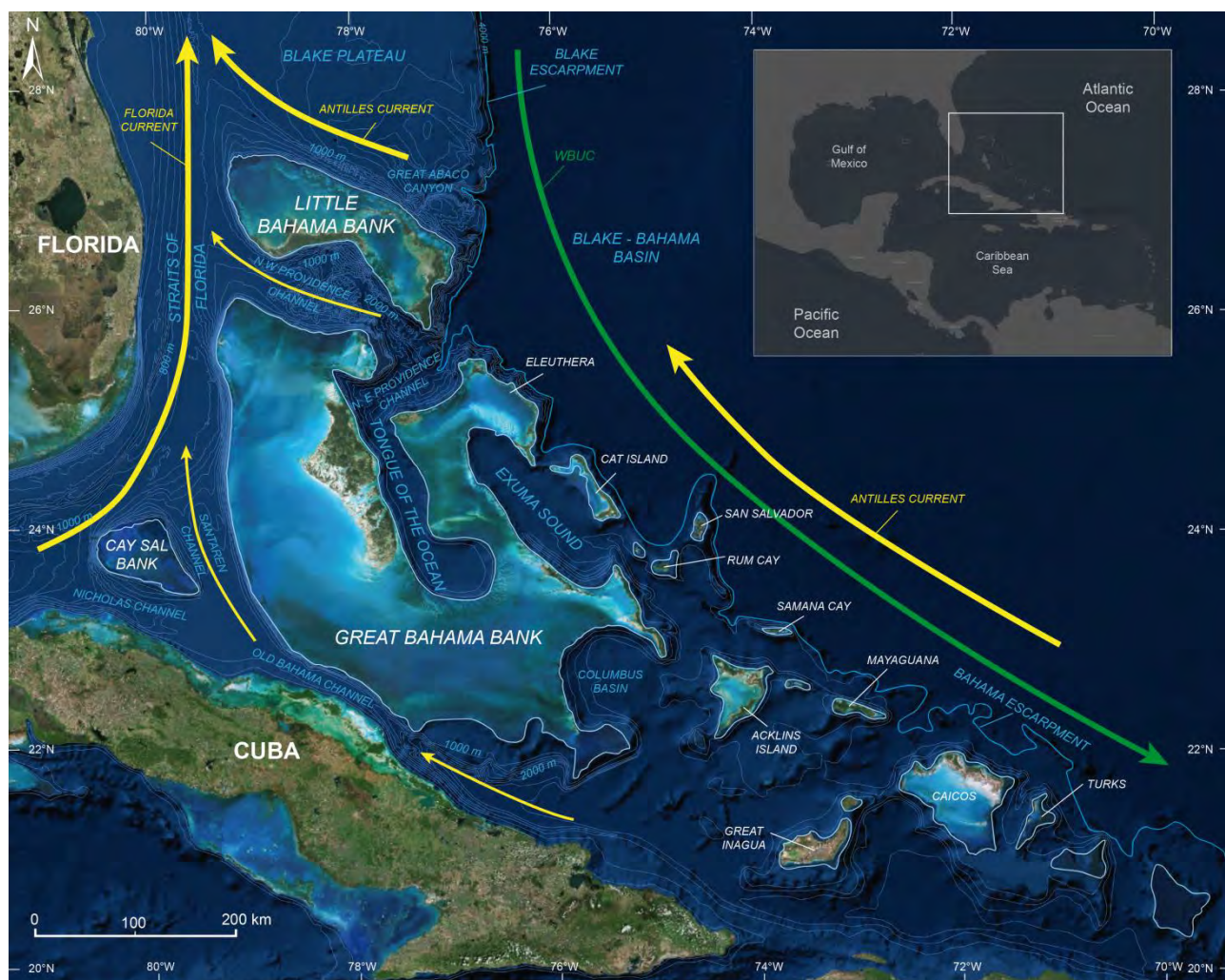


Figure 1.33: Physiographie actuelle des Bahamas et principaux courants de surface (flèches jaunes) et le courant de fond Western Boundary UnderCurrent – WBUC (flèche verte) localisés sur une image satellite (source : Esri).

Les Bahamas sont sous l'influence d'un climat subtropical avec une température annuelle de 25°C. L'archipel est caractérisé par deux saisons, un été chaud et humide et un hiver frais et sec. Les écarts de température sont plus importants au nord avec une différence d'environ 8°C tandis qu'ils sont seulement de 4°C au sud (Bergman, 2010). La pluviométrie annuelle moyenne des Bahamas est de 85,7 cm avec des valeurs comprises entre 10 à 150 cm/an augmentant graduellement vers le nord (Bosart et Schwartz, 1979 ; Newell et al., 1959 ; Buchan et al., 2000). Les Bahamas sont le lieu de

passage de nombreux ouragans et de tempêtes tropicales d'août à octobre. En moyenne trois ouragans traversent les Bahamas tous les quatre ans (Shaklee, 1989 ; Buchan et al., 2000).

La circulation océanique joue un rôle important sur l'évolution du climat et influence la production carbonatée des plates-formes bahamiennes.

- La circulation océanique de surface autour des Bahamas est dominée par le courant des Antilles à l'est et le courant de Floride à l'ouest (fig. 1.33). Le courant de Floride est alimenté par des masses d'eau en provenance de la mer des Caraïbes et du Golfe du Mexique qui se poursuivent le long du détroit de Floride. A la sortie du détroit, au nord de *Little Bahama Bank*, le courant de Floride fusionne avec le courant des Antilles et forme le courant du *Gulf Stream*. Le courant de Floride est particulièrement intense en surface avec des vitesses comprises entre 100 et 170 cm.s⁻¹ sur les 200 premiers mètres de la colonne d'eau. L'intensité du courant diminue en profondeur et devient inférieure à 20 cm.s⁻¹ en dessous de 800 m de bathymétrie (Richardson et al., 1969 ; Leaman et al., 1995). Les courants circulant entre les plates-formes carbonatées le long de *Old Bahama Channel*, de *Santaren Channel* et de *Northwest Providence Channel* sont orientés vers le courant de Floride et contribuent à sa capacité de transport (fig. 1.33).
- Des courants profonds résultant de la circulation thermohaline circulent également dans la région des Bahamas. Le *Western Boundary UnderCurrent* (WBUC) prend naissance au niveau du Groenland dans le bassin d'Irmingier. Il circule vers le sud le long de la marge est d'Amérique du Nord et se mélange au *North Atlantic Deep Water* (NADW) à environ 35°N de latitude (Amos et al., 1971). Le WBUC passe à proximité de la *Blake Outer Ridge* et longe ensuite le *Blake-Bahama Escarpment* où il influence la sédimentation profonde (fig. 1.33).

B. EVOLUTION GEODYNAMIQUE ET SEDIMENTAIRE

1. Géodynamique des Caraïbes

La reconstitution des mouvements relatifs des plaques tectoniques nord-américaine, africaine, sud-américaine et de la plaque Farallon depuis le Jurassique permet d'appréhender la paléogéographie des Caraïbes pendant les phases successives d'extension (*rifting*) et de collision (Duncan et Hargraves, 1984 ; Ross et Scotese, 1988 ; Pindell et Barrett, 1990 ; Meschede et Frisch, 1998 ; Hay et al., 1999 ; James, 2009).

- *Jurassique –Crétacé Inférieur*

L'histoire géologique des Caraïbes commence au Jurassique par la dislocation de la Pangée et la séparation des blocs continentaux nord et sud-américains et de l'Afrique. Durant le Jurassique et le Crétacé Inférieur, la mer proto-Caraïbe s'ouvre, séparant l'Amérique du Nord et l'Amérique du Sud, tandis que plus au nord le Golfe du Mexique s'initie au sein de la plaque nord-américaine (fig. 1.34A).

- *Crétacé Inférieur et Moyen*

La fin de l'ouverture de la mer des Caraïbes est estimée à environ 100 Ma à l'Albien supérieur (Pindell, 1994). Au même moment débute la subduction de la plaque Caraïbes vers le nord-est avec le plongement des Grandes Antilles dans une zone de subduction intra-océanique qui induira la mise en place des complexes ophiolitiques de Cuba. A l'est, la plaque Farallon remonte vers le nord-est et entre en subduction avec la plaque nord-américaine et la plaque Caraïbes formant respectivement les arcs volcaniques de Xolapa et de Costa-Rica-Panama (fig. 1.34B).

- *Crétacé Supérieur*

Au Campanien le mouvement de la plaque Farallon est dévié vers l'est entraînant un déplacement convergeant entre les plaques sud-américaine et nord-américaine (Engebretson et al., 1985). Cette réorientation des plaques tectoniques provoque la migration de la plaque Caraïbes vers l'est et sa subduction sous l'arc de Cuba (fig. 1.34C).

- *Cénozoïque*

Durant le Paléocène, la subduction de la plaque Caraïbes sous l'arc de Cuba se termine par la collision avec les Bahamas. Cuba est alors incorporé à la plaque nord-américaine. A partir de l'Eocène, la plaque Farallon change de nouveau de direction avec un déplacement vers le nord-ouest. Enfin de l'Oligocène supérieur au Miocène moyen la plaque Farallon se scinde en deux formant la plaque de Cocos au nord et la plaque de Nazca au sud (fig. 1.34D).

Au Miocène moyen (7,1-12,8 Ma), le déplacement de la plaque Cocos entraîne la collision avec l'arc volcanique centre américain et la plaque sud-américaine (Coates et al., 2004) (fig. 1.35). La collision engendre la formation de l'Isthme de Panama et de la *Central American Seaway* (CAS). Enfin, plusieurs épisodes de soulèvement post-collision entraînent la fermeture définitive de la CAS à environ 3,5 Ma (Coates et al., 1992) et la séparation de l'Océan Pacifique et de l'Océan Atlantique.

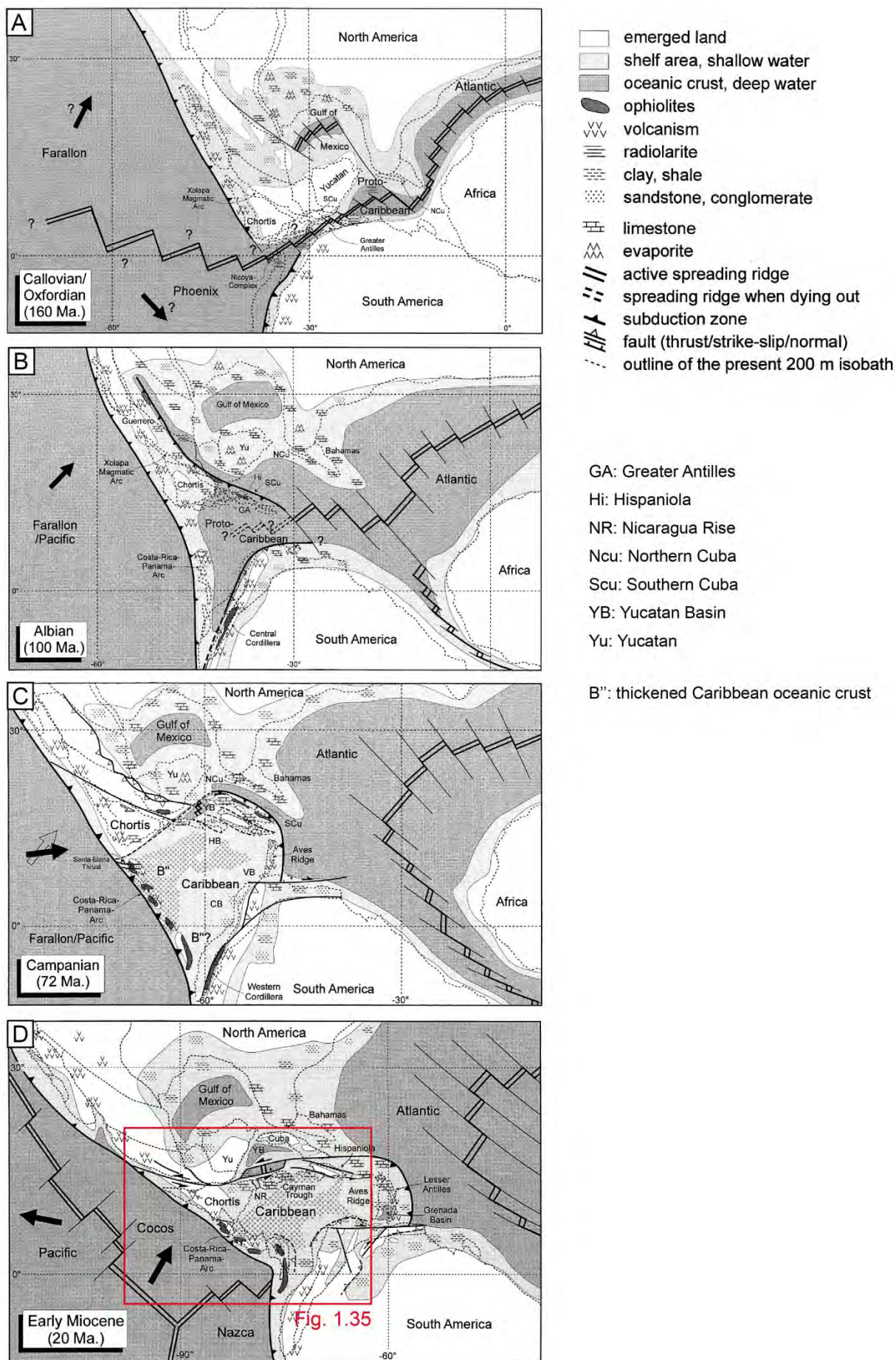


Figure 1.34: Reconstruction paléogéographique des Caraïbes au Callovien/Oxfordien (A), à l'Albien (B), au Campanien (C) et au Miocène inférieur (D) (adapté d'après Meschede et Frisch, 1998).

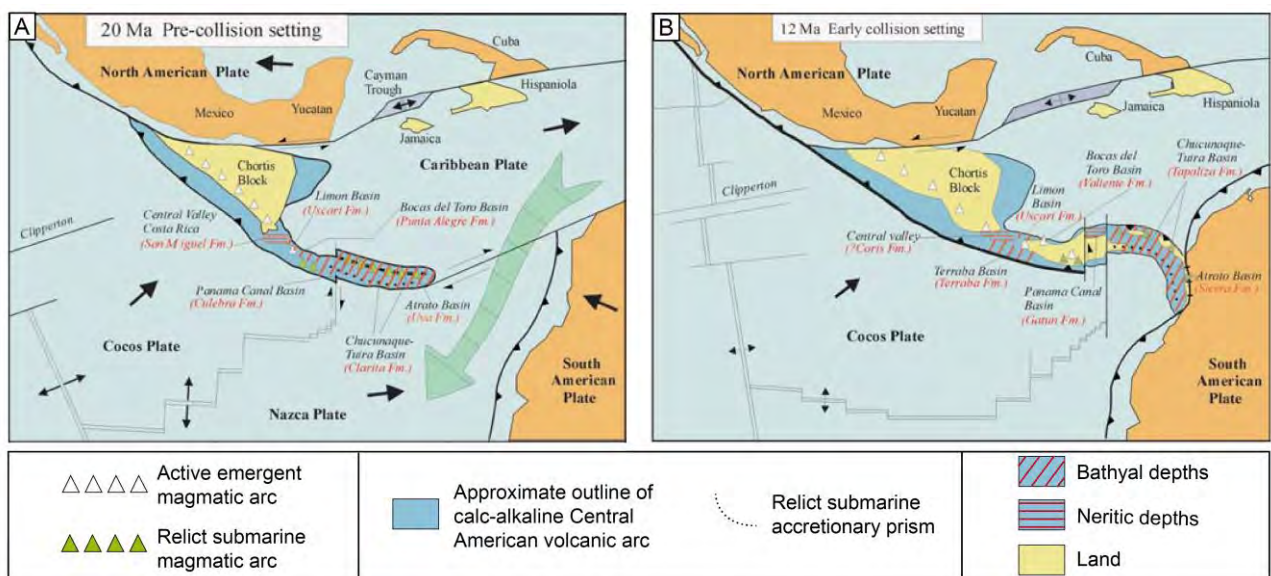


Figure 1.35 : Reconstitution de la paléogéographie de l'arc volcanique central américain à 20 Ma (A) et à 12 Ma (B). Les flèches noires indiquent le sens de déplacement des plaques tectoniques et la flèche verte indique les échanges entre les eaux de l'Océan Atlantique et de l'Océan Pacifique (adapté d'après Coates et al., 2004).

2. Evolution tectono-sédimentaire du Blake Plateau et des Bahamas

Les données de puits et de sismique régionale (fig. 1.36) montrent que la physiographie actuelle des plates-formes carbonatées bahamiennes est le résultat d'épisodes successifs d'expansion verticale et latérale, d'enneiement et de dislocation depuis leur initiation au Jurassique jusqu'à l'actuel.

▪ Jurassique Supérieur– Crétacé Inférieur

La plate-forme carbonatée bahamienne a probablement été initiée au Jurassique Supérieur pendant la phase de *rifting* qui conduira à l'ouverture de l'Océan Atlantique. La sédimentation carbonatée est alors caractérisée par des carbonates peu profonds et des évaporites indiquant un milieu restreint qui persiste jusqu'au Crétacé Inférieur. Ces dépôts carbonatés semblent former une immense plate-forme ou « mégabanc » qui s'étend de la Floride jusqu'au *Blake-Bahama Escarpment* à l'est et jusqu'au *Blake Plateau* au nord (Meyerhoff et Hatten, 1974 ; Austin et al., 1988 ; Sheridan et al., 1988). Au niveau du *Blake-Bahama Escarpment* une barrière récifale est présente sur la bordure est de cette immense plate-forme pendant le Crétacé (Shipley, 1978) (fig. 1.37).

Actuellement, le jeu de données ne permet pas d'assurer que le « mégabanc » soit continu au Crétacé Inférieur (Sheridan et al., 1988). De plus, des études montrent l'existence de profonds bassins à l'ouest de *Great Bahama Bank* (Ball et al., 1985 ; Masferro et Eberli, 1999), au sud de San Salvador (Schlager et al., 1984) et au niveau du *Northwest Providence Channel* (Austin et al., 1988) pendant le Crétacé Inférieur (fig. 1.38).

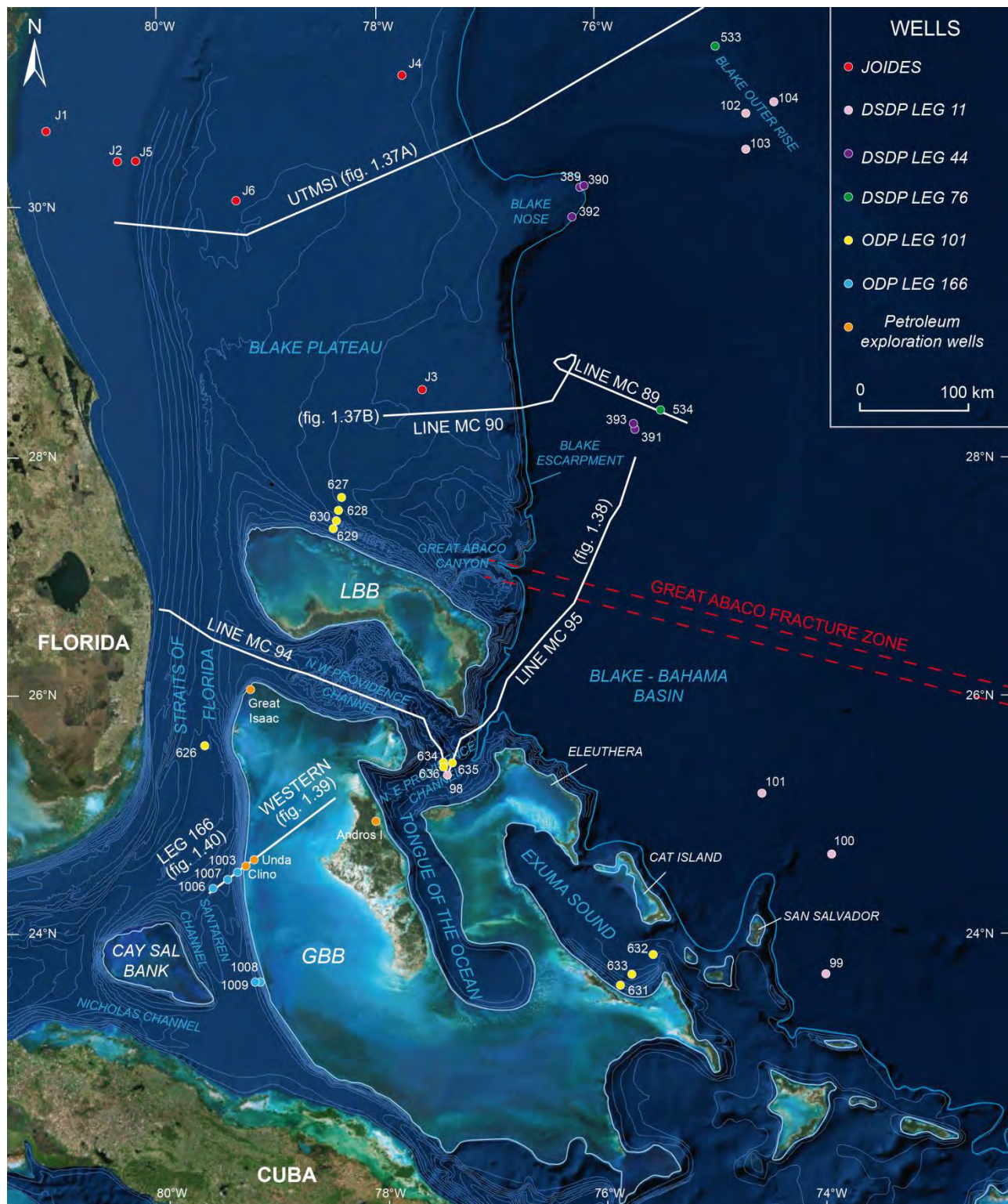
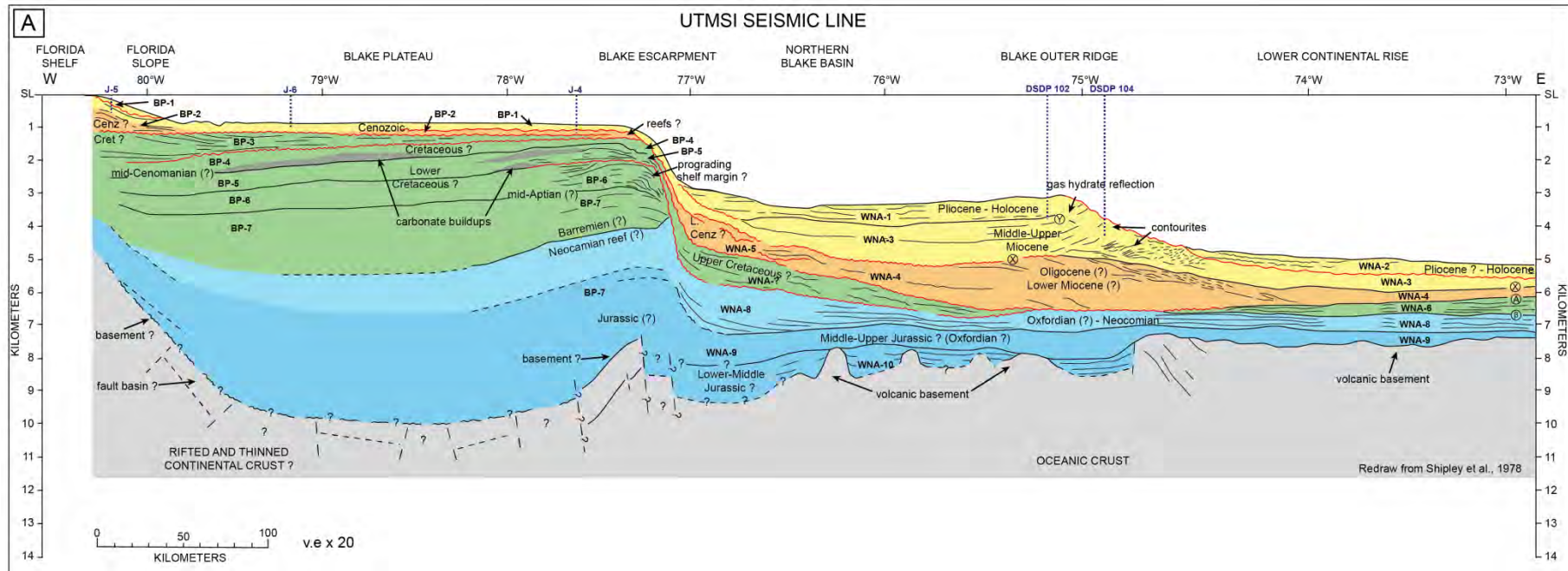


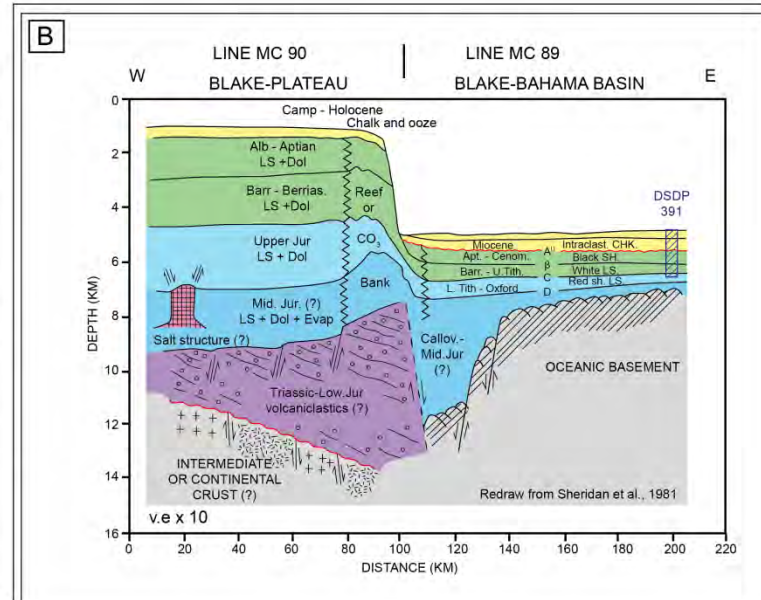
Figure 1.36 : Localisation d'une sélection de profils sismiques régionaux, des puits des missions JOIDES, DSDP Leg 11- 44 et 76, ODP Leg 101 et 166 (JOIDES, 1965 ; Hollister et al., 1970 ; Benson et al., 1975 ; Sheridan et al., 1980 ; Austin et al., 1986 ; Eberli et al., 1997), de quatre puits pétroliers d'exploration et de la zone de fracture de Great Abaco.

Figure 1.37 (page suivante) : Coupes géologiques Ouest-Est du Blake Plateau à partir des interprétations des profils sismiques régionaux localisés sur la figure 1.36. A. Interprétation du profil UTMSI (redessiné d'après Shipley et al., 1978). B. Interprétation des profils MC 89 et 90 (redessiné d'après Sheridan et al., 1981).



SUMMARY GEOLOGIC HISTORY OF THE BLAKE PLATEAU (from Shipley et al., 1978)

Age	Seismic interval	Major Events
CENOZOIC	BP-1 et BP-2	Development of major regional unconformity at approximately Cretaceous-Tertiary boundary due to currents and major drop in sea level. Temporary reestablishment of reef growth at Blake Escarpment in early Tertiary.
LATE CRETACEOUS (SANTONIAN ? - MAASTRICHTIAN)	BP-3	Deeper water established over entire Blake Plateau due to continued subsidence, rapid relative rise in sea level, and development of currents, possibly signifying opening of Florida Straits.
MIDDLE CRETACEOUS (MID-APTIAN ? - CONIACIAN ?)	BP-4, BP-5 et BP-6	Continued subsidence of Blake Plateau, mainly due to sediment loading. Buildup of thick shallow water carbonate platform. Seaward progradation of sediments at platform margin along the Blake Escarpment. Establishment of deeper water, open marine conditions along outer Plateau in upper part of interval. Broad carbonate banks or buildups formed over central Plateau landward of platform margin. More restricted facies (dolomites, evaporites) and clastics deposited along inner Plateau.
LATE JURASSIC TO EARLY CRETACEOUS (MID-APTIAN ?)	BP-6	Establishment of steep carbonate platform margin along Blake Escarpment due to vertical reef growth. Shallow water carbonate sedimentation over most of Plateau grading shoreward into more restricted carbonate facies and then more clastic facies.
EARLY TO LATE JURASSIC	BP-7	Overall marine transgression onto subsiding continental margin following breakup. Establishment of shelf margin at Blake Escarpment. Differential subsidence of central Plateau.



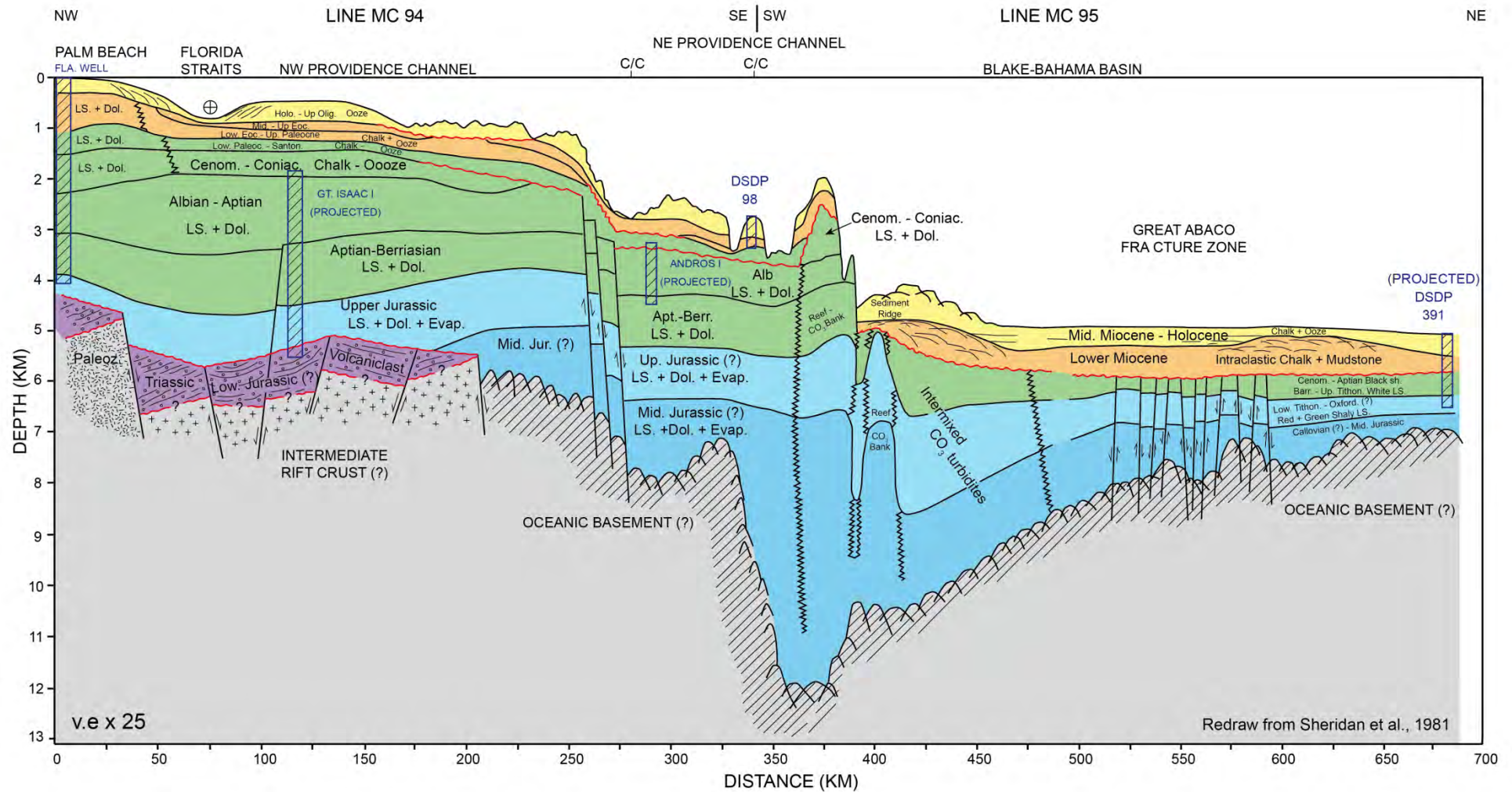


Figure 1.38 : Coupe géologique Ouest-Est passant par le détroit de Floride, Providence Channel et le bassin de Blake-Bahama réalisées à partir des interprétations des profils sismiques régionaux MC 94 et MC 95 localisés sur la figure 1.36 (redessiné d'après Sheridan et al., 1981).

- *Crétacé Supérieur -Eocène*

Au Crétacé Supérieur la plate-forme carbonatée du *Blake Plateau* est complètement ennoyée et la région des Bahamas est alors isolée (Austin et al., 1988 ; Sheridan et al., 1988) (fig. 1.37). Au nord de *Little Bahama Bank*, le *Blake Plateau* est entaillé par le canyon de *Great Abaco* localisé le long de la zone de fracture de même nom orientée ONO-ESE et associée à l'ouverture de l'Océan l'Atlantique au Jurassique (fig. 1.36 et 1.38).

Au même moment le sud des Bahamas est segmenté par de profonds bassins N-S et ONO-ESE responsables en grande partie de la physiographie actuelle (avec la formation du détroit de Floride, *Tongue of the Ocean*, *Exuma Sound*, *Santaren Channel* et *Old Bahama Channel*) (fig. 1.36). Eberli et Ginsburg (1987) montrent la présence d'une large dépression N-S, le détroit d'Andros, séparant le banc de Bimini à l'ouest du banc d'Andros à l'est (fig. 1.39), tandis qu'au sud de *Great Bahama Bank*, Masferro et Eberli (1999) mettent en évidence une phase de réactivation de failles préexistantes ONO-ESE pendant le Crétacé moyen.

Cette segmentation semble contrôlée par le jeu d'anciennes failles jurassiques réactivées suite à la subduction de la plaque Caraïbes sous la plaque nord-américaine et de l'orogénèse des Grandes Antilles et de Cuba durant le Crétacé Supérieur et le début du Cénozoïque (Sheridan et al., 1981).

- *Cénozoïque*

- *Migration latérale et coalescence des plates-formes*

Depuis la fin de la collision, à l'Eocène supérieur (40 Ma), les bordures des plates-formes carbonatées progradent vers les bassins profonds (Sheridan et al., 1988). La progradation des pentes carbonatées s'effectue majoritairement d'est en ouest à partir des bordures sous le vent des plates-formes. Au niveau de *Great Bahama Bank*, cette progradation sous le vent aboutit au comblement du détroit d'Andros et à la fusion des bancs de Bimini et d'Andros (Eberli et Ginsburg, 1987) (fig. 1.39). Les détroits sont d'abord comblés par aggradation et par progradation à partir de l'Oligocène supérieur dans le détroit d'Andros et à partir du Miocène supérieur dans le détroit de Floride (Eberli et Ginsburg, 1989) (fig. 1.39). Au milieu du Cénozoïque une seconde dépression nord-sud, *Bimini Embayment*, segmente le banc de Bimini. Cette dernière est comblée pendant le Cénozoïque supérieur, induisant la formation d'une seule grande plate-forme par coalescence (fig. 1.39).

Depuis le Crétacé Supérieur, *Great Bahama Bank* a aggradé de 1500 m pour une progradation de 25 km en direction du détroit de Floride. Ceci indique que la croissance de la plate-forme est dominée par une migration latérale induite par un excès de sédiment en provenance de la plate-forme (Eberli et Ginsburg, 1989).

Du Miocène au Pliocène inférieur, la pente ouest de *Great Bahama Bank* est d'abord définie comme une rampe externe et passe ensuite progressivement à une plate-forme barrée récifale à flanc escarpé associée à un lagon au Pliocène (Beach et Ginsburg, 1980 ; Eberli et Ginsburg, 1989 ; Reijmer et al., 1992) (fig. 1.39 et 1.40). Ce changement de géométrie a des conséquences sur la production sédimentaire *in-situ* et la sédimentation gravitaire associée (Betzler et al., 1999).

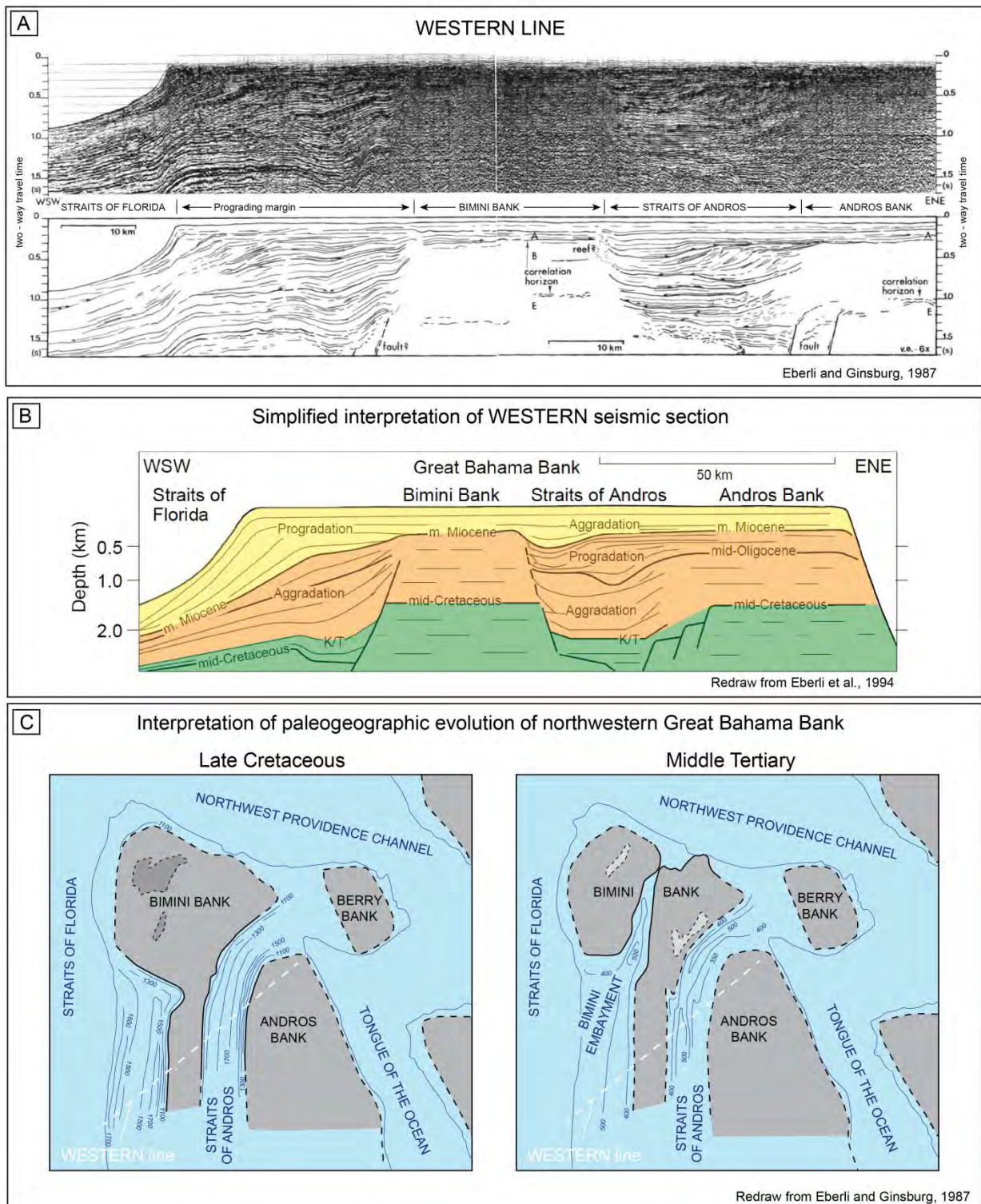


Figure 1.39 : Interprétation du profil sismique WESTERN au nord-ouest de Great Bahama Bank localisé sur la figure 1.36. A. Profil sismique WESTERN et son interprétation (Eberli et Ginsburg., 1987). B. Interprétation simplifiée du profil WESTERN (adapté d'après Eberli et al., 1994). C. Paléogéographies du nord-ouest de Great Bahama Bank au Crétacé Supérieur et au Cénozoïque moyen (redessiné d'après Eberli et Ginsburg., 1987).

La pente nord de *Little Bahama Bank* exposée aux vents présente une accrétion moins importante que la pente ouest de *Great Bahama Bank*. Elle se développe après l'enneigement complet du *Blake Plateau* à la fin du Crétacé (Van Buren et Mullins et al., 1983). La pente d'abord aggradante devient ensuite progradante vers le nord à partir du Miocène inférieur (Harwood et Towers, 1988).

➤ *Sédimentation profonde Néogène*

L'évolution de la sédimentation profonde des Bahamas durant le Cénozoïque est très bien connue au niveau du détroit de Floride principalement grâce aux données de subsurface de l'expédition ODP Leg 166 (Eberli et al., 1997) (fig. 1.40). Les nombreuses études qui font suite à cette mission montrent que la pente ouest de *Great Bahama Bank* est contrôlée à la fois par l'export des particules carbonatées produites sur la plate-forme et par la circulation océanique (Anselmetti et al., 2000). Ces deux processus agissent simultanément et interfèrent en bas de pente (fig. 1.41).

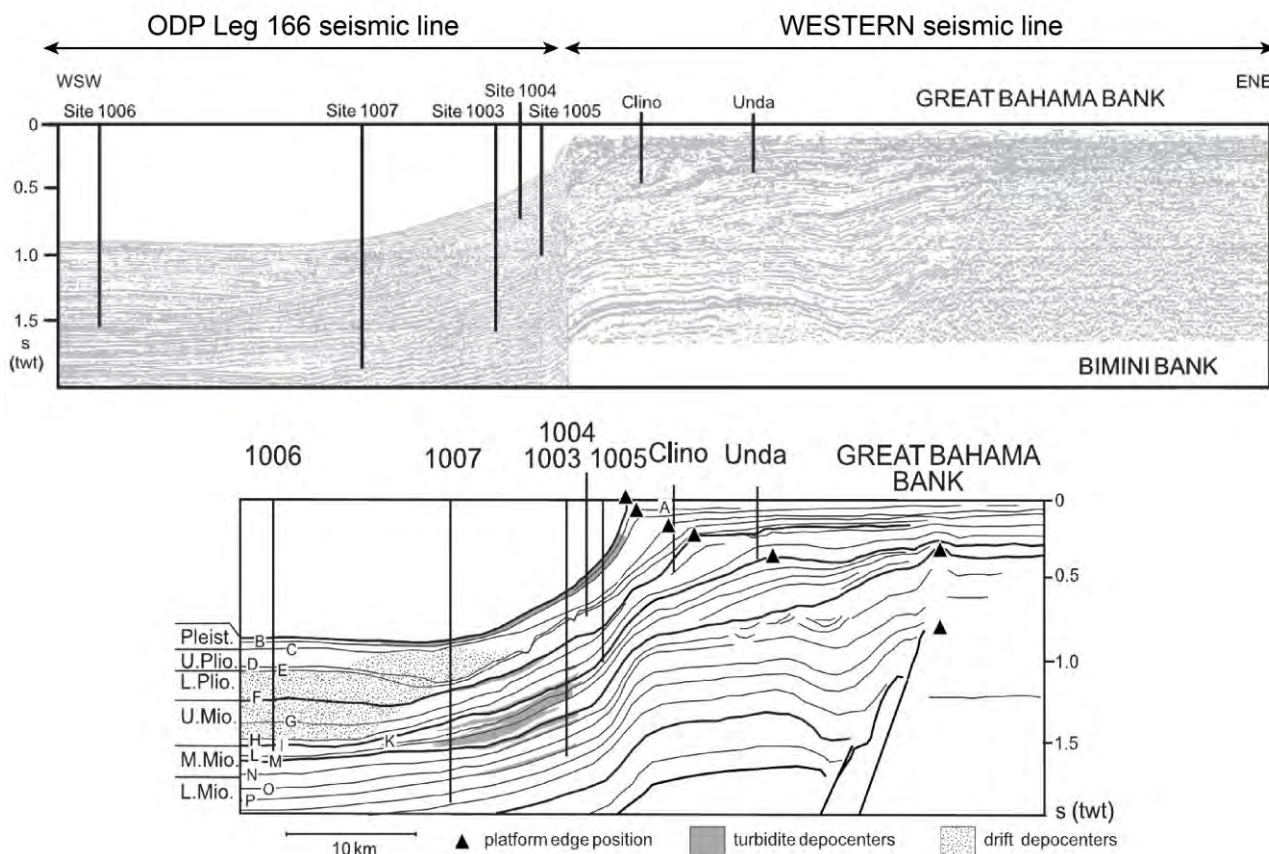


Figure 1.40: Interprétation du profil sismique de l'expédition ODP Leg 166 de la pente ouest de *Great Bahama Bank* positionné dans la continuité du profil *WESTERN* (adapté d'après Betzler et al., 1999) . Voir figure 1.36 pour la localisation des profils sismiques et des puits.

La pente inférieure et le pied de la pente ouest de *Great Bahama Bank* (sites 1003 et 1007) sont caractérisés par une alternance de turbidites et de boue de péri-plate-forme. Dans ces alternances les turbidites représentent seulement 12% des dépôts (Bernet et al., 2000). Leur distribution dépend du taux de sédimentation, du niveau marin relatif et de la géométrie de la plate-forme. Lorsque la plate-forme présente une géométrie à flanc escarpé associé à un lagon, les turbidites sont majoritairement déposées pendant les périodes de haut niveau marin relatif, tandis que lorsque la pente présente une géométrie de rampe le niveau marin relatif a moins d'influence sur la fréquence des turbidites bioclastiques (Betzler et al., 1999 ; Bernet et al., 2000) (fig. 1.40).

A partir du Miocène moyen (12,2 Ma), cinq drifts contouritiques sont initiés dans le détroit de Floride: le Drift de Pourtales, le Drift de Santaren, le Drift de Cay Sal, le Drift de *Great Bahama Bank* et le Drift de *Little Bahama Bank* (Mullins et al., 1981; Anselmetti et al., 2000 ; Bergman, 2005)(fig. 1.41). La mise en place de ces drifts dans le détroit de Floride résultent de variations eustatiques importantes et d'une intensification de la circulation océanique en réponse à la fermeture progressive de la CAS qui débute au Miocène moyen (Coates et al., 2004, fig. 1.34B). Cette dernière entraîne une ré-organisation des masses d'eau avec l'initiation des *Loop Currents* dans le Golfe du Mexique qui se poursuivent ensuite vers le détroit de Floride pour former le Courant de Floride (Mullins et al., 1987). A la sortie du détroit de Floride, le courant de Floride conflue avec le courant des Antilles et forme le *Gulf Stream*. Il est à noter que l'initiation et l'intensification du *Gulf Stream* induit des surfaces majeures d'érosion le long du *Blake Plateau* pendant le Néogène (Shipley et al., 1978) (fig. 1.37).

A 3,5 Ma, le Drift de Santaren se déplace vers la pente ouest de *Great Bahama Bank* (fig. 1.40) en réponse à une migration latérale du courant de Floride probablement induite par la fermeture définitive de l'Isthme de Panama (Coates et al., 1992) associée à des fluctuations du niveau marin relatif suite à la glaciation de l'hémisphère Nord (Haug et Tiedemann, 1998 ; Reijmer et al., 2002 ; Bergman, 2005).



Figure 1.41 : Localisation des cinq drifts contouritiques dans le détroit de Floride (compilé d'après Mullins et al., 1980 et Bergman et al., 2005), du courant de Floride et du courant des Antilles.

Enfin, la sédimentation profonde le long des pentes bahamiennes est marquée par le déclenchement d'importants glissements en masse durant le Néogène (Austin et al., 1988 ; Harwood et Towers., 1988 ; Mulder et al., 2012 ; Jo et al., 2015 ; Principaud et al., 2015 ; Tournadour et al., 2015).

Au Miocène moyen, de larges débris sont observées au site 626 à l'ouest de *Great Bahama Bank* (Austin et al., 1988 ; Schlager et al., 1988), au site 627 au nord de *Little Bahama Bank* (Austin et al., 1988 et Harwood et Towers, 1988) et dans le *Blake Bahama Basin* au niveau de la formation de *Blake Ridge* aux sites DSDP 391 et 534 (Benson et al., 1975 ; Bliefnick et al., 1983)(fig. 1.38). La présence de ces débris à des positions stratigraphiques similaires à l'échelle régionale suggère que leur déclenchement est lié à un événement régional appelé «*Abaco event*» (Austin et al., 1988) probablement induit par le début de la fermeture de la CAS.

D'autres débris et cicatrices de glissement sont identifiées au Pliocène et au Pléistocène le long de la pente ouest de *Great Bahama Bank* (Ponte, 2013 ; Kula, 2014 ; Jo et al., 2015 ; Principaud et al., 2015). Le déclenchement de ces glissements en masse n'est pas clairement identifié. Certains auteurs estiment qu'ils sont le résultat d'une augmentation du taux de sédimentation suite à une montée du niveau marin relatif (Ponte, 2013), tandis que d'autres les rattachent à l'activité tectonique post-collision de la ceinture de chevauchement cubaine au sud des Bahamas (Kula, 2014 ; Jo et al., 2015).

C. LES PENTES BAHAMIENNES

Les premières études sur les pentes bahamiennes débutent à la fin des années 70 avec les analyses morpho-sédimentaires de *Providence Channel* (Mullins et al., 1979 ; Mullins et Neumann, 1979), *Tongue of the Ocean* (Schlager et Chermak, 1979 ; Hooke et Schlager, 1980) et *Exuma Sound* (Crevello et Schlager, 1980). Suite à ces études, Schlager et Ginsburg (1981) établissent une première typologie des pentes bahamiennes. En fonction de leur dénivelée, les pentes sont définies comme des systèmes en accrétion, en *bypass* ou en érosion (fig. 1.42). Ces morphologies de pente sont également contrôlées par leur position sous le vent ou au vent et par les courants de fond à la fois dépositionnels et érosifs (Schlager et Ginsburg, 1981). Les pentes en accrétion se trouvent sur les bordures ouest de *Little Bahama Bank* et *Great Bahama Bank* et dans *Providence Channel*. Le type *bypass* caractérise les pentes de *Tongue of the Ocean* et *Exuma Sound*, entaillées par des ravines auxquelles sont associées des turbidites en pied de pente. Enfin les pentes dites en érosion correspondent au *Blake-Bahama Escarpment*. Elles peuvent être tronquées à leur base par des courants de fond (WBUC) (fig. 1.42).

Bien que les différents dénivelés des pentes bahamiennes induisent des processus sédimentaires spécifiques, ils sont avant tout liés à l'histoire géologique jurassique et crétacé des Bahamas. Les pentes en érosion correspondent à l'ancienne marge orientale du « mégabanc », le *Blake-Bahama Escarpment*, et les pentes en *bypass* correspondent aux bordures des profondes gouttières de *Tongue of the Ocean* et d'*Exuma Sound*. Eberli et Ginsburg (1987 et 1989) montrent qu'une pente en *bypass* peut évoluer vers une pente progradante par remplissage de profondes gouttières formées au Crétacé.

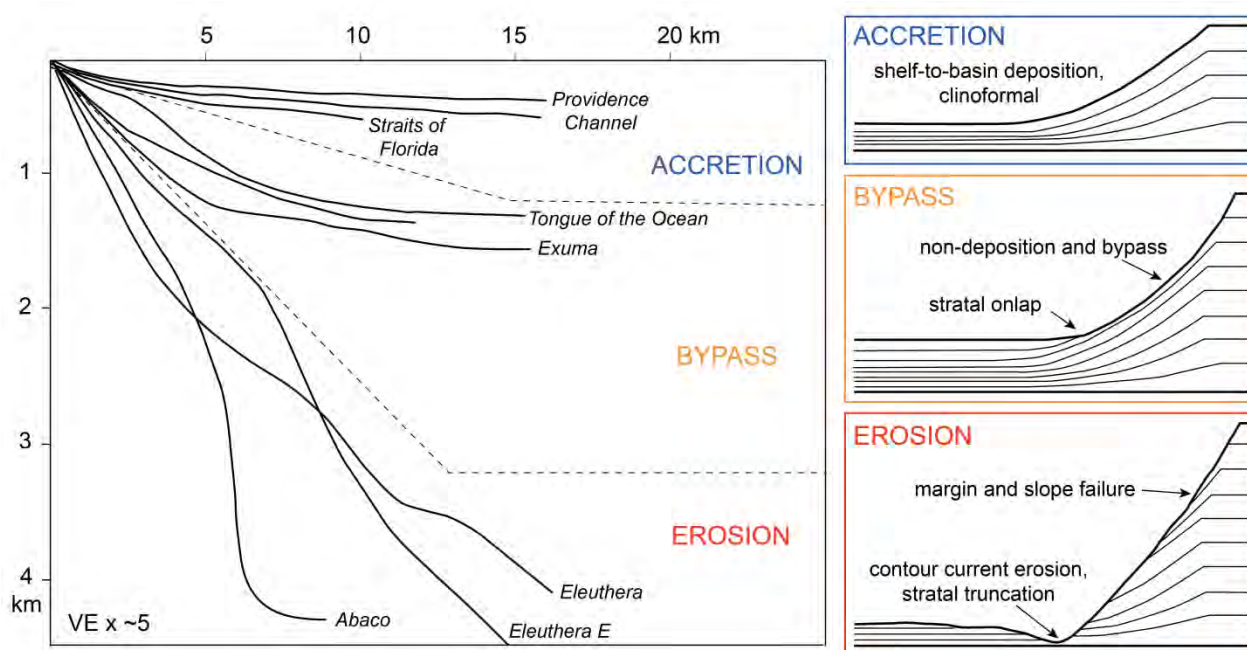


Figure 1.42 : Profils de pentes Bahamiennes en accrétion, en *bypass* et en érosion et représentations schématiques de leur configuration stratigraphique (adapté d'après Schlager et Ginsburg, 1981 et Playton et al., 2010).

Depuis les années 80 à nos jours de nombreuses études le long des pentes bahamiennes se sont succédées. De nouvelles missions permettent l'acquisition de carottes sédimentaires, de profils de sondeur de sédiment, de cartes bathymétriques à haute résolution et de sismique multitraces.

- En 1981, la mission Bacar met en évidence les appareils carbonatés du *Blake Bahama Escarpment* aux débouchés des canyons de *Great Bahama* (province de Eleuthera) et d'*Exuma* (province San Salvador) (Ravenne et al., 1985) (fig. 1.43).

- Les missions ODP du Leg 101 et du Leg 166 sont ensuite respectivement réalisées en 1986 et 1996 au nord de *Little Bahama Bank*, à l'ouest de *Great Bahama Bank*, dans *Providence Channel* et dans *Exuma Sound* (Austin et al., 1986 ; Eberli et al., 1997) (fig. 1.43).
- Plus récemment, en novembre 2010, la mission Carambar est réalisée le long des pentes en accrétion (*sensu* Schlager et Ginsburg, 1981) au nord de *Little Bahama Bank* et à l'ouest de *Great Bahama Bank* (Mulder et al., 2012a et b) (fig. 1.43).
- Enfin, la totalité de la pente ouest de *Great Bahama Bank* est étudiée suite à des acquisitions de données par Fugro Geoservices au sud de *Santaren Channel* en 2011 (Jo et al., 2015) et grâce à la mission M95 CICARB au nord de *Santaren Channel* en 2013 (Betzler et al., 2014) (fig. 1.43).

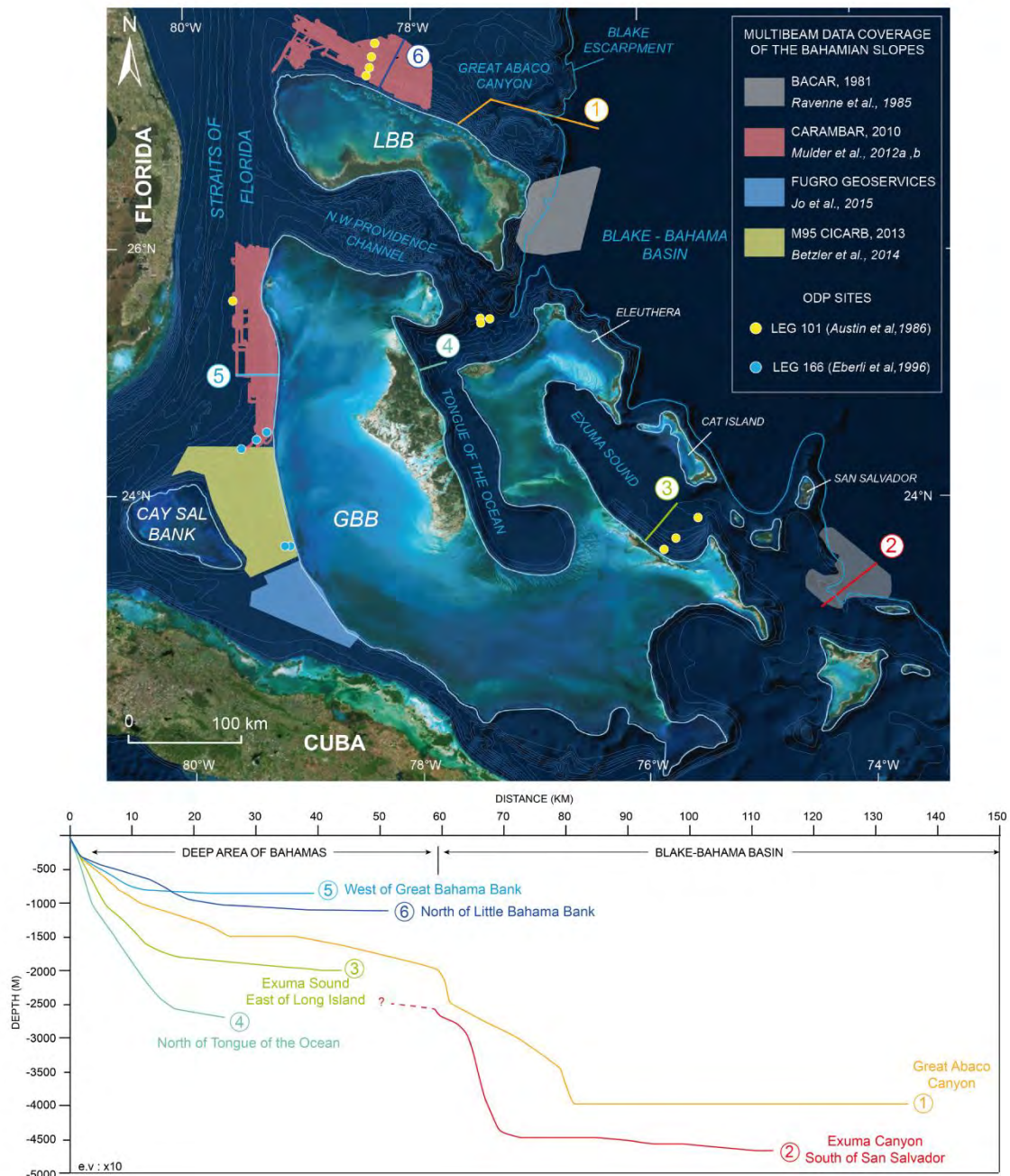


Figure 1.43 : Localisation des zones d'acquisition de sondeur multifaisceaux le long des pentes bahamiennes et des sites ODP du Leg 101 et 166 (A) et coupes bathymétriques des profils de pente du Canyon de Great Abaco (1), du Canyon d'Exuma (2), d'Exuma Sound (3), du nord de Tongue of The Ocean (4), à l'ouest de Great Bahama Bank (5) et au nord de Little Bahama Bank (6) (d'après les cartes bathymétriques de la NOAA BR-3PT1, BR-3PT2, NG-17-3 et NG-17-6 pour les profils 1-3-4-5 et 6 et des données de la mission Bacar pour le profil 2) (B).

Ces études permettent d'affiner les connaissances sur le fonctionnement des pentes bahamiennes et d'établir des modèles de dépôts pour chacune des pentes. Ces modèles montrent que les processus d'érosion, de *bypass* et d'accrétion ne sont pas spécifiques à un type de pente mais peuvent agir conjointement. Par exemple, la pente ouest de *Great Bahama Bank*, dite en accrétion (*sensu* Schlager et Ginsburg, 1981) est entaillée par des ravines synonymes d'un transfert sédimentaire et montre des figures d'érosion induites par le courant de Floride (Mulder et al., 2012a; Betzler et al., 2014). De même la pente nord de *Little Bahama Bank* est caractérisée par des cliniformes progradants incisés par des canyons sous-marins acheminant des dépôts gravitaires vers la pente inférieure (Van Burren et Mullins, 1983 ; Mullins et al., 1984 ; Harwood et Towers, 1988 ; Mulder et al., 2012b). Cette synthèse propose une brève présentation des systèmes gravitaires du *Blake Bahama Escarpment*, des gouttières profondes d'*Exuma Sound* et de *Tongue of The Ocean* et de la pente ouest de *Great Bahama Bank*.

▪ **Le Blake Bahama Escarpment, mission Bacar (1981)**

La mission Bacar montre que deux types de processus sont impliqués dans la sédimentation cénozoïque au pied du *Blake Bahama Escarpment* (fig. 1.43). Le premier processus consiste en des glissements en masse résultant du démantèlement de la plate-forme. Le second processus correspond à la mise en place d'un éventail carbonaté profond à l'embouchure des canyons (Ravenne et al., 1985).

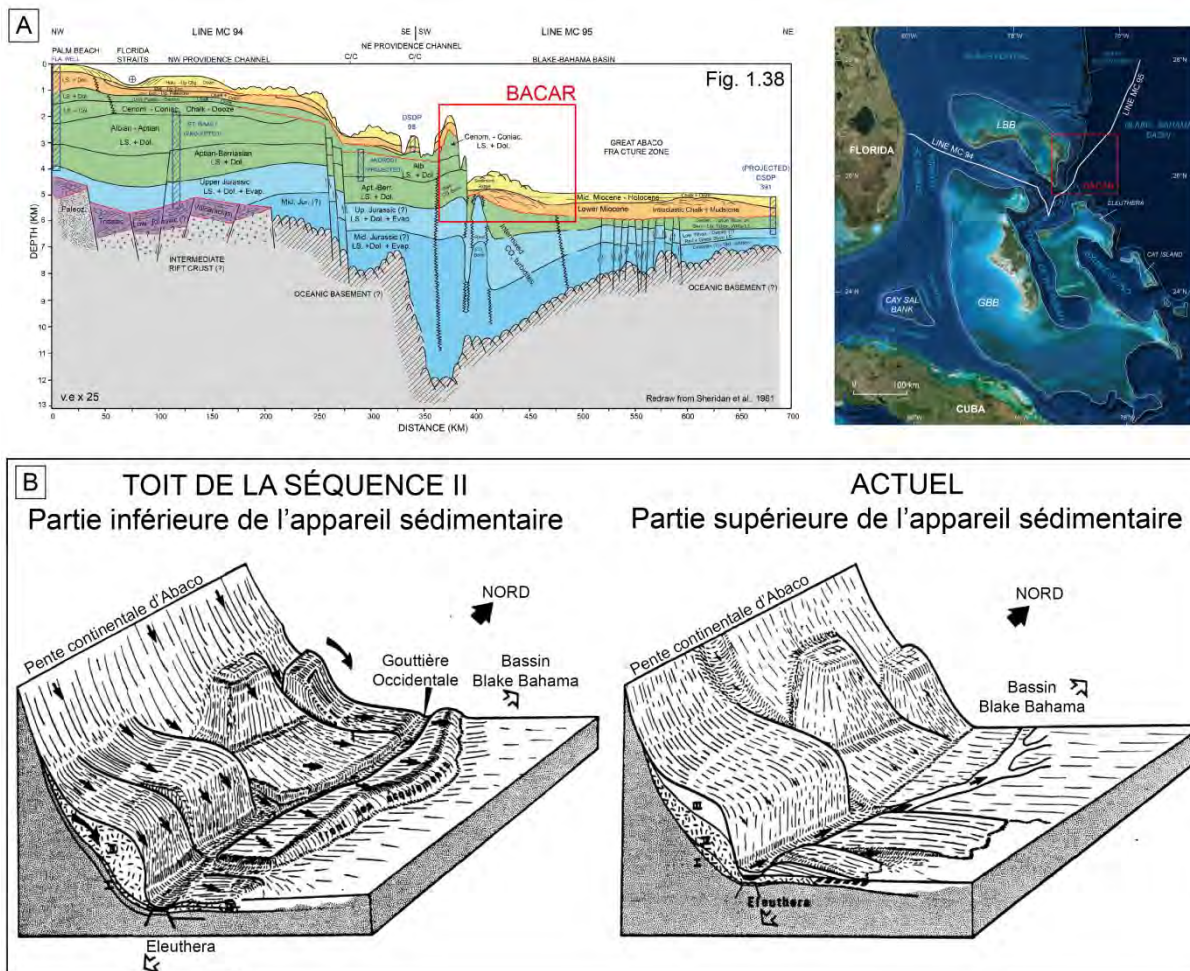


Figure 1.44 : Appareil sédimentaire d'Eleuthera à l'ouest de l'île d'Abaco de Little Bahama Bank. A. Localisation de l'appareil sédimentaire d'Eleuthera sur la coupe géologique régionale fig. 1.38 (redessiné d'après Sheridan et al., 1981) et sur l'image satellite. B. Caractérisation de la partie inférieure et supérieure de l'appareil sédimentaire d'Eleuthera (Ravenne et al., 1985).

L'appareil sédimentaire d'Eleuthera se met en place sur des dépôts carbonatés albiens et est caractérisé par deux périodes de sédimentation (fig. 1.44). La partie inférieure du système montre des apports issus du démantèlement de la bordure de la plate-forme tandis que la partie supérieure de l'appareil sédimentaire est alimenté par le NE *Providence Channel*. Le système est alors gouverné par des processus de chenalisation, de distribution et d'épandage du SO vers le NE, à la base de la pente continentale (Ravenne et al., 1985)(fig. 1.44).

L'appareil sédimentaire de San Salvador est caractérisé dans sa partie supérieure par un éventail carbonaté profond. Ce dernier est alimenté par les canyons d'Exuma et de Crooked et présente un étalement SO-NE. Les carottes sédimentaires prélevées au pied du *Blake-Bahama Escarpment* dans le secteur de San Salvador sont caractérisées par des dépôts turbiditiques issus d'écoulements de haute énergie alternant avec des dépôts terrigènes hémipélagiques transportés par le WBUC (Schmitt, 2013). Cette alternance de dépôts montre l'alternance des processus gravitaires et des courants de fond au pied du *Blake-Bahama Escarpment*.

- **Exuma Sound et Tongue of The Ocean**

Exuma Sound et *Tongue of The Ocean* sont deux gouttières profondes d'orientation SSE-NNO dont les bordures sont définies comme des pentes en *bypass* (*sensu* Schlager et Ginsburg, 1981). Ces deux zones inter plates-formes présentent des formes en U avec une pente supérieure abrupte (5 à 10°) incisée par des ravines et un bassin à fond plat.

Exuma Sound est relativement peu profond au nord (1200 m) et s'approfondit régulièrement vers le SE le long de sa partie axiale atteignant jusqu'à 2000 m de profondeur (profil 3, fig. 1.43). Au nord d'*Exuma Sound* trois domaines physiographiques sont identifiés : la pente entaillée par des ravines, la bordure du bassin supérieur et le fond du bassin (Crevello et Schlager, 1980). Dans le bassin, des niveaux turbiditiques s'étalent sur 10 à 15 km formant des lobes à la sortie des ravines. Des débrites composées de galets boueux et de débris en provenance de la plate-forme sont également présentes au centre du bassin (Crevello et Schlager, 1980) (fig. 1.45).

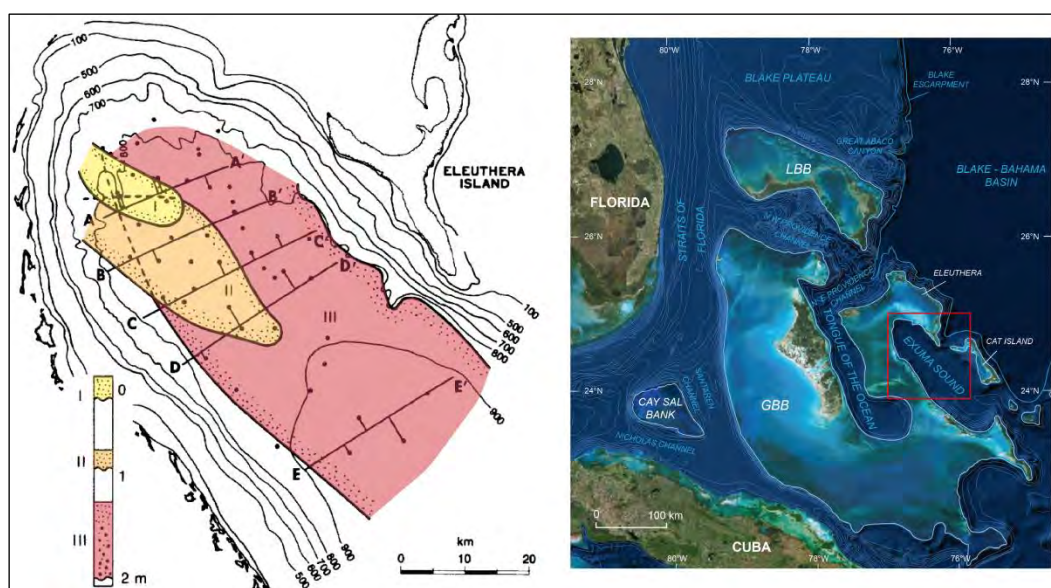


Figure 1.45 : Cartographie de deux intervalles de turbidites calciclastiques (niveaux I et II) et de la débrite (niveau III) au nord d'Exuma Sound (adapté d'après Crevello et Schlager, 1980).

Tongue of the Ocean montre une organisation très semblable à celle d'*Exuma Sound*. De la boue de péri-plate-forme s'étend sur l'ensemble de la gouttière mais celle-ci est interstratifiée avec des dépôts gravitaires au centre du bassin (fig. 1.46). La bordure de la plate-forme ou *l'uppermost slope* est caractérisée par un talus subvertical (de 70 à 90°) entre 60 et 120 m de bathymétrie et passe ensuite à une pente cimentée de 35 à 45° jusqu'à 240 m en moyenne, mais pouvant atteindre 360 m de bathymétrie sur les pentes aux vents. Cette section de la pente est recouverte par de larges blocs issus du démantèlement du talus amont (Grammer et Ginsburg, 1992) (fig. 1.46). La pente cimentée se poursuit ensuite par une pente plus douce composée de boue de péri-plate-forme et entaillée par des ravines qui sont des zones de transit pour les écoulements turbulents qui déposent des sables granoclassés au niveau du bassin (Schlager et Chermak, 1979).

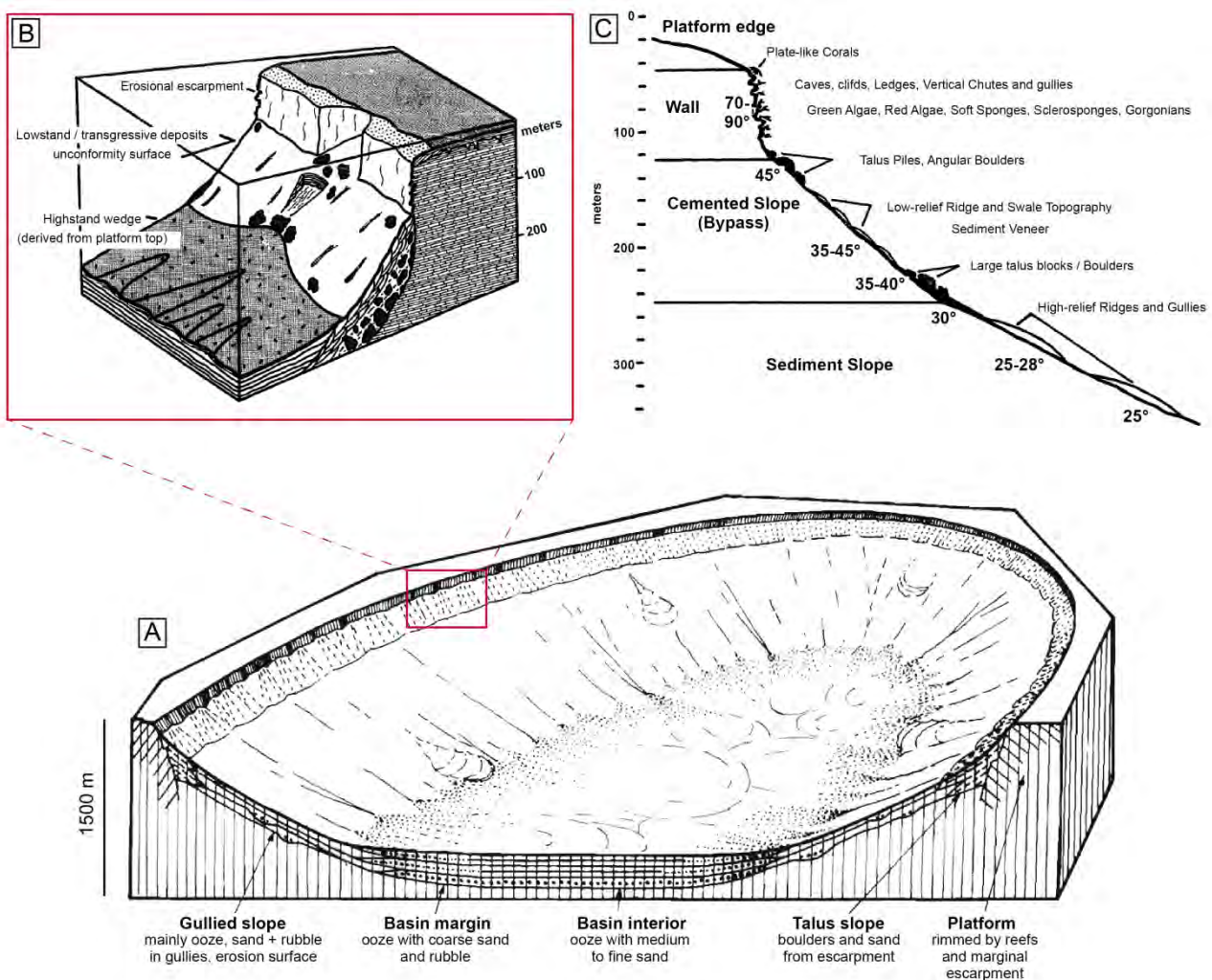


Figure 1.46 : Représentation schématique du sud de *Tongue of The Ocean* (Schlager et Chermak, 1979) (A) et zoom sur le haut de pente en marge de la plate-forme représenté selon un bloc diagramme (B) et un profil de dépôt (adapté d'après Grammer et Ginsburg, 1992) (C).

▪ La pente ouest de *Great Bahama Bank*

La pente ouest de *Great Bahama Bank* s'étend jusqu'à 800 m de bathymétrie en direction du détroit de Floride (profil 5, fig. 1.43). Elle débute par un talus très escarpé (Wilber et al., 1990) recouvert par une couverture sédimentaire à partir de 160 m de bathymétrie. Au niveau de *Santaren Channel* cette épaisse couverture de boue carbonatée est caractérisée par des *sediments waves* et des dépressions

parallèles à la pente jusqu'à 600 m de bathymétrie (fig. 1.47A, B et C). Cette couverture sédimentaire est définie comme un drift de péri-plate-forme dont la mise en place et l'évolution est contrôlée par l'export sédimentaire depuis la plate-forme et les courants de contour (Betzler et al., 2014) (fig. 1.47C).

Plus au nord, la pente moyenne (400-600 m) est caractérisée par des ravines ainsi que de larges cicatrices de glissements (Mulder et al., 2012a) (fig. 1.47D). Enfin, à l'ouest de Bimini, un réseau complexe d'incisions parallèles à la pente s'organise autour de monts carbonatés d'eau froide (Mulder et al., 2012a; Correa et al., 2012) (fig. 1.47D).

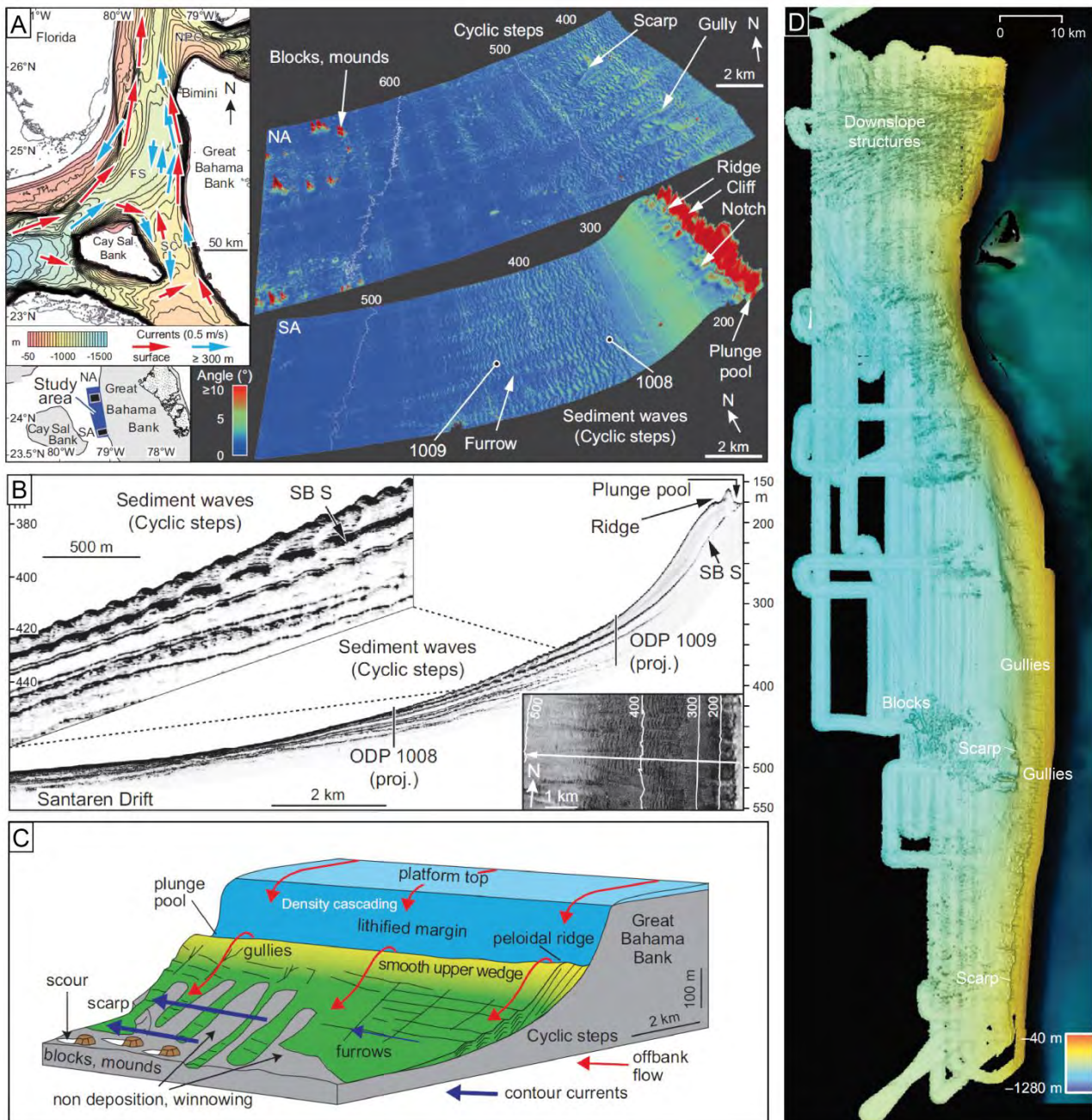


Figure 1.47 : Principales caractéristiques morphologiques de la pente ouest de Great Bahama Bank. A. Carte de pente et principaux éléments architecturaux au niveau de Santaren Channel. B. Profil longitudinal de sondeur de sédiment montrant la variation d'épaisseur et des structures sédimentaires du drift de péri-plate-forme. C. Modèle du drift de péri-plate-forme. D. Carte bathymétrique et principaux éléments architecturaux de la zone nord de la pente ouest de Great Bahama Bank (compilé d'après Betzler et al., 2014 (A, B et C) et Mulder et al., 2012a (D)).

CHAPITRE 3

-

PRESENTATION DE LA PENTE NORD DE LITTLE BAHAMA BANK

Ce chapitre présente le cadre environnemental actuel de *Little Bahama Bank* et propose une synthèse bibliographique des études de surface et de subsurface réalisées sur la pente nord de cette plate-forme. Dans un premier temps, il présente l'hydrodynamisme, les vents dominants et les environnements de dépôts actuels de la plate-forme. Dans un second temps ce chapitre propose un inventaire des précédentes études sur la dynamique sédimentaire actuelle et l'évolution géologique de la pente nord de *Little Bahama Bank*.

A. PHYSIOGRAPHIE, VENTS DOMINANTS ET HYDRODYNAMISME

Little Bahama Bank (LBB) s'étend sur 250 km de long selon une orientation ESE-ONO et fait entre 50 et 100 km de large. Les îles de Grand Bahama et d'Abaco représentent environ 15% de la surface totale du banc. Le reste de l'espace est occupé par un lagon d'une tranche d'eau comprise entre 1 et 20 m (fig. 1.48). LBB est bordé au sud par le *NW Providence Channel*, à l'ouest par le détroit de Floride, au nord par le *Blake Plateau* et à l'est par le *Blake-Bahama Escarpment* qui marque la limite entre l'archipel des Bahamas et le bassin de *Blake-Bahama*. Les pentes autour de LBB s'étendent sur plusieurs dizaines de kilomètres suivant des inclinaisons relativement faibles (1-5°). Seule la bordure est de LBB est caractérisée par une pente abrupte d'environ 15° qui s'étend sur 15 km et atteint 4000 m de bathymétrie (fig. 1.48).

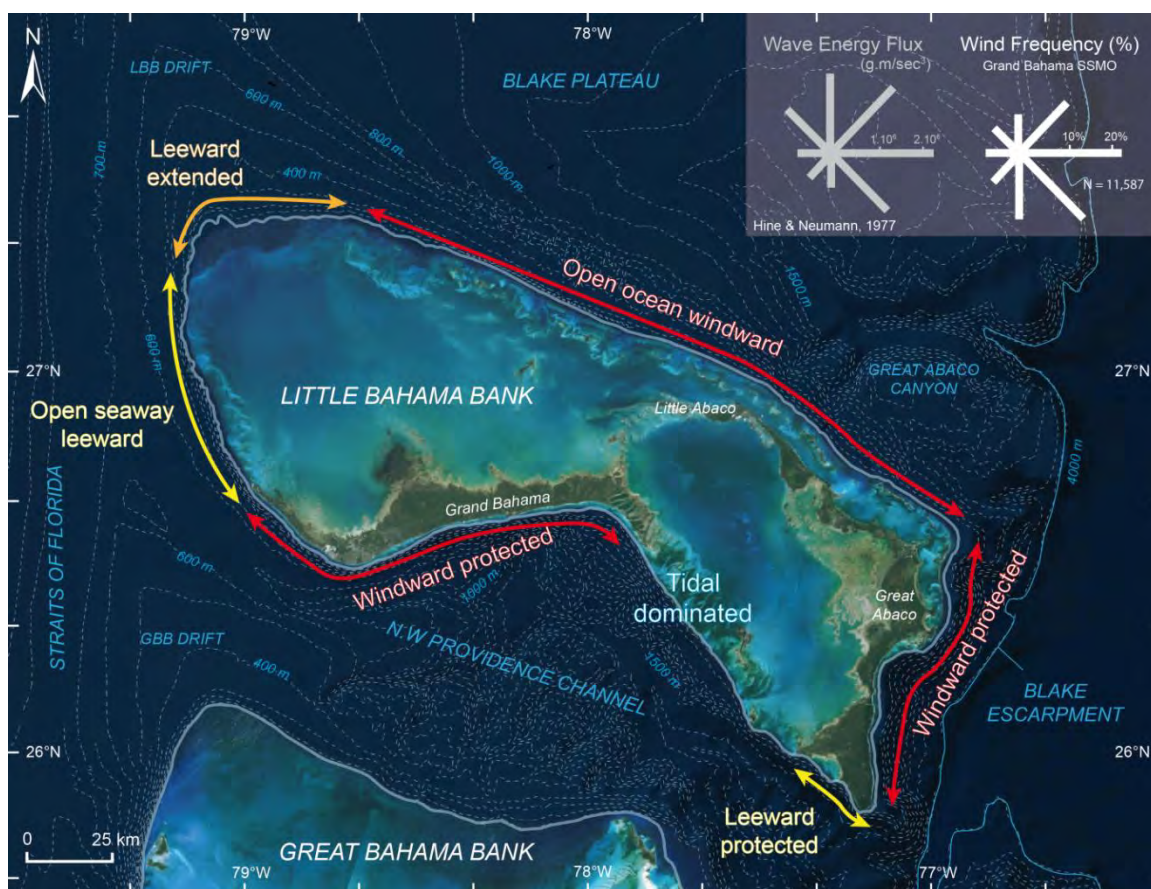


Figure 1.48 : Physiographie de *Little Bahama Bank* et indication des types de bordure d'après la classification de Mullins et Neumann (1979) et Hine et al. (1981). Les types de bordure sont établis à partir des orientations des vents dominants et des vagues renseignées dans Hine et Neumann (1977).

Les vents dominants viennent principalement de l'est et du sud-est et induisent un flux énergétique des vagues orienté vers les bordures est et nord de LBB. L'orientation des vents dominants et la configuration des bordures de la plate-forme permettent de définir cinq types de marge : *open seaway leeward*, *leeward extended*, *leeward protected*, *windward protected* et *open ocean windward* (Mullins et Neumann, 1979 ; Hine et al., 1981) (fig. 1.48). Les bordures ouest de la plate-forme situées sous le vent (*leeward*) sont des zones peu exposées aux vagues où l'export des sédiments produits sur la plate-forme vers le large est important. Les bordures exposées au vent (*windward*) sont des zones de forte énergie avec de la houle. Lorsque ces dernières ne sont pas protégées par des terres émergées mais ouvertes sur l'océan, une barrière récifale discontinue associée à des *shoals* oolitiques peut se développer.

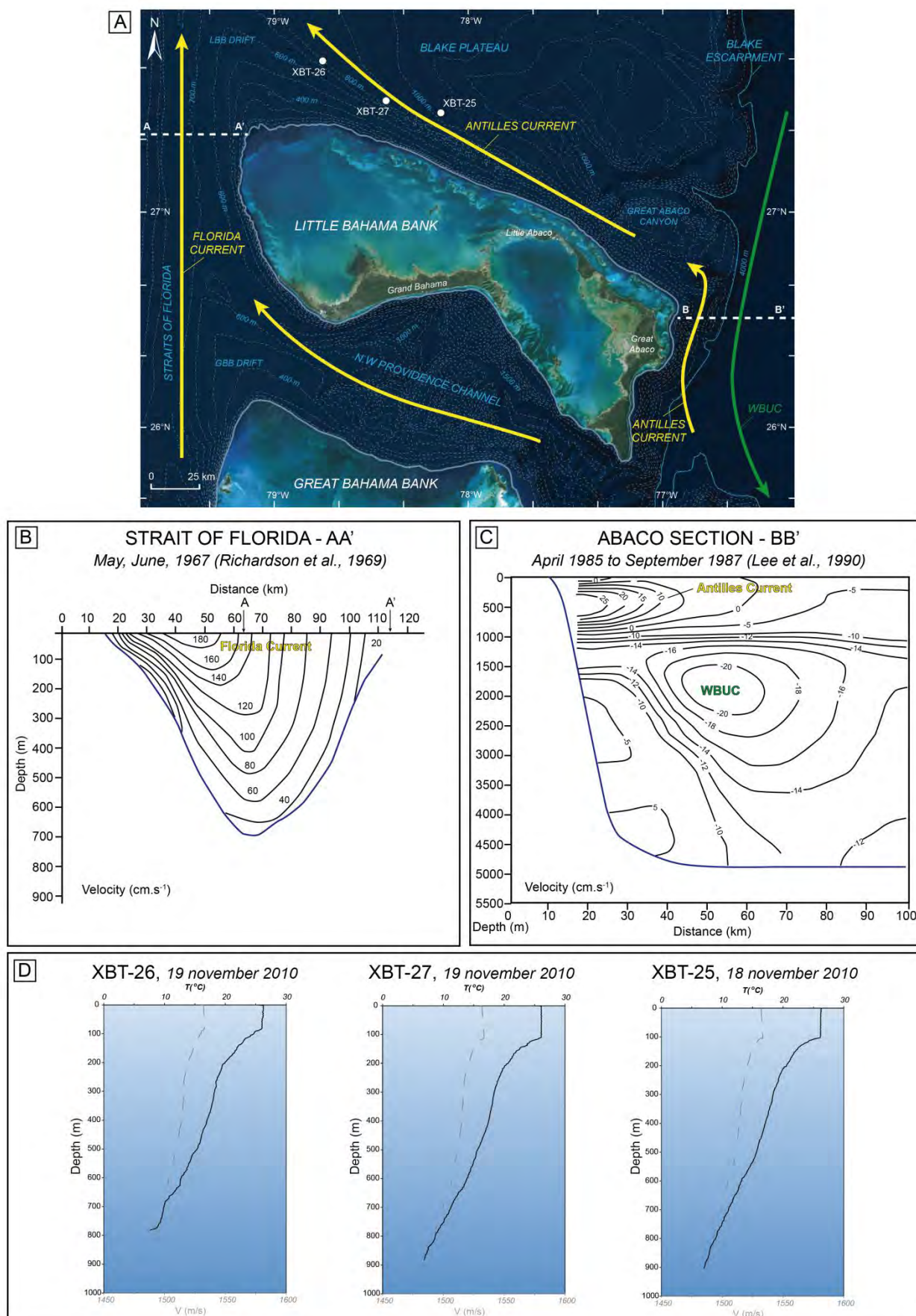


Figure 1.49 : Circulation des principaux courants océaniques autour de LBB et mesures de vitesse des courants au nord du Déroit de Floride (redessiné d'après Richardson et al., 1969) (B) et à l'est d'Abaco (redessiné d'après Lee et al., 1990) (C) et des paramètres physiques de la colonne d'eau au nord de LBB (données de la mission Carambar, novembre 2010)(D).

Autour de LBB circulent des courants de surface et des courants profonds. Le courant de Floride est caractérisé par de forte vitesse en surface mais diminue en intensité à proximité de la bordure ouest de LBB (Richardson et al., 1969)(fig. 1.49B). Sur la bordure est, deux courants longent le *Blake Bahama Escarpment* : le courant des Antilles, au dessus de 1000 m de bathymétrie, remonte vers le nord et le courant profond WBUC s'écoule vers le sud entre 1000 et 4000 m de bathymétrie (Lee et al., 1990)(fig. 1.49C). Au nord de LBB, le courant des Antilles rejoint le courant de Floride selon le modèle de Chérubin et al. (2014), mais aucune mesure de vitesse de courant n'est disponible. Cependant des paramètres physiques de la colonne d'eau ont pu être mesurés lors de la mission Carambar en novembre 2010. Les sondes XBT-25, 26 et 27 indiquent une forte diminution de la température de l'eau et de la vitesse des ondes à environ 100 m de profondeur. Ensuite la température et la salinité diminuent régulièrement jusqu'à 900 m de profondeur avec un léger pallier atteint à 700 m à la sonde XBT-26 (fig. 1.49D).

B. LES ENVIRONNEMENTS DE DEPOT DE LA PLATE-FORME DE LBB

La cartographie des faciès de surface de LBB révèle la distribution des dépôts du domaine externe de haute énergie vers le domaine interne de plus faible énergie (fig. 1.50). Elle est réalisée à partir des données compilées de la cartographie d'Enos (1974) utilisant la classification texturale de Dunham (1962) combinée au type de grain, de la classification des *shoals* oolitiques de Ball (1967) et des travaux de Kaczmarek et al. (2010) basés sur l'analyse des images satellites Landsat.

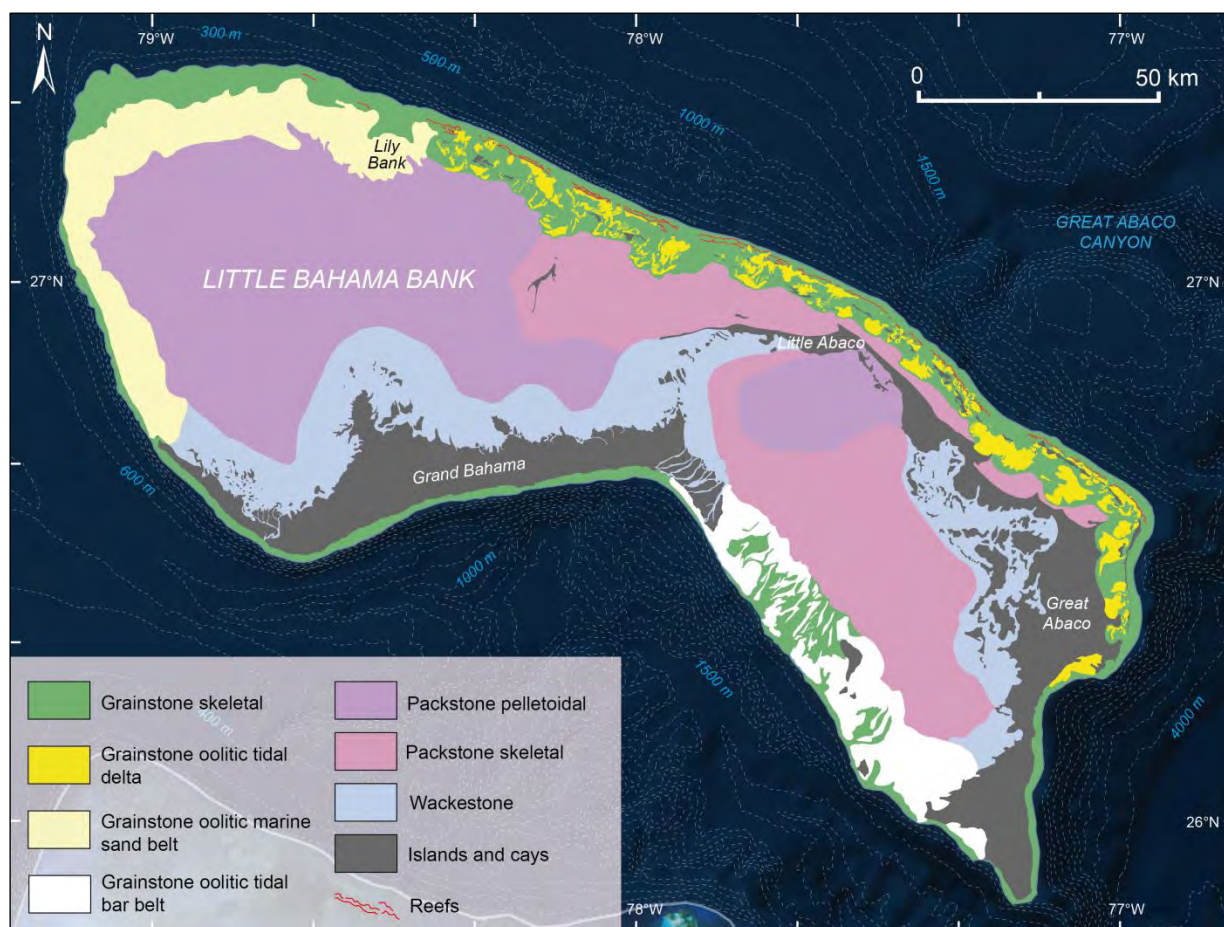


Figure 1.50 : Cartographie des faciès de surface de Little Bahama Bank (compilé d'après Ball, 1967, Enos, 1974 et Kaczmarek et al., 2010).

Les faciès de *grainstones* se développent sur les bordures de la plate-forme. Des *grainstones* à grains squelettiques constituent le pourtour de l'île et sont associés à des *grainstones* à ooïdes formant des *shoals* (fig. 1.50). Les *shoals* oolitiques présentent des géométries variées en fonction de la morphologie de la bordure de plate-forme et des conditions hydrodynamiques (Ball et al., 1967). Sur la plate-forme de LBB trois types de *shoals* oolitiques sont présents: les barres tidales (1), les larges ceintures marines (2) et les *tidal deltas shoals* (3).

(1) Sur la bordure sud de LBB entre le *Grand Bahama Island* et *Great Abaco Island* des barres tidales oolitiques ou *tidal bar belt* (*sensu* Ball et al., 1967) s'étendent sur environ 15 km (fig. 1.50).

(2) A l'extrémité nord-ouest de LBB une large ceinture sableuse ou *marine sand belt* (*sensu* Ball et al., 1967) se développe suite à un épisode d'ennoiement au début de l'Holocène (fig. 1.50). La majeure partie de cette ceinture sableuse est aujourd'hui stabilisée par des herbiers (Hine et al., 1977). Seule l'extrémité est de la large ceinture, *Lily Bank*, est encore active (Hine et al., 1977 ; Sparks et Rankey, 2013)(fig. 1.51A).

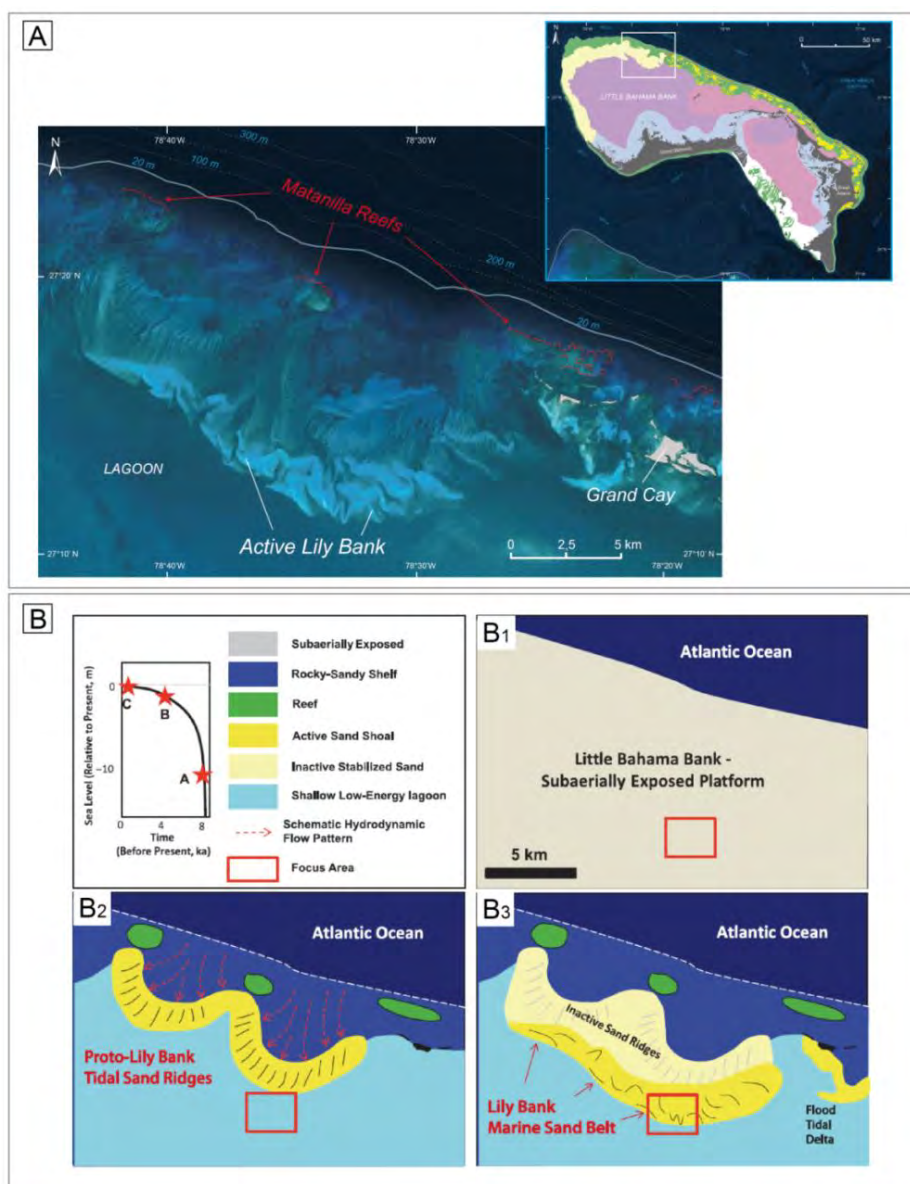


Figure 1.51 : Evolution des shoals oolitiques de Lily Bank. A. Image satellite de Lily Bank et localisation sur la carte de faciès figure 1.50. B. Proposition d'un modèle d'évolution de Lily Bank durant l'Holocène (Sparks et Rankey, 2013).

Sparks et Rankey (2013) interprètent l'évolution de *Lily Bank* en fonction des variations du niveau marin relatif. A la fin de l'Holocène, une montée du niveau marin permet le développement des récifs de Matanilla qui induisent la canalisation de courants tidaux vers la plate-forme. Le niveau marin continu de monter et les *shoals* oolitiques actifs migrent alors vers l'intérieur de la plate-forme. Le système de *shoals* rétrogrades et les *shoals* initiaux inactifs à proximité de la bordure sont stabilisés par les herbiers (fig. 1.51B).

(3) Sur la bordure nord de LBB des *tidal deltas shoals* se mettent en place entre les *cays* en arrière d'une barrière récifale discontinue (Reeder et Rankey, 2008 et 2009). Les *cays* sont des éolianites formées au Pleistocène autour desquelles les courants tidaux sont confinés dans des chenaux (Reeder et Rankey, 2008 et 2009). Les *tidal deltas shoals* sont caractérisés par des formes lobées allongées selon deux directions opposées, celles du flot (vers l'intérieur de la plate-forme) et du jusant (vers l'océan) (fig. 1.52). La vitesse des courants mesurée dans les chenaux tidaux peut atteindre 2 m.s^{-1} selon un cycle de marée quotidien avec des amplitudes comprises entre 0,75 m et 1 m (Reeder et Rankey, 2009). Cette vitesse de courant est suffisante pour transporter les grains oolitiques. En effet, le régime hydrodynamique autour des *shoals* (« *spin cycle* ») permet la mise en mouvement des grains sans être transporté hors de « l'usine à oolites » (Reeder et Rankey, 2008).

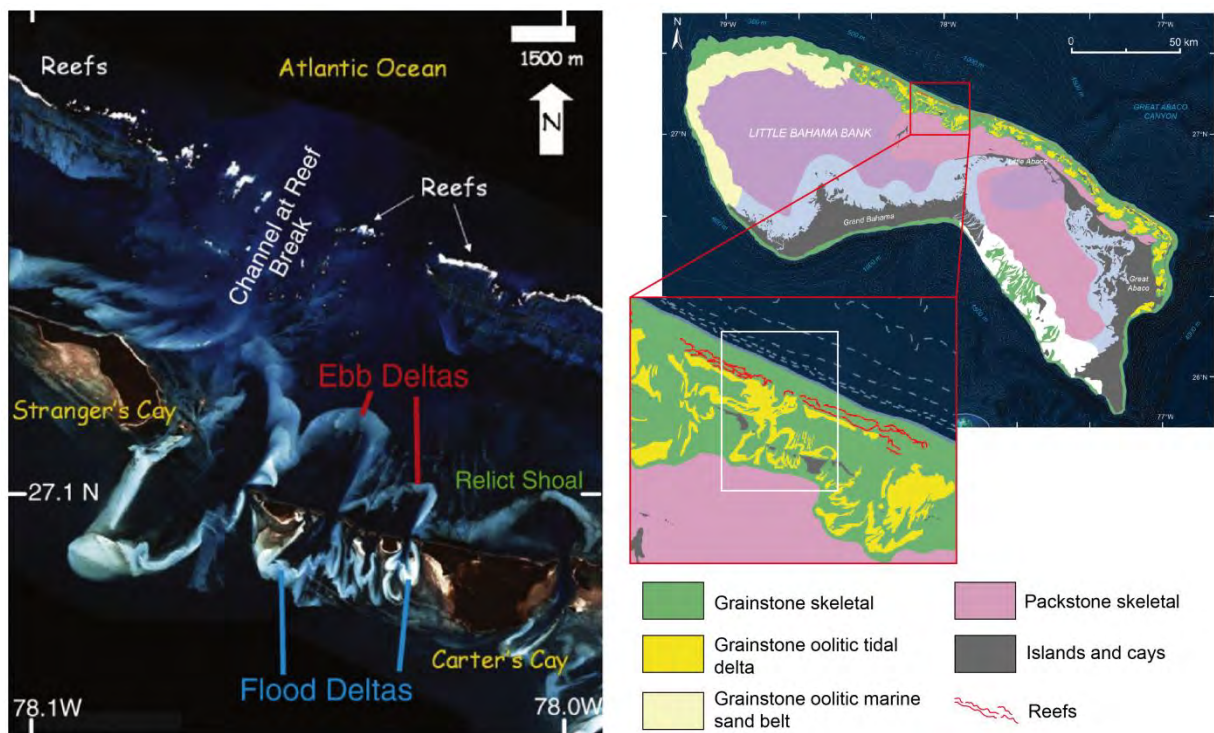


Figure 1.52 : Les *tidal deltas shoals* se développent entre les *cays* en arrière d'une barrière récifale discontinue (Reeder et Rankey, 2009). Localisation des *tidal deltas shoals* sur la carte de faciès figure 1.50.

Les faciès du domaine interne sont des *packstones* à pellets et à grains squelettiques et des *wackestones* dans les zones les plus internes (fig. 1.50). La baie d'Abaco est caractérisée par un environnement de *tidal flat* composé d'herbiers (*Thalassia*) et de différentes communautés d'algues vertes calcaires (*Halimeda*, *Penicillus* et *Rhipocephalus*) qui s'accumulent sur 2 m d'épaisseur formant un épais tapis de sable boueux carbonaté (Neumann et Land, 1975). Neumann et Land (1975) estiment que les algues vertes de la baie d'Abaco produisent 1,5 à 3 fois la masse de boue aragonitique présente actuellement dans le bassin. Ils en concluent que le lagon interne produit plus de boue que la plate-forme peut en accommoder.

C. LES ENVIRONNEMENTS DE DEPOTS DE LA PENTE NORD DE LBB

La pente nord de LBB a fait l'objet de nombreuses études depuis la bordure de plate-forme jusqu'au pied de pente à 1300 m de bathymétrie (fig. 1.53). La partie la plus proximale de la pente est caractérisée par Hine et Neumann (1977) qui reconstituent l'organisation des dépôts le long de la bordure sur les cents premiers mètres de profondeur. Rankey et Doolittle (2012) décrivent les morphologies et la distribution des structures sédimentaires de l'*uppermost slope* jusqu'à 240 m de profondeur. Enfin l'intégralité de la pente entre 200 m et 1300 m de bathymétrie est décrite par Mullins et al. (1984) à partir des données de la mission *Eastward* en 1979 (fig. 1.53).



Figure 1.53 : Localisation des précédentes zones d'études de la pente nord de Little Bahama Bank. (1) Caractérisation de la bordure de plate-forme (Hine et Neumann, 1977), (2) étude de l'*uppermost slope* (Rankey et Doolittle, 2012) et (3) analyse de la pente entre 200 m et 1300 m de bathymétrie (Mullins et al., 1984).

▪ La bordure de plate-forme (Hine et Neumann, 1977)

A partir de l'analyse de profils sismiques Très Haute Résolution, Hine et Neumann (1977) définissent les géométries de la bordure nord-ouest de LBB. Ils distinguent des différences majeures entre les bordures aux vents (*windward*) et sous le vent (*leeward*). Les profils de dépôt au vent sont caractérisés par une barrière récifale active qui se développe jusqu'à 50 m de profondeur. En arrière de la barrière récifale des sables à grains squelettiques et oïdes d'âge Holocène s'accumulent sur 5 à 10 m d'épaisseur (fig. 1.54A). Le profil de dépôt de la bordure sous le vent située à l'extrémité ouest de LBB montre qu'une épaisse couverture sédimentaire d'âge Holocène recouvre les récifs (fig. 1.54B). Dans cette partie du banc, les flux sédimentaires de la plate-forme interne vers la plate-forme externe et le bassin (*off-bank sediment transport*) sont conséquents et aboutissent à l'arrêt de la croissance des récifs et leurs ensevelissements.

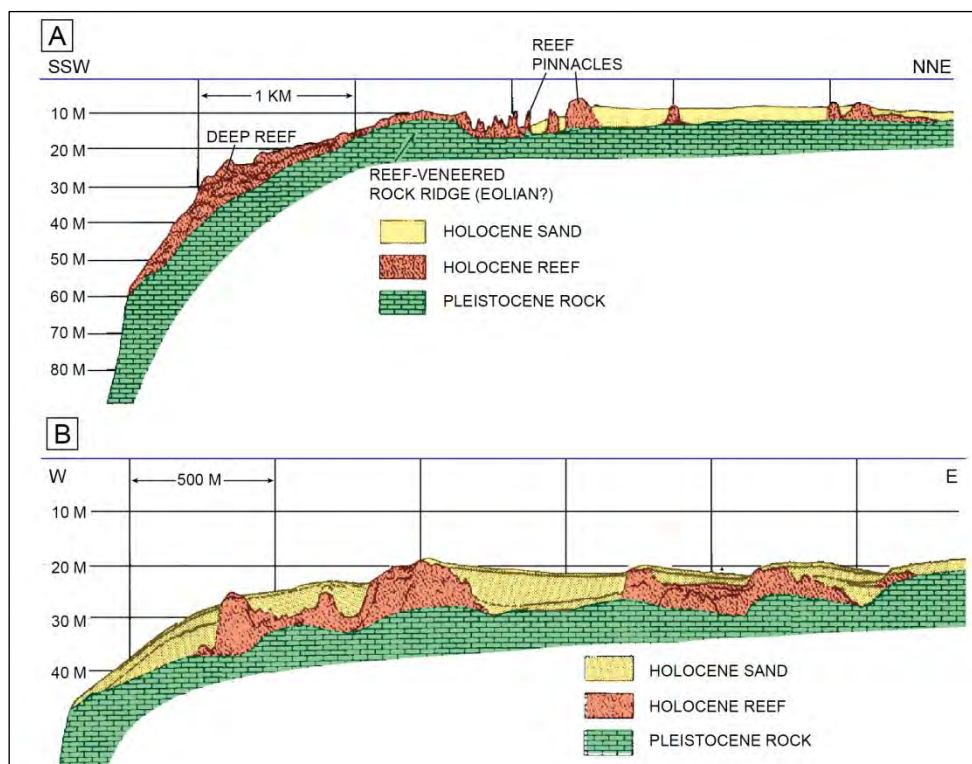


Figure 1.54: Profils de dépôt de la bordure nord-ouest de *Little Bahama Bank* interprétés à partir des profils sismiques du sondeur de sédiments (modifié d'après Hine et Neumann, 1977). A. Profil de dépôt d'une bordure au vent à proximité des récifs de Matanilla. B. Profil de dépôts d'une bordure sous le vent à l'extrémité nord-ouest de *Little Bahama Bank*. La localisation des profils de dépôts A et B sont indiqués sur la figure 1.53.

- **L'uppermost slope (Rankey et Doolittle, 2012)**

Rankey et Doolittle (2012) reconnaissent la pente nord de LBB au-dessus de 300 m de bathymétrie à proximité de *Grand Cay*. Des données de sondeur de sédiment, de sonar et de sondeur multifaisceaux sont acquises sur trois zones d'étude de 1 à 5 km de long et de 300 à 1000 m de large (fig. 1.53). Les auteurs définissent *l'uppermost slope* comme la partie proximale de la pente située au-dessus de 240 m de bathymétrie (fig. 1.55).

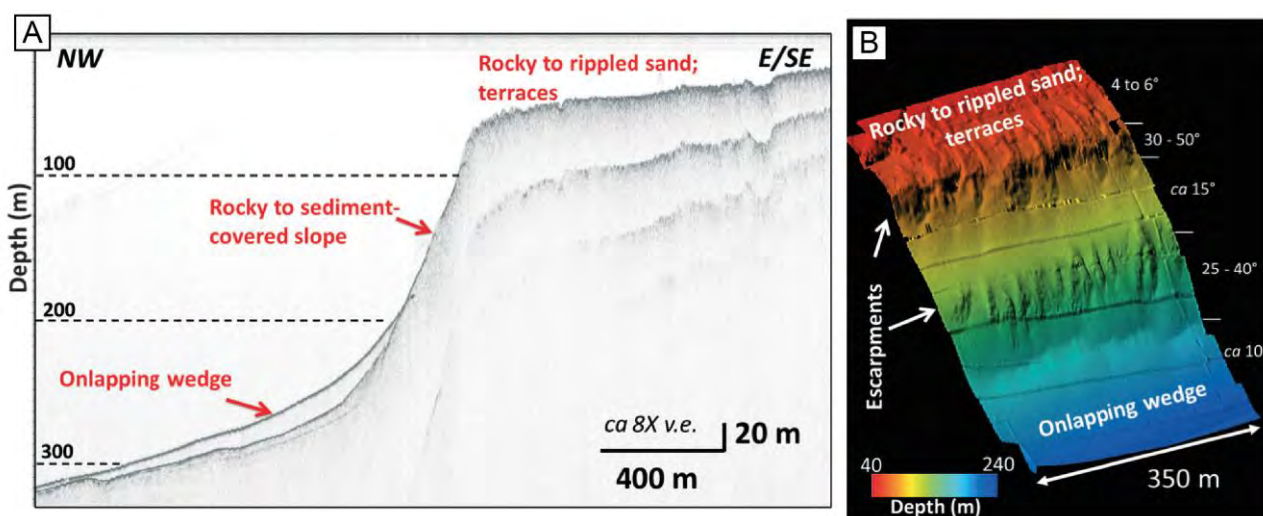


Figure 1.55 : Caractérisation de *l'uppermost slope* au nord de *Little Bahama Bank* à partir d'un profil sismique du sondeur de sédiment (A) et d'une carte bathymétrique (B) (Rankey et Doolittle, 2012).

L'*uppermost slope* est caractérisée par deux escarpements à 70 m et 120 m de bathymétrie interprétés comme les reliques d'un paléo niveau marin (fig. 1.55). Entre les escarpements, la pente de 10-15° d'inclinaison montre des figures sédimentaires indiquant un transport dans le sens de la pente. A partir de 200 m de bathymétrie, après le second escarpement, une épaisse couverture sédimentaire d'âge holocène (jusqu'à 20 m d'épaisseur) onlappe la pente (Rankey et Doolittle, 2012) (fig. 1.55).

▪ **La pente nord de LBB entre 200 m et 1300 m de bathymétrie (Mullins et al., 1984)**

En 1979, la mission E-3A-79 à bord du *R/V Eastward* (Université de Duke) permet de collecter 1350 km de profils sismiques Très Haute Résolution (3,5 kHz), 21 carottes sédimentaires, 37 bennes et quatre dragages, le long de la pente nord de LBB sur une zone d'étude de 100 km de long et 50 km de large (fig. 1.53). A partir de ces données Mullins et al. (1984) propose un premier modèle de la distribution sédimentaire sur la pente nord de LBB.

➤ *Morphologie du fond marin*

Les données linéaires des profils sismiques Très Haute Résolution permettent de reconstituer une carte bathymétrique de la pente nord de LBB (fig. 1.56). Mullins et al. (1984) distinguent une pente supérieure de 4° entre 200 m et 900 m de bathymétrie et une pente inférieure de plus faible inclinaison (1-2°) entre 900 m et 1300 m. La pente supérieure est incisée par 22 canyons de 50 à 150 m de profondeur et la pente inférieure est relativement plane avec cependant la présence de structures en relief (1-5 m) ponctuelles interprétées comme des monts carbonatés d'eau froide (Mullins et al., 1981).

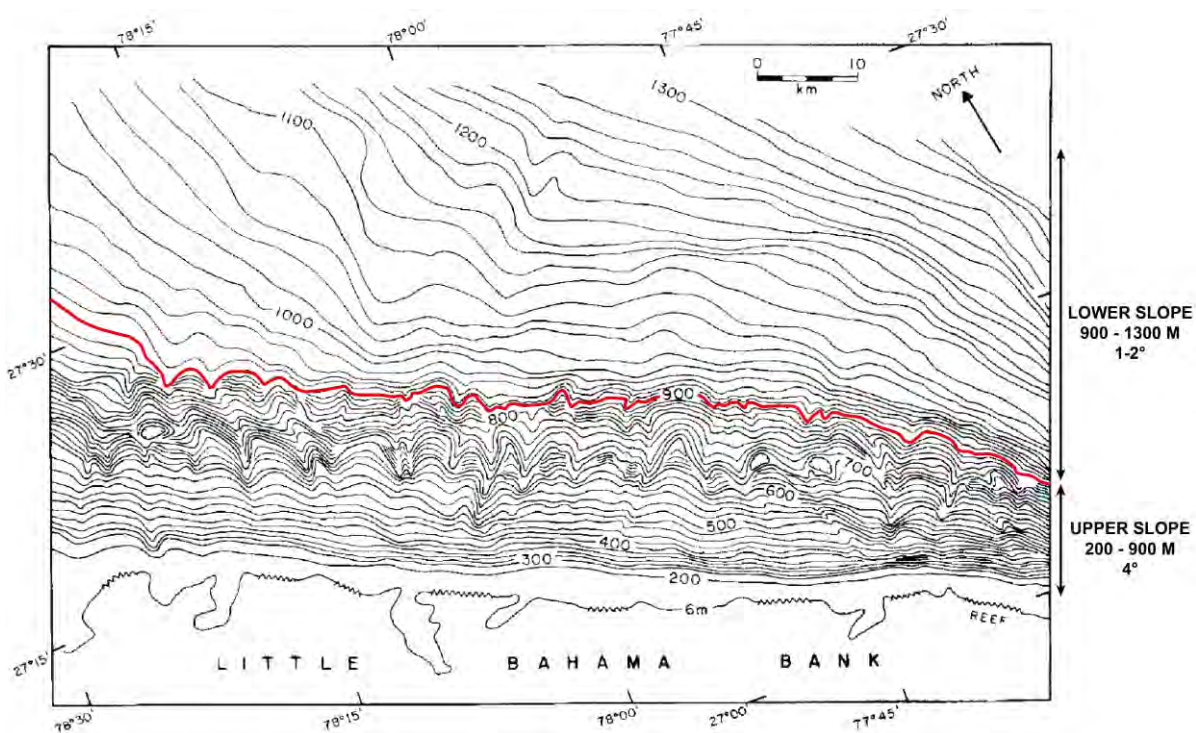


Figure 1.56 : Carte bathymétrique de la pente nord de Little Bahama Bank reconstituée à partir des données sismiques Très Haute Résolution de la mission E-3A-79 à bord du *R/V Eastward* (adapté d'après Mullins et al., 1984).

➤ *Les échofaciès*

La réponse acoustique des sédiments de surface (échofaciès) à un signal sismique de 3,5 kHz permet d'estimer la nature des sédiments sur le fond marin. Mullins et al. (1984) définissent sept échofaciès le long de la pente nord de LBB (fig. 1.57). A proximité du banc, le fond marin est caractérisé par un échofaciès transparent (type IV.A) qui correspond à la couverture sédimentaire d'âge Holocène observée par Rankey et Doolittle (2012) (fig. 1.55A). En aval, les échofaciès sont caractérisés par une réflexion en surface continue et sans signal en profondeur (type II.B) ou avec des réflexions sous-jacentes discontinues (type II.A). Latéralement, l'échofaciès de type II.A peut passer à un échofaciès avec des réflexions très continues (type I.B). La différence de pénétration du signal est interprétée comme un changement du niveau d'induration des sédiments, avec un passage de faciès de *hardground* (type II.B) à des nodules de boue (type II.A) puis à de la boue de péri-plate-forme non indurée (type III.A) (Mullins et al., 1984) (fig.1.57). La majeure partie de la pente inférieure est caractérisée par un échofaciès indistinct avec des passages hyperboliques (type IV.B) indiquant un fond marin irrégulier.

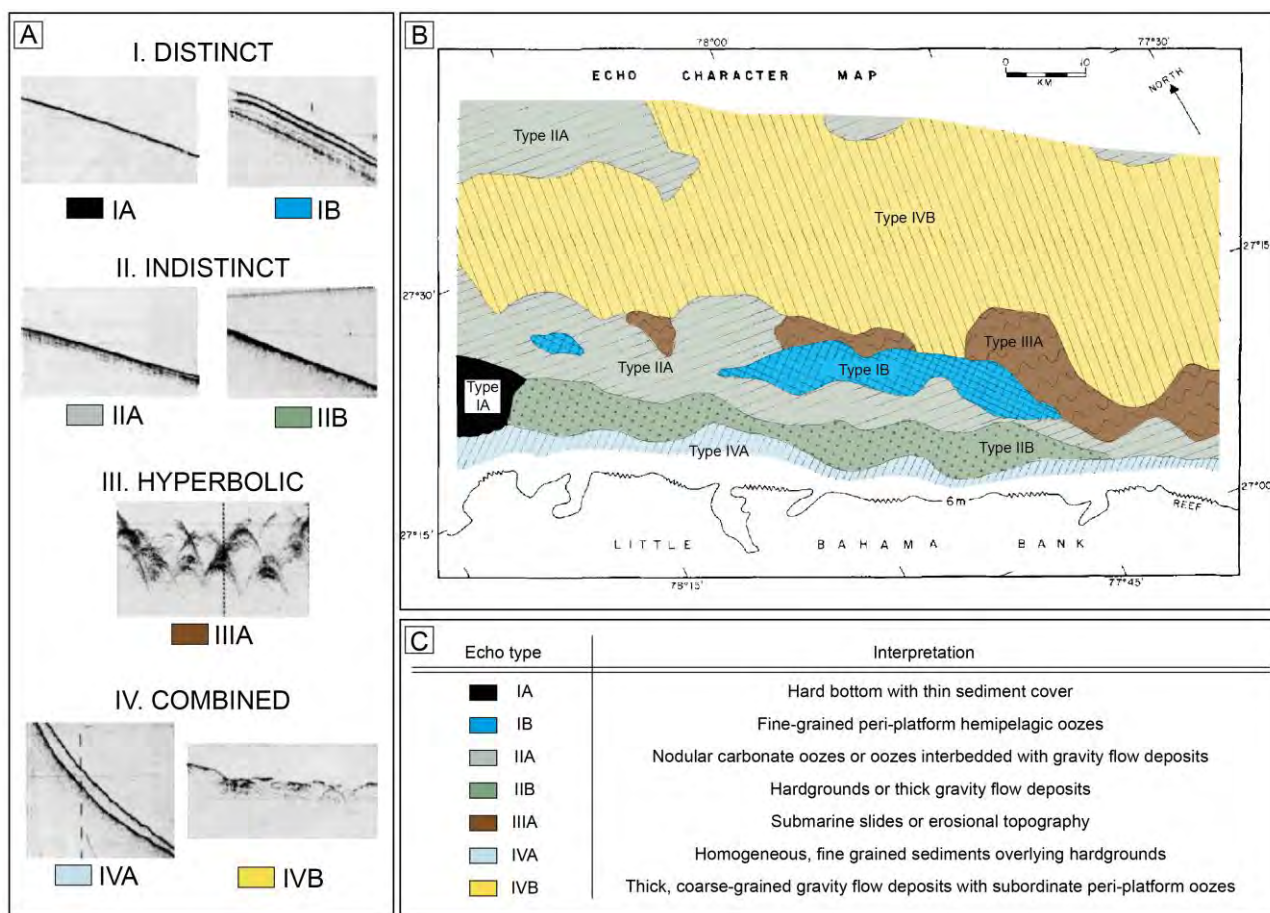


Figure 1.57: Classification des échofaciès (A) et cartographie des échofaciès sur la pente nord de LBB (B) permettant d'estimer la nature des sédiments de surface (C) (adapté d'après Mullins et al., 1984).

➤ *Les carottes sédimentaires*

La pente supérieure est dominée par des sédiments hémipélagiques et de la boue de péri-plate-forme. Entre 300 m et 400 m de bathymétrie les carottes prélevées sont constituées de 1 à 3 m de boue non consolidée surmontant une surface indurée (Mullins et al., 1984). Les sédiments collectés entre 400 m

et 500 m sont caractérisés par des nodules de boue carbonatée. La minéralogie des sédiments est dominée par de l'aragonite et de la calcite magnésienne ce qui suggère qu'ils sont issus de la plate-forme et exportés vers la pente lors des périodes de haut niveau marin relatif.

Les sédiments de la pente inférieure sont au contraire constitués essentiellement de dépôts gravitaires (60%) alternant avec de la boue de péri-plate-forme (40%) (Mullins et al., 1984). Les turbidites sont composées principalement de clastes à foraminifères planctoniques et ptéropodes. La rareté des grains originaires de la plate-forme (*Halimeda*, oïdes, algues rouges et algues vertes) suggère que les turbidites sont issues de déstabilisations intra-pente. Les débrites sont formées quant à elles de clastes carbonatés homogènes flottant dans une matrice boueuse ou avec une matrice jointive. Tout comme les turbidites la majorité des clastes des débrites sont constitués de foraminifères planctoniques et de ptéropodes vivant dans la colonne d'eau.

➤ *Modèle de distribution sédimentaire le long de la pente nord de LBB*

L'intégration des données géophysiques et sédimentologiques permet à Mullins et al. (1984) de proposer un modèle de distribution des sédiments à la surface de la pente nord de LBB (fig. 1.58).

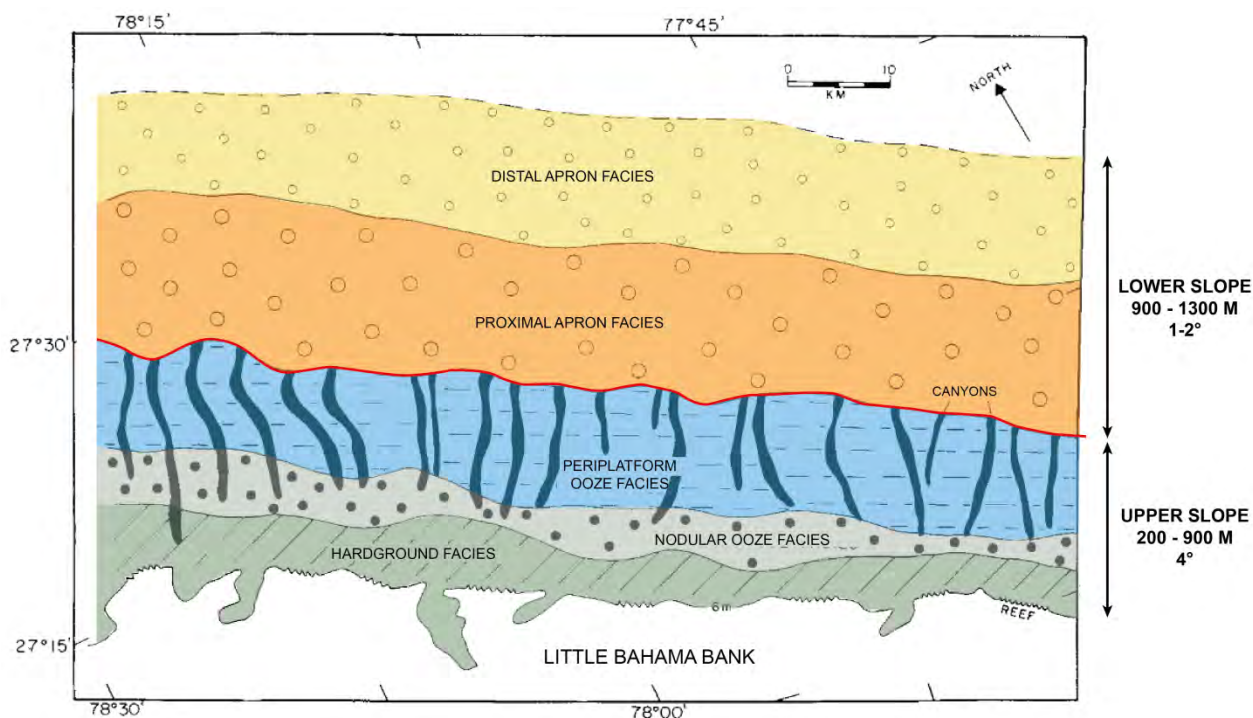


Figure 1.58 : Modèle de distribution des sédiments de surface sur de la pente nord de Little Bahama Bank (adapté d'après Mullins et al., 1984).

Les faciès de la pente supérieure sont caractérisés par une diminution vers l'aval de l'intensité de la cimentation sous-marine. Directement après la bordure de plate-forme un faciès de *hardground* est partiellement recouvert par une couverture récente de boue de péri-plate-forme non indurée. Ce faciès passe ensuite progressivement à un faciès de boue à nodules (*nodular ooze*) et à un faciès de boue de péri-plate-forme (fig. 1.58). Les glissements sous-marins sont présents en dessous de 500 m de bathymétrie dans les zones préservées de la cimentation sous-marine. Cette dernière semble également contrôler l'extension de la tête des canyons le long de la pente supérieure (Mullins et al., 1984) (fig. 1.58).

Les canyons entaillant la pente supérieure constituent des zones de transfert pour les sédiments grossiers (*line source*) vers la pente inférieure. Ainsi la pente inférieure est principalement constituée de dépôts gravitaires formant un tablier de débris en pied de pente parallèle à la bordure de la plate-forme. Le tablier de débris s'organise selon une partie proximale constituée de débrites à matrice boueuse, des dépôts granulaires et de la boue de péri-plate-forme et une partie distale composée de débrites à matrice jointive et des turbidites fines associées à de la boue de péri-plate-forme (fig. 1.58).

Ce modèle de pente constitue les prémices du modèle de *base-of-slope apron* plus largement développé par Mullins et Cook (1986) et largement utilisé dans les études des pentes carbonatées anciennes.

D. CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE DE LA PLATE-FORME ET DE LA PENTE NORD DE LBB

1. Cadre stratigraphique de la plate-forme

Le cadre stratigraphique de la plate-forme de LBB est très peu contraint en comparaison de celui de *Great Bahama Bank* (Eberli et Ginsburg., 1987 et 1989). Sept forages entre 30 et 100 m de profondeur permettent cependant d'établir un modèle stratigraphique du Miocène moyen au Pléistocène (Vahrenkamp et Swart, 1994) (fig. 1.59).

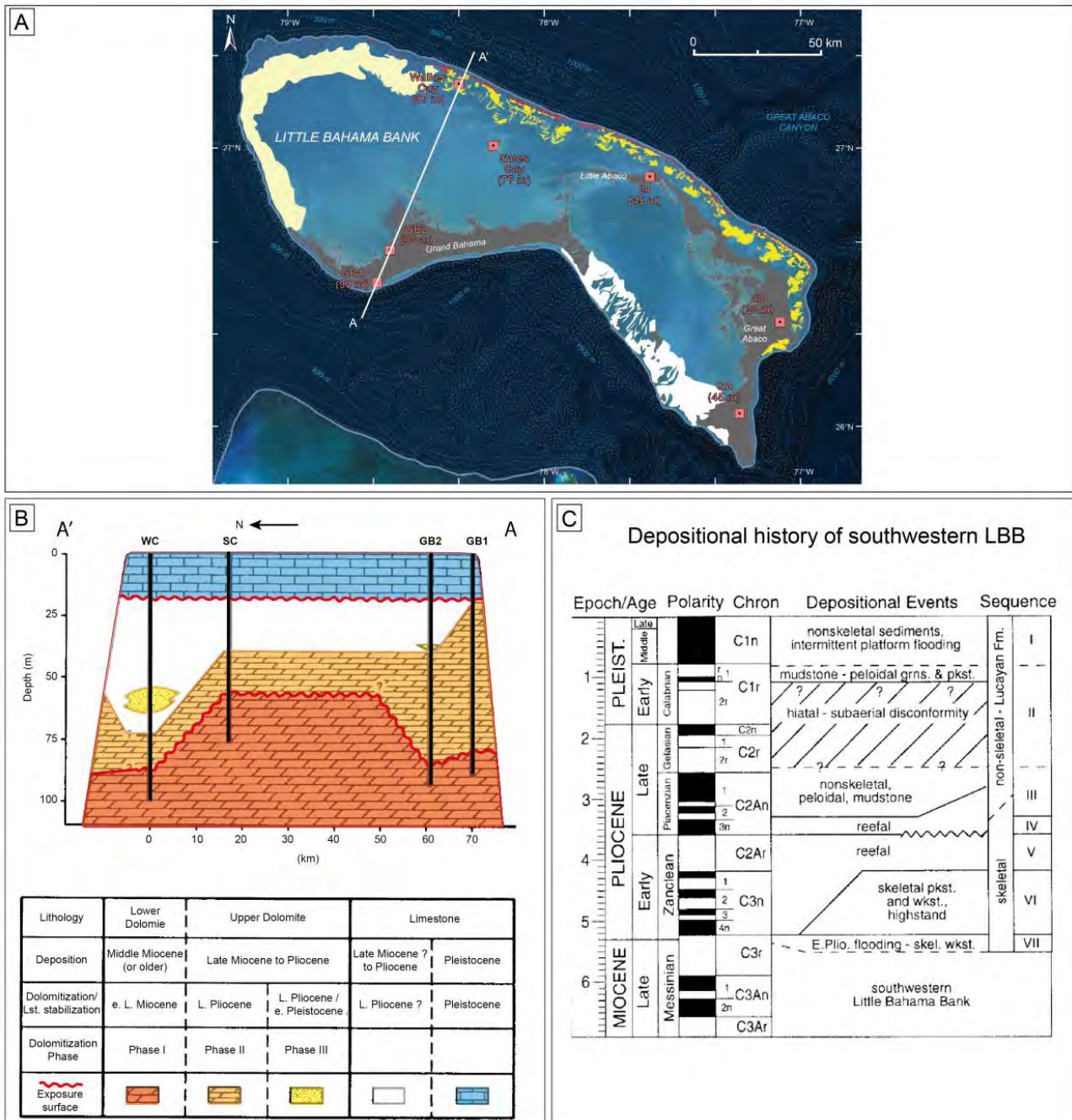


Figure 1.59 : Cadre stratigraphique de LBB du Miocène moyen au Pléistocène. A. Localisation des sept forages. B. Coupe géologique sud-nord de la plate-forme de LBB (adapté d'après Vahrenkamp et Swart, 1994). C. Séquence de dépôts du sud-ouest de LBB reconstituée à partir des forages GB-1 et GB-2 (McNeill et al., 1998).

En dessous des calcaires pléistocènes de la formation de Lucayan, un large intervalle dolomitique est foré sur cinq puits à partir de 20 m de profondeur. La signature isotopique du strontium permet de distinguer trois unités affectées par une succession d'épisodes diagénétiques au Miocène supérieur (Phase I), au Pliocène supérieur (Phase II) et à la fin du Pliocène et au Pléistocène inférieur (Phase III). Ces trois phases sont séparées par deux surfaces d'émergence (fig. 1.59B).

Sur la marge sud-ouest de LBB, McNeill et al. (1998) montrent à partir des forages GB-1 et GB-2 (fig. 1.59A) une succession de dépôts rétrogradant d'un milieu peu profond (~30 m) en marge de plateforme (à ~5-6 Ma) à un milieu récifal (à ~5-3 ? Ma), surmonté de sable à pellets (à ~3-2 ? Ma) limité au sommet par une surface d'émergence (à ~2-1 Ma) et surmonté par des sédiments quaternaires à grains non squelettiques (de ~1 Ma à l'Holocène) (fig. 1.59C).

2. Cadre stratigraphique de la pente nord de LBB

Les premières données de subsurface de la pente nord de LBB ont été acquises lors de la mission E-3A-79 à bord du *R/V Eastward* en 1979. Environ 1350 km de sismique Haute Résolution monotraces permettent une première analyse sismo-stratigraphique de la zone d'étude (Van Buren et Mullins, 1983) (fig. 1.60). Quelques années plus tard un calage lithostratigraphique est rendu possible grâce aux forages de quatre puits ODP aux sites 627, 628, 629 et 630 couplés à de nouvelles acquisitions de sismiques multitraces (Leg 101, Austin et al., 1986 ; Harwood and Towers, 1988) (fig. 1.60).

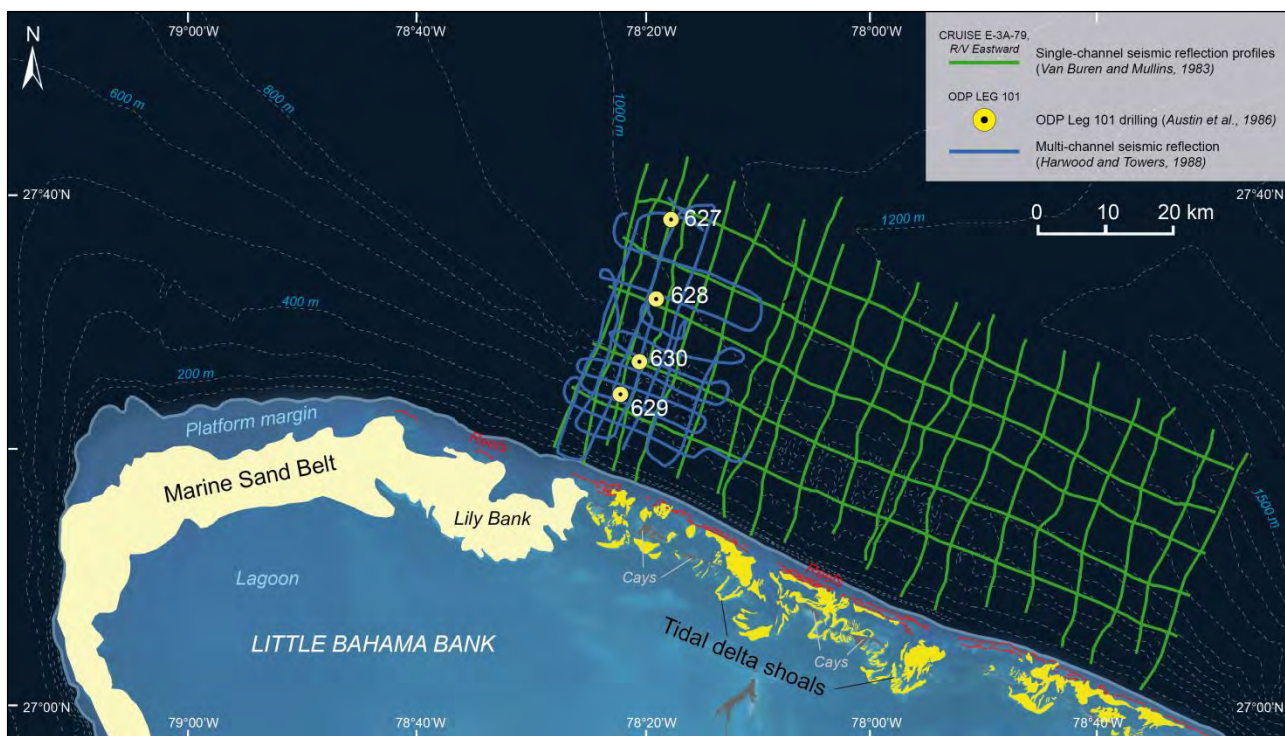


Figure 1.60 : Localisation des données de subsurface à l'origine des précédentes études de la pente nord de LBB avec les profils sismiques monotraces de la mission E-3A-79 (lignes vertes), les profils sismiques multitraces de la mission ODP Leg 101 (lignes bleues) et des puits ODP Leg 101 (cercles jaunes).

▪ **La mission E-3A-79, R/V Eastward (Van Buren et Mullins, 1983)**

Van Buren et Mullins (1983) définissent quatre séquences de dépôt (NLBB-4 à NLBB-1) (fig. 1.61) et proposent une corrélation avec les séquences sismiques du *Blake Plateau* (BP-4 à BP-1) définies par Shipley et al. (1978) (fig. 1.37).

La séquence NLBB-4 (Pré-Campanien) n'est pas définie par des terminaisons de réflexion mais par une anomalie d'amplitude (Van Buren et Mullins., 1983). A l'ouest de la zone d'étude les réflexions de NLBB-4 sont parallèles, continues et de forte amplitude avec un intervalle de vitesse de 4,56 km.s⁻¹ interprété comme caractéristique d'un environnement de plate-forme interne. A l'est de la zone d'étude, les réflexions sont subparallèles à chaotiques et discontinues, elles suggèrent une déformation structurale (fig. 1.61B).

La séquence NLBB-3 (Campanien-Maestrichtien) est définie à son sommet par des terminaisons de réflexion de la séquence NLBB-2 en *downlap* et un intervalle de vitesse à 3,03 km.s⁻¹ (fig. 1.61B).

La séquence NLBB-2 (Paléocène–Oligocène supérieur) est définie à son sommet par des troncatures d'érosion et des terminaisons de réflexion de la séquence NLBB-1 en *downlap*. L'intervalle de vitesse de cette séquence est de 2,4 km.s⁻¹ et son épaisseur peut atteindre 880 m au niveau de la pente supérieure mais diminue rapidement dans la partie distale pour atteindre 280 m en pied de pente (fig. 1.61B). Le faciès sismique de cette séquence évolue du sud au nord. Dans la partie proximale, les réflexions sont de faible amplitude, semi-continues, ondulantes et parallèles et sont caractéristiques d'un faciès de boue de péri-plate-forme (Van Buren et Mullins., 1983). En revanche, dans la partie distale, les réflexions sont chaotiques et discordantes suggérant la présence de dépôts issus d'écoulements gravitaires (fig. 1.61B).

Enfin, la séquence NLBB-1 (Oligocène supérieur–actuel) est définie à son sommet par l'actuel fond marin et montre un intervalle de vitesse compris entre 1,7 km.s⁻¹ et 2 km.s⁻¹. La séquence NLBB-1 présente la même variation de faciès proximale-distale que la séquence sous-jacente NLBB-2 (fig. 1.61B).

A partir de ces observations Van Buren et Mullins (1983) proposent une reconstitution géologique de la pente nord de LBB. Selon les auteurs, les séquences NLBB-4 et 3 correspondent à la plate-forme interne dans la partie occidentale de la zone d'étude, tandis que la partie orientale est interprétée comme un environnement plus profond. Ceci suggère que la mise en place de la pente de LBB est diachrone avec au sud-est la présence d'un domaine profond antérieur au Santonien et un approfondissement de la marge nord-ouest effectif après le dépôt de la séquence NLBB-3 à la fin du Crétacé. Ce diachronisme semble être lié à l'ouverture du Canyon de *Great Abaco* à l'est de la zone d'étude (Mullins et al., 1982). Une fois le *Blake Plateau* complètement ennoyé, une pente carbonatée se met en place sur l'ensemble de la marge nord de LBB. La séquence NLBB-2 marque la transition entre un milieu de plate-forme interne à un milieu profond avec la mise en place de dépôts chaotiques en *downlap* sur NLBB-3. Depuis le début du Cénozoïque jusqu'à nos jours, de la boue de péri-plate-forme s'accumule le long de la pente supérieure avec la présence de nombreux glissements et de dépôts gravitaires en pied de pente. La sédimentation de pente est interrompue uniquement à l'Oligocène supérieur (top NLLB-2) par une surface d'érosion majeure interprétée comme le résultat d'une chute du niveau marin (fig. 1.61A).

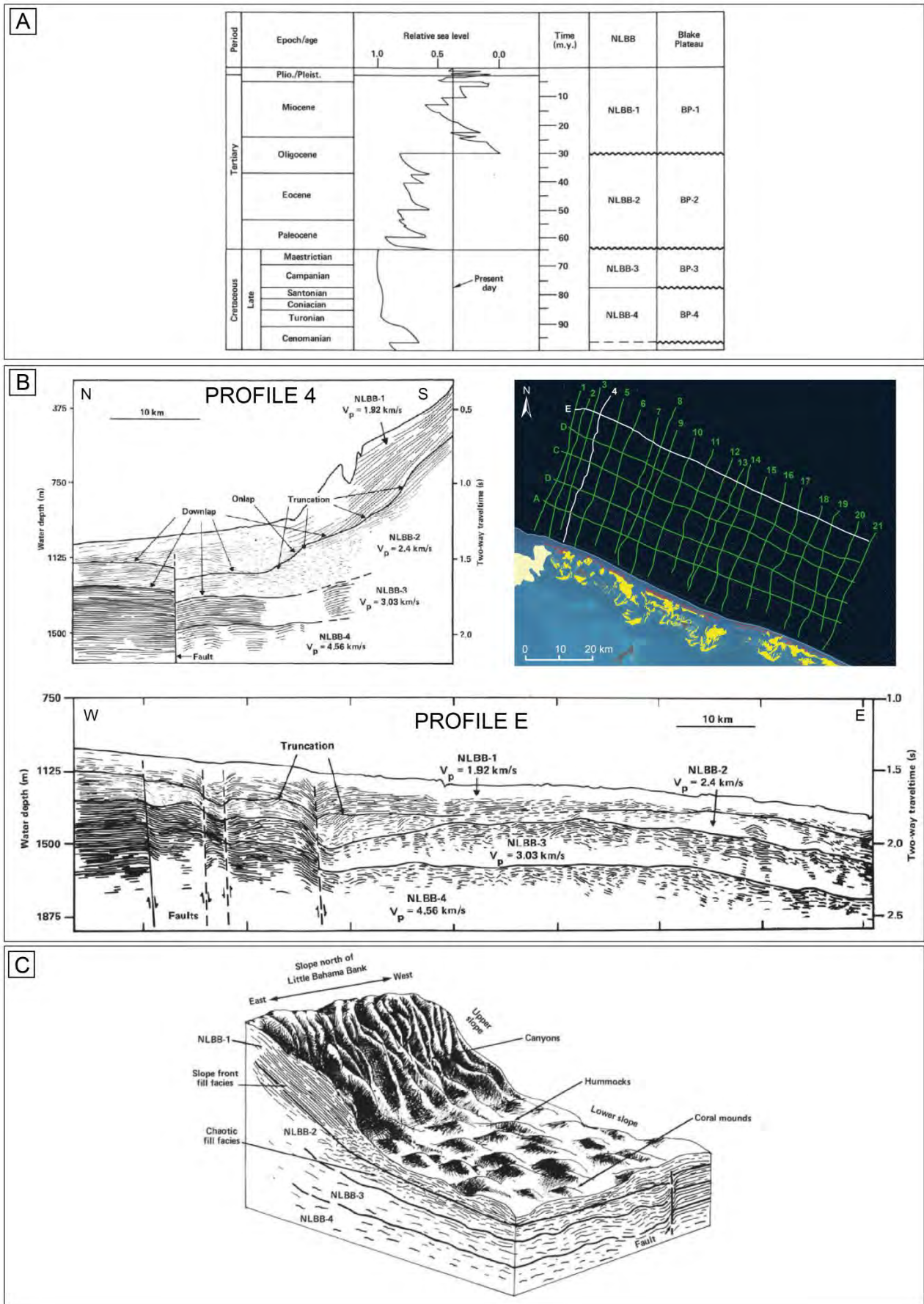


Figure 1.61 : Analyse sismo-stratigraphique de la pente nord de LBB à partir des données de sismique multitraces de la mission E-3A-79 à bord du R/V Eastward (adapté d'après Van Buren et Mullins, 1983). A. Corrélation des séquences de dépôt NLBB et BP et de la courbe eustatique de Vail et al. (1977). B. Interprétation des lignes 4 et E et leur localisation. C. Bloc diagramme schématique des morphologies de surface et des séquences sismiques.

▪ **Mission ODP Leg 101 (Austin et al., 1986)**

La mission ODP du Leg 101 avait pour objectif de préciser l'évolution sédimentaire de la pente nord de LBB au Cénozoïque. A partir des enregistrements stratigraphiques aux sites 627, 628 et 629 et de la sismique multitrace, il est possible d'évaluer l'origine des apports boueux, la nature et les processus à l'origine des dépôts gravitaires.

Les datations des sédiments sont issues d'une analyse biostratigraphique à partir des foraminifères planctoniques, des nannofossiles calcaires et des radiolaires. Les zonations utilisées sont indiquées dans le tableau suivant :

	Cénozoïque	Turonien-Maastrichtien	Aptien-Cénomanién
Foraminifères planctoniques	Stainforth et al. (1975) Berggren et al. (1985)	Robaszynski et al. (1979) Robaszynski et al. (1984)	Leckie (1984)
Nannofossiles calcaires	Martini et Worsley (1970) Martini (1971)	Watkins et Bowdler (1984)	
Radiolaires	Riedel et Sanfilippo (1978) Saunders et al. (1985)		

➤ *Les puits aux sites 627, 628 et 630*

Trois sites de forage localisés selon un transect proximal-distal (fig. 1.60) le long de la pente nord de LBB permettent de caractériser l'évolution sédimentaire de cette pente carbonatée depuis le Crétacé Inférieur. A partir du rapport initial du Leg 101 (Austin et al., 1986), des logs synthétiques sont établis pour les sites 627, 628 et 630 (fig. 1.62). Des descriptions complémentaires ainsi que des mesures de plusieurs paramètres physiques sont disponibles en annexe C.

Le puits 627 à 1025 m de bathymétrie pénètre 536 m de sédiment jusqu'à des dépôts de l'Albien avec un taux de récupération de 65% (fig. 1.62). L'analyse lithostratigraphique permet de définir six unités de dépôt notées I à VI des plus récentes aux plus anciennes. L'unité VI, à la base, est constituée de dolomie et de gypse de l'Albien caractéristiques d'un environnement de plate-forme interne. L'unité V composée de craies marneuses marque un approfondissement de l'environnement de dépôt d'une plate-forme interne vers un environnement néritique (< 200 m) effectif entre l'Albien supérieur et le Cénomanién moyen. L'unité IV représente une section condensée de calcaire poreux indiquant une période de non dépôt ou d'érosion. Cette unité est approximativement datée du Coniacien inférieur au Santonien. L'unité III marque le début de la sédimentation pélagique au sud du *Blake Plateau* durant le Campanien supérieur. La craie qui compose cette unité est dominée par des foraminifères planctoniques et des nannofossiles. Son sommet est caractérisé par une surface de *hardground* marquant un hiatus stratigraphique entre le Campanien et le Paléocène. L'unité II comprend de la craie et de la boue calcaire du Paléocène et de l'Eocène. Le passage entre l'unité II et l'unité I est caractérisé par un hiatus stratigraphique majeur entre l'Eocène et le Miocène inférieur. La base de l'unité I correspond à une débrite (IC) de 35 m d'épaisseur surmontée de boue non lithifiée et partiellement lithifiée à foraminifères planctoniques du Miocène moyen (IB). Enfin la sous-unité IA est marquée par une augmentation des apports de la plate-forme à partir du Miocène supérieur. Cette sous-unité est composée de *slumps*, de débris et de turbidites intercalées avec de la boue de péri-plate-forme.

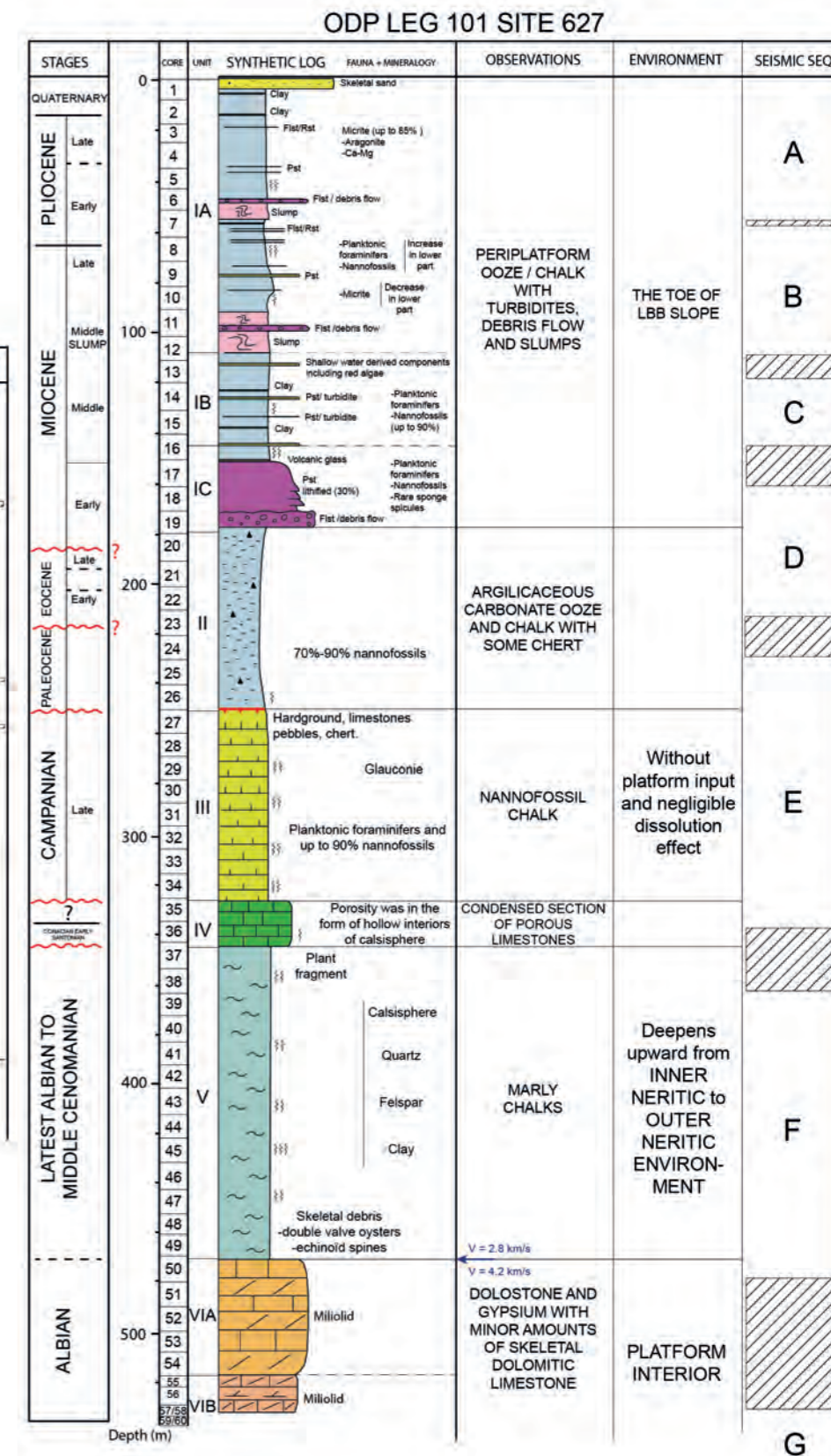
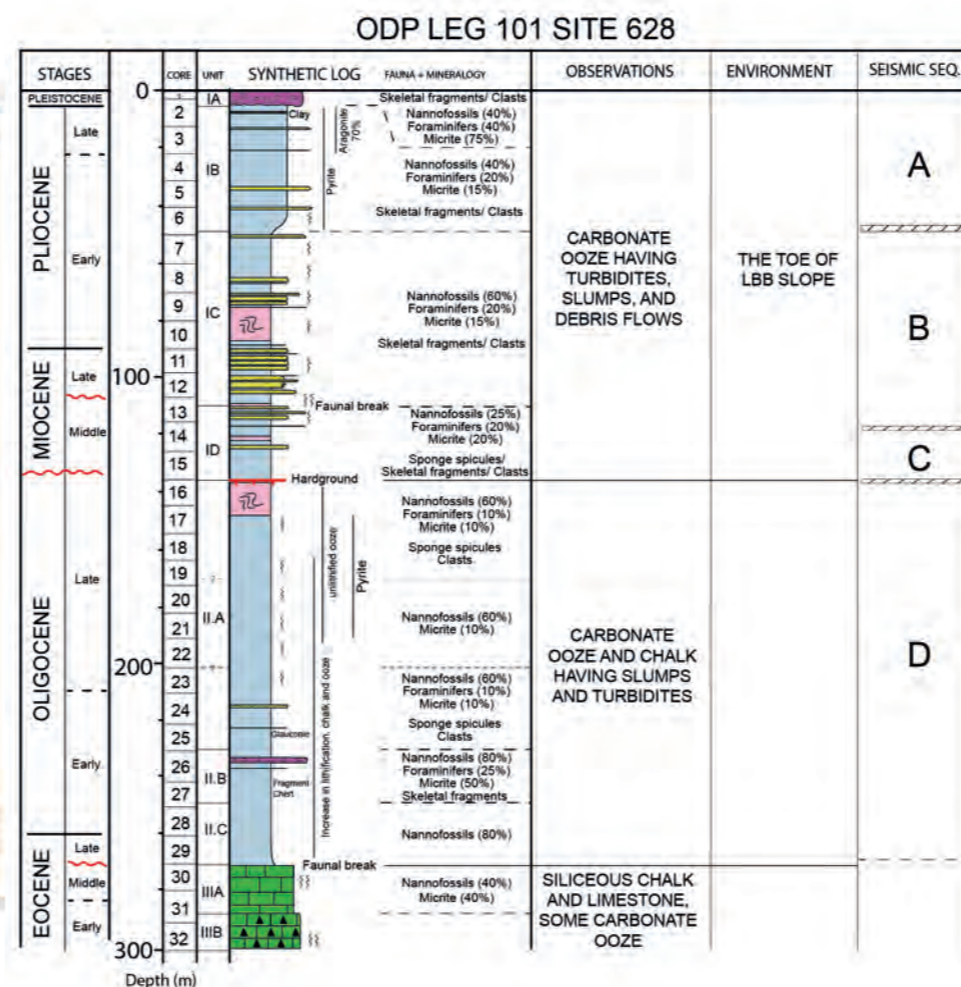
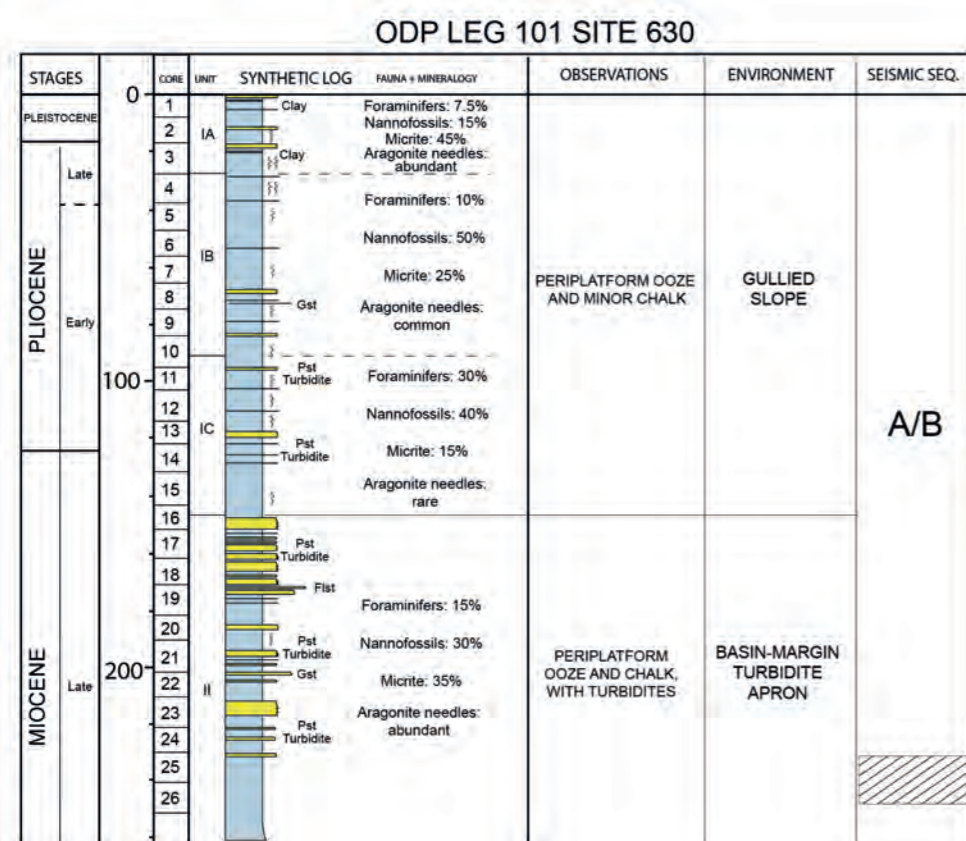
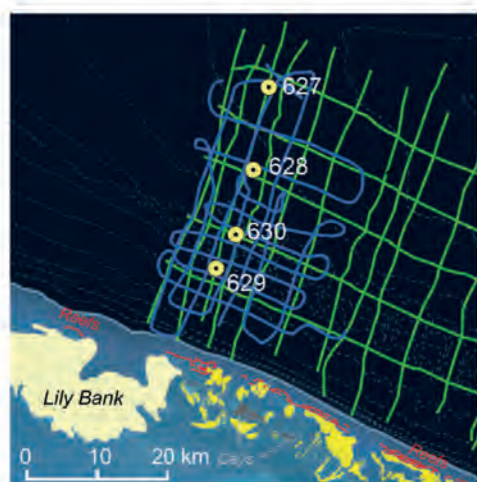


Figure 1.62 : Log synthétique, interprétation des environnements de dépôt et séquences sismiques des sites 630, 628 et 627 de la pente nord de LBB réalisés à partir d'informations compilées du rapport initial du Leg ODP 101.

Le puits 628 à 966 m de bathymétrie pénètre 298 m de sédiment jusqu'à des dépôts de l'Eocène avec un taux de récupération de 72% (fig. 1.62). L'analyse lithostratigraphique permet de mettre en évidence trois unités sédimentaires. L'unité III de l'Eocène se compose de craie siliceuse et de boue riche en nannofossiles et micrites. L'unité II correspond à un intervalle de 130 m d'épaisseur datant de l'Oligocène et constitué de boue dominée par des nannofossiles avec au sommet un *slump* surmonté d'une surface de *hardground*. Il est à noter que les dépôts de l'Oligocène sont totalement absents 12 km plus en aval, au puits 627 (fig. 1.62). Enfin l'unité I est caractérisée par de la boue et de nombreux dépôts resédimentés (turbidites, débrites, *slumps*) issus de la pente et de la plate-forme marquant une sédimentation de pente depuis le Miocène moyen. L'unité I est subdivisée en quatre sous-unités (ID à IA) en fonction de la fréquence de turbidites et de la composition en nannofossiles, foraminifères, micrites et de la nature des clastes venant de la plate-forme.

Le puits 630 à 807 m de bathymétrie pénètre 250 m de sédiment jusqu'à des dépôts du Miocène supérieur avec un taux de récupération de 88% (fig. 1.62). Les sédiments du puits 630 s'organisent en deux séquences de dépôt. L'unité II est composée de craie et de boue à 60% avec une abondance d'aiguilles d'aragonite. La boue de péri-plate-forme est intercalée avec des turbidites de pied de pente constituant un tablier de dépôts gravitaires au Miocène supérieur. L'unité I du Miocène supérieur à l'actuel est subdivisée en trois sous-unités IC à IA qui se composent à 90% de boue carbonatée à différents niveaux d'induration.

Enfin le puits 629 à 553 m de bathymétrie pénètre uniquement 16 m de sédiment quaternaire selon un taux de récupération de 37%. Ce puits n'est donc pas intégré à la synthèse stratigraphique.

➤ *Les séquences sismiques, évolution néogène de la pente nord de LBB (Harwood et Towers, 1988)*

La sismique haute résolution multitraces associée aux trois sites ODP indique 7 séquences sismiques notées G à A de la plus ancienne à la plus récente (Austin et al., 1988) (fig. 1.62). A partir de ce séquençage stratigraphique, Harwood et Towers (1988) proposent une interprétation de l'évolution sédimentaire de la pente nord de LBB qui prograde vers le nord depuis le Miocène inférieur.

Au sein des séquences sismiques C et D, les auteurs identifient de larges glissements dont les masses glissées recouvrent la pente inférieure au Miocène moyen (fig. 1.63). Pour expliquer la présence de ces larges glissements en masse, les auteurs proposent un déclenchement par un événement tectonique régional. La séquence B, quant à elle, est caractérisée par des petits complexes chenaux-levées sur la pente supérieure durant le Miocène supérieur et le Pliocène (fig. 1.63). Enfin, dans la séquence A, la pente constituée de boue non indurée est marquée par de larges glissements rotationnels empruntant les surfaces des glissements du Miocène moyen (fig. 1.63). Les glissements rotationnels du Pliocène supérieur seraient alors à l'origine des canyons observés actuellement sur le fond marin. Ces canyons sont interprétés comme des zones de by-pass pour les sédiments gravitaires qui forment alors un tablier continu en pied de pente.

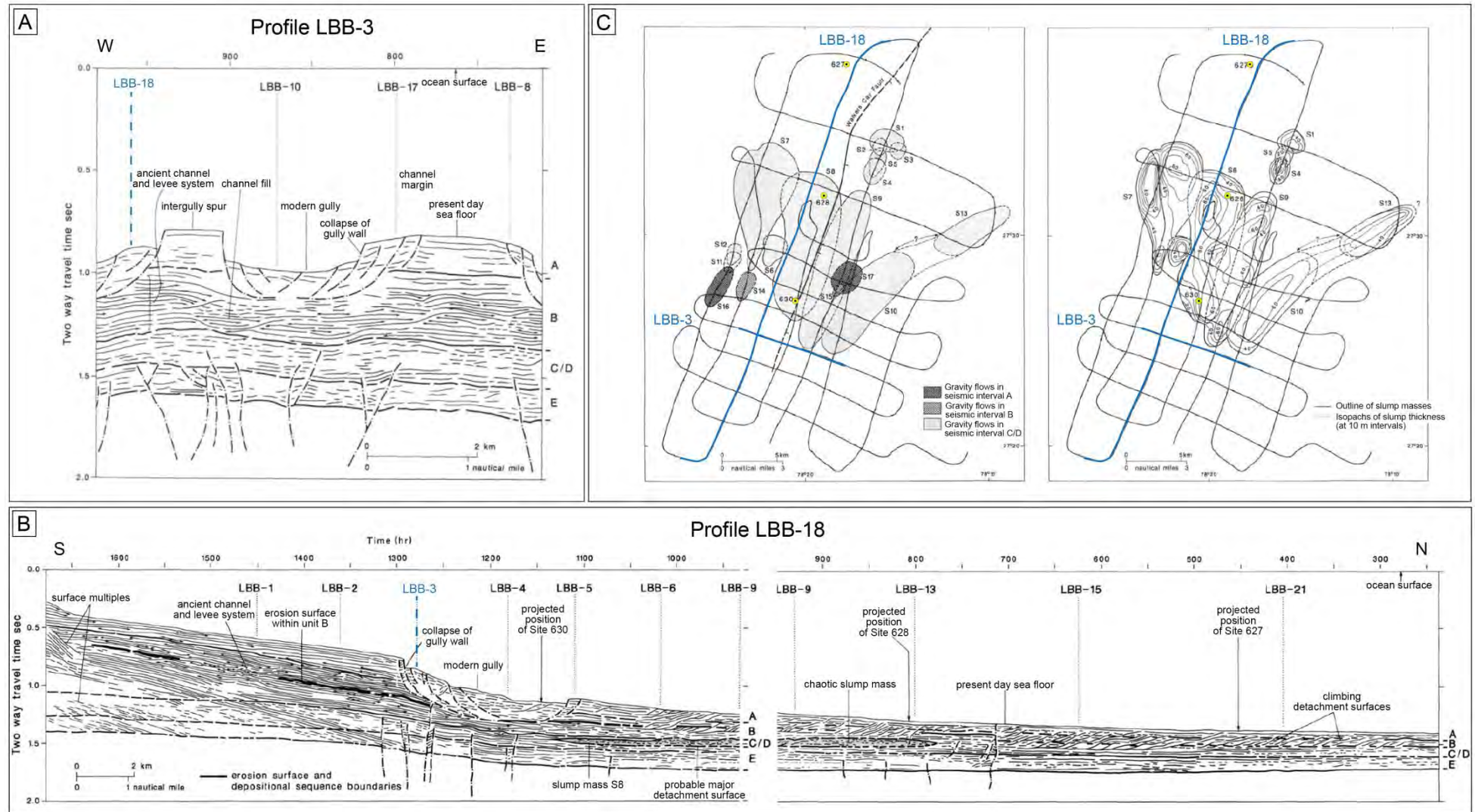


Figure 1.63: Interprétation du jeu de sismiques multi-traces de la mission ODP Leg 101. A. Interprétation du profil transversale LBB-3. B. Interprétation du profil longitudinal LBB-18. C. Cartographie des dépôts en masse des séquences sismiques A, B et C/D et carte isopaques des dépôts en masse du Miocène moyen (séquences sismique C/D) (adapté d'après Harwood et Towers, 1988).

Une corrélation des séquences sismiques du Leg ODP 101 avec celles établies par Van Buren et Mullins (1983) montre la variabilité du séquençage sismo-stratigraphique (fig. 1.64). Les unités NLBB-1 à NLLB-2 sont des séquences de dépôt applicables à l'échelle régionale, en revanche les séquences sismiques du Leg ODP 101 sont pertinentes uniquement à l'échelle de la pente nord de LBB selon une variation proximale-distale de la pente.

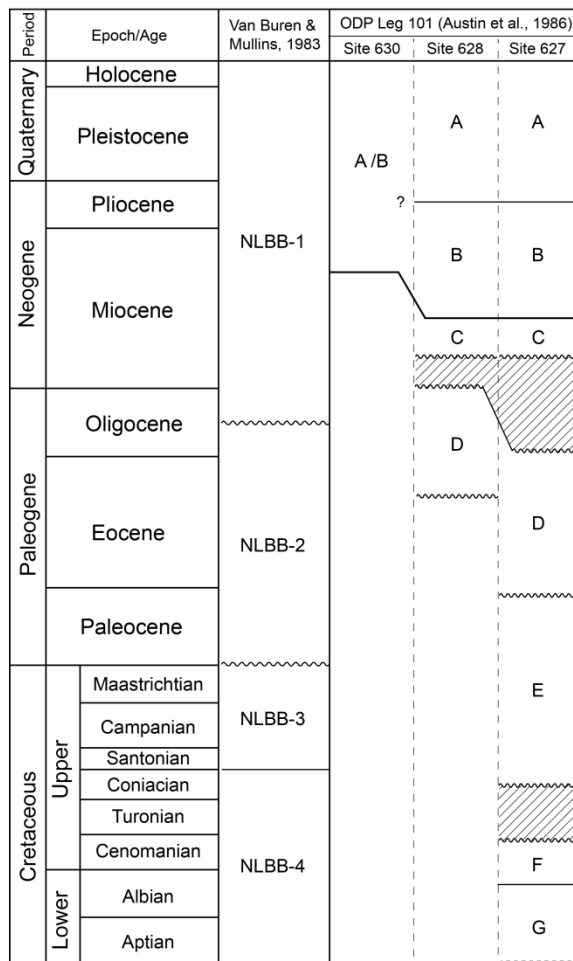


Figure 1.64 : Corrélation des séquences de dépôts NLBB-4 à NLBB-1 (Van Buren et Mullins, 1983) et des séquences sismiques G à A du Leg ODP 101 (Austin et al., 1986).

CHAPITRE 4

MATERIEL ET METHODES

Cette étude est réalisée à partir des données acquises lors du Leg 2 de la mission Carambar 1 (novembre 2010) à bord du N/O *Le Suroît*. Lors de cette mission les données du sondeur multifaisceaux EM302 couvrent une zone d'étude de 5000 km² entre 140 m et 1275 m de bathymétrie sur laquelle 3154 km de sismique Très Haute Résolution (THR), 1518 km de sismique Haute Résolution (HR) multitraces et 15 carottages Kullenberg ont été collectés. Ce jeu de données est partiellement complété par dix prélèvements sédimentaires (sept carottages et trois bennes) et des données bathymétriques collectés lors de la mission Carambar 1.5 (novembre 2014) à bord du R/V *F.G. Walton Smith*.

A. LE SONDEUR MULTIFAISCEAUX EM302

Le sondeur multifaisceaux EM302 de Kongsberg Marine est un système acoustique sous-marin embarqué permettant des observations indirectes du fond marin entre 10 et 7000 m de bathymétrie. L'acquisition des données s'effectue selon la technique des « faisceaux croisés ». Le sondeur multifaisceaux EM302 émet simultanément plusieurs faisceaux acoustiques de 30 kHz dans plusieurs directions formant une fauchée perpendiculaire à l'axe du navire (fig. 1.65A). La réception du signal se fait selon des faisceaux étroits dans le plan transversal. Pour chaque faisceau de réception la zone du fond marin explorée correspond à son intersection avec la fauchée de faisceaux d'émission (fig. 1.65A). La longueur de la fauchée sur le fond marin dépend de l'angle d'ouverture et de la profondeur bathymétrique. Sur la mission Carambar les longueurs de fauchée atteintes sont comprises entre 1 et 3,5 km (fig. 1.65B).

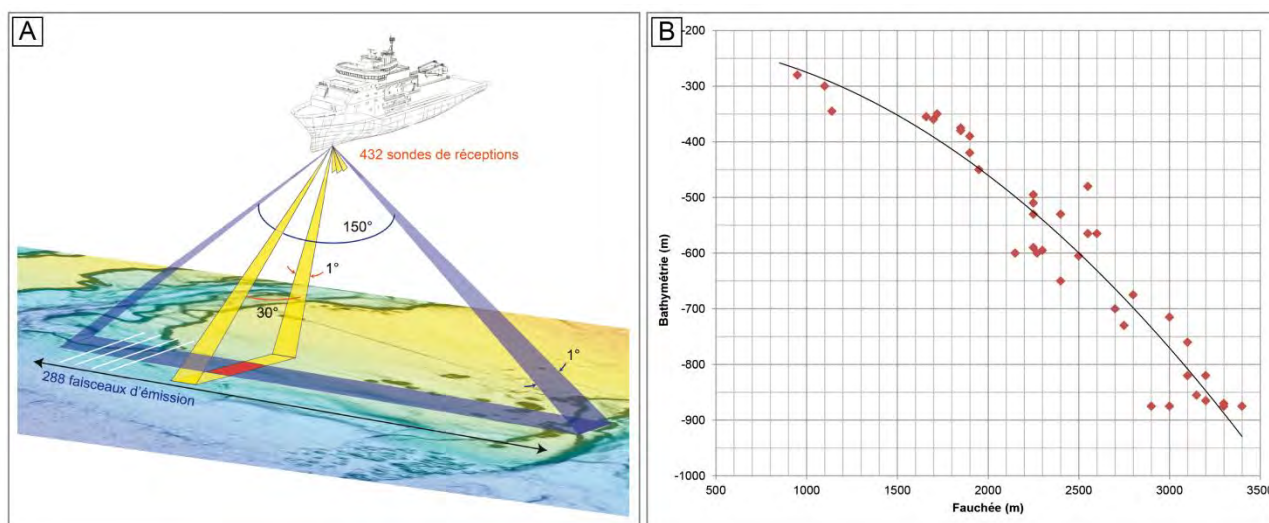


Figure 1.65: A. Principe de fonctionnement de l'EM302 avec les faisceaux d'émission en bleu, les faisceaux de réception en jaune et la zone imagée en rouge. B. Fauchée en fonction de la bathymétrie sur la pente nord de LBB.

Le sondeur multifaisceaux EM302 permet l'acquisition d'une carte bathymétrique à 20 m de résolution (d'une précision de plus ou moins 1 m) renseignant sur la morphologie de la pente nord de *Little Bahama Bank* (fig.1.66). Cet outil permet également la construction d'une imagerie acoustique à 5 m de résolution indiquant la réflectivité du fond marin caractéristique d'une lithologie ou d'un état de consolidation des premiers centimètres de sédiment (fig. 1.67). Sur la carte d'imagerie acoustique les fortes réflectivités correspondent aux couleurs sombres et les faibles réflectivités aux couleurs claires.

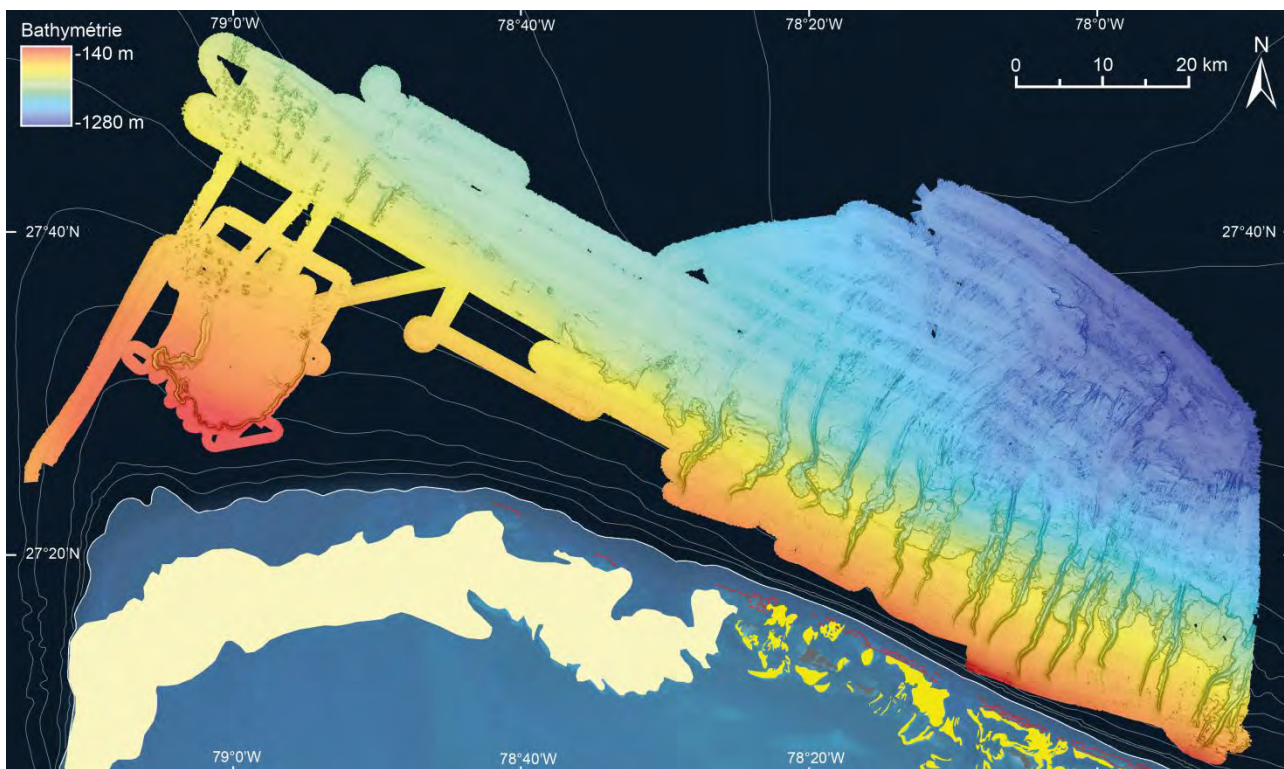


Figure 1.66: Bathymétrie EM302 au nord de Little Bahama Bank (résolution : 20 m).

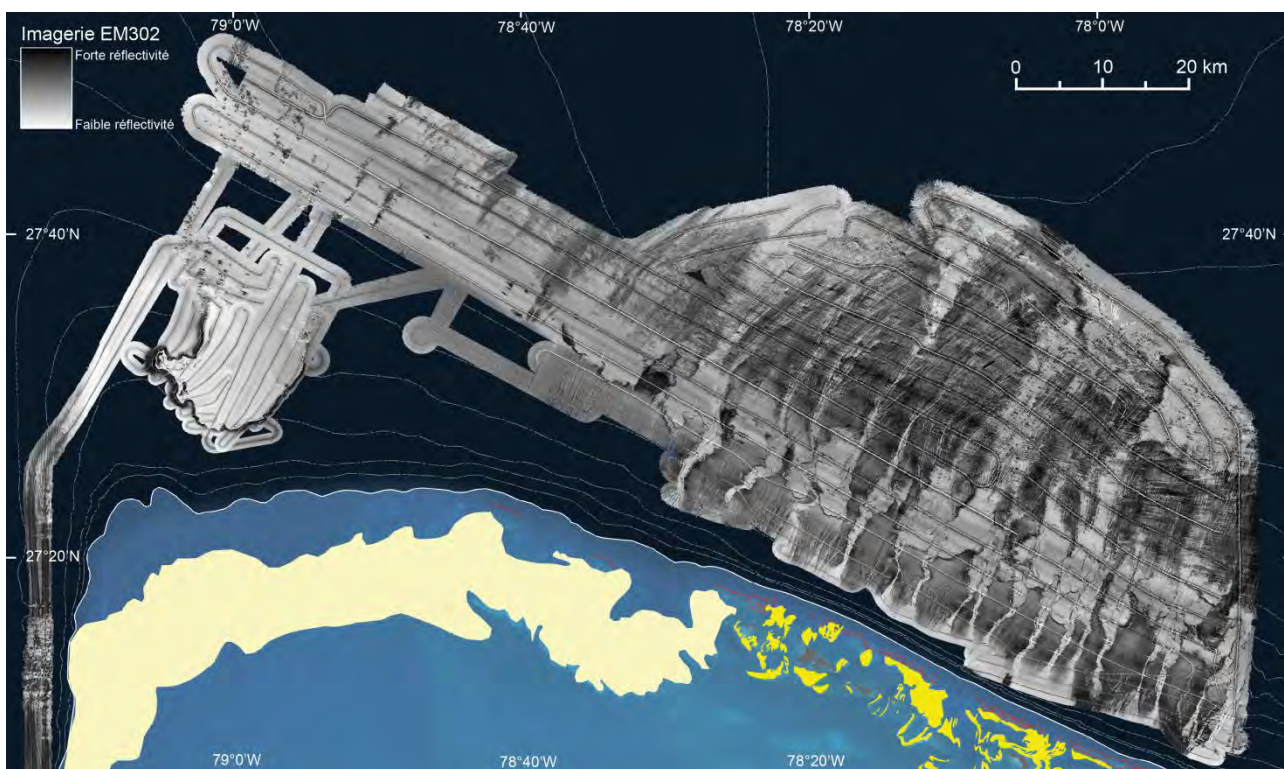


Figure 1.67 : Imagerie acoustique EM302 au nord de Little Bahama Bank (résolution : 5 m). Les fortes réflectivités présentent une couleur sombre et les faibles réflectivités sont d'une couleur claire.

B. LA SISMIQUE REFLEXION

La sismique réflexion permet l'observation des sédiments en profondeur et la caractérisation de la géométrie des couches du sous-sol. Elle correspond à l'enregistrement des ondes acoustiques émises depuis la surface et réfléchies en profondeur à l'interface entre deux milieux caractérisés par des impédances acoustiques différentes (fonction de la masse volumique et des vitesses des ondes acoustiques dans le milieu). La pénétration du signal acoustique et la résolution du signal reçu sont fonction de la fréquence d'émission utilisée. Plus la fréquence d'émission est importante plus la résolution verticale est bonne. A l'inverse, pour des fréquences élevées, la pénétration du signal acoustique est plus faible.

La sismique Très Haute Résolution (THR) (appelé aussi sondeur de sédiment) utilise en mode Chirp des fréquences centrées sur 3,5 kHz. Cette méthode d'acquisition permet une pénétration du signal entre 0 et 75 m avec une résolution verticale comprise entre 25 cm et 50 cm. La qualité de la résolution permet alors de comparer la lithologie des carottes sédimentaires aux faciès sismiques appelés dans ce type de sismique « échofaciès ».

La sismique Haute Résolution (HR) multitraces (96 traces) utilise comme source du signal un mini GI 24/24 ci air gun à des fréquences d'émission comprises entre 50 et 250 Hz. Dans ce cas, la pénétration du signal acoustique peut atteindre 500 m de profondeur avec une résolution verticale comprise entre 2 et 20 m pour des intervalles de vitesses de 1,7 km.s⁻¹ à 4,5 km.s⁻¹.

La localisation des profils sismiques Très Haute Résolution (THR) et des profils Haute Résolution (HR) multitraces est indiquée sur la figure 1.68.

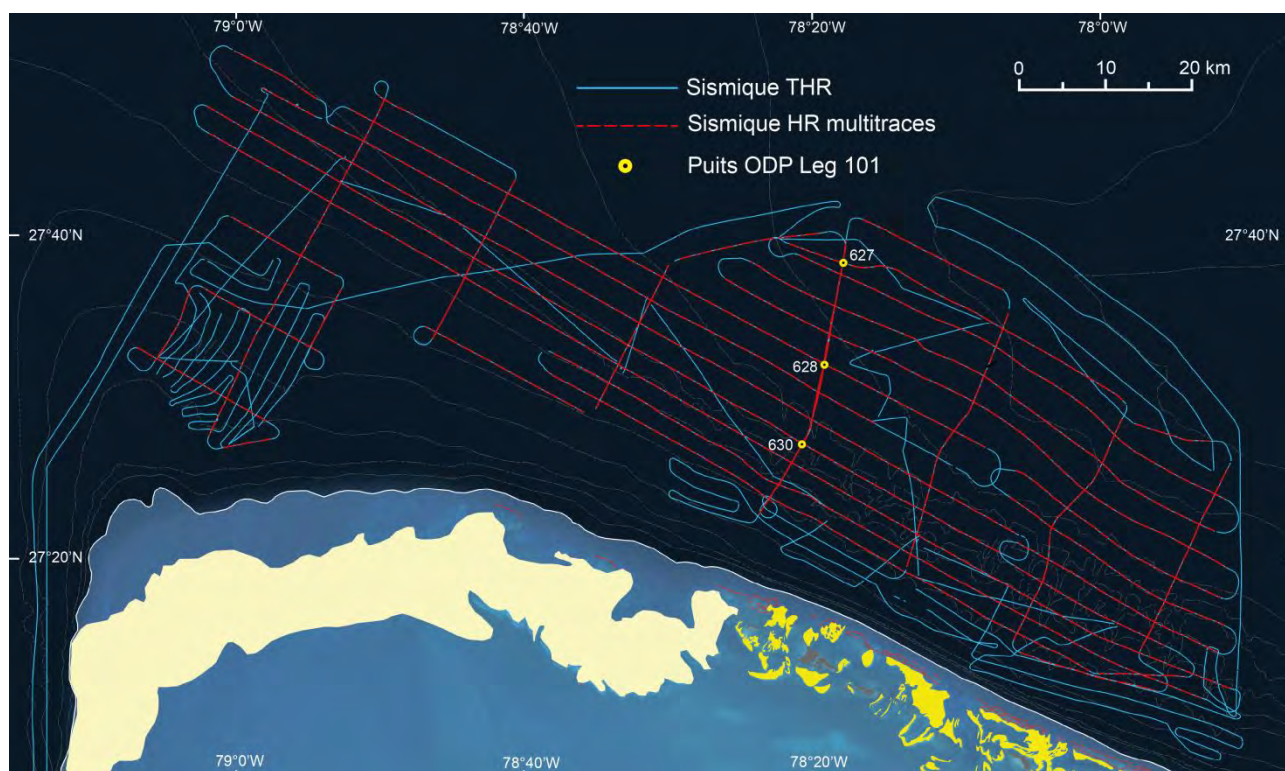


Figure 1.68 : Localisation des profils sismique THR (bleu) et des profils sismiques HR multitraces (rouge).

Ces deux types de sismique offrent une observation à deux échelles de temps et d'espaces très différentes et permettent une étude intégrée des pentes carbonatées (fig. 1.69).

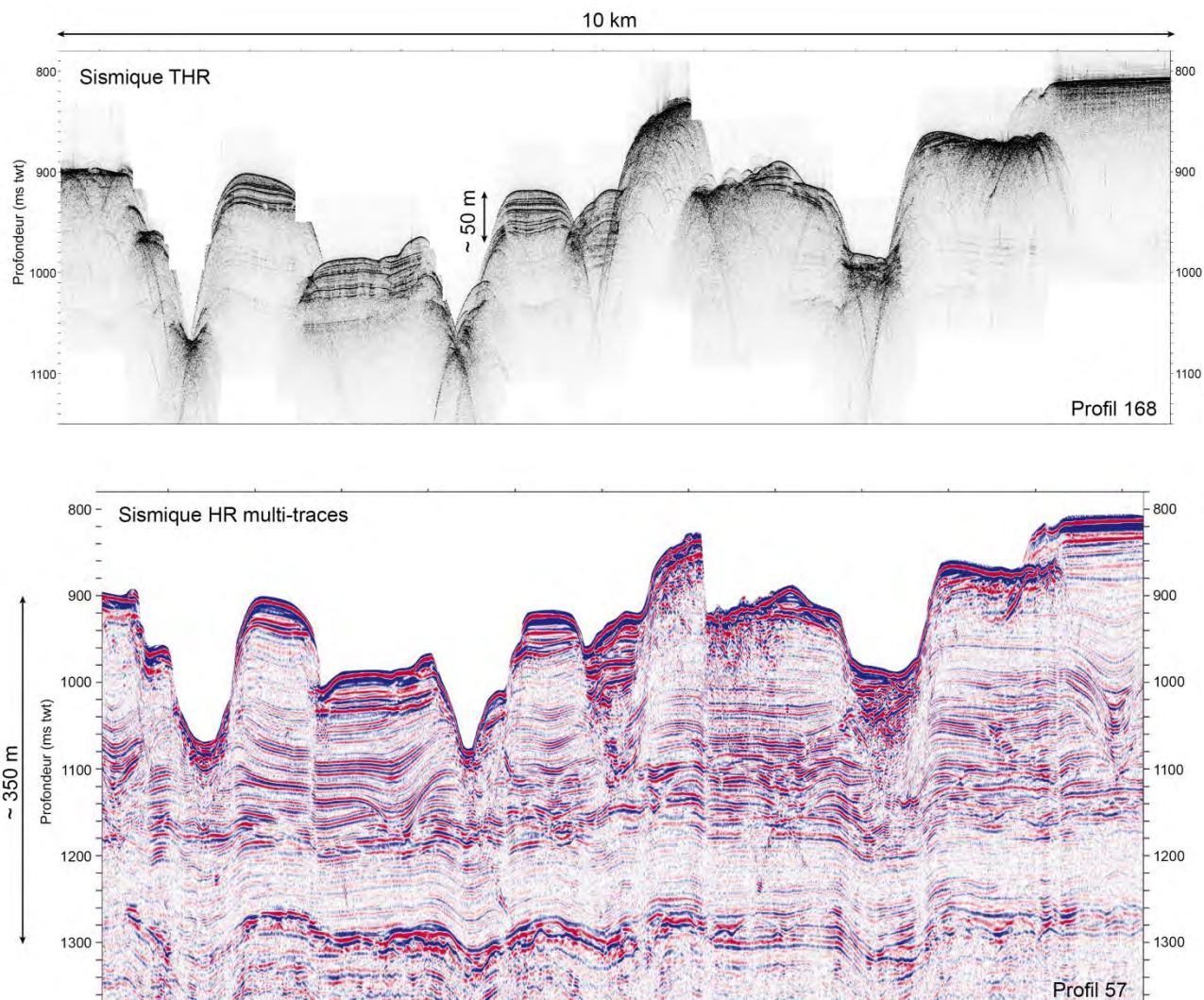


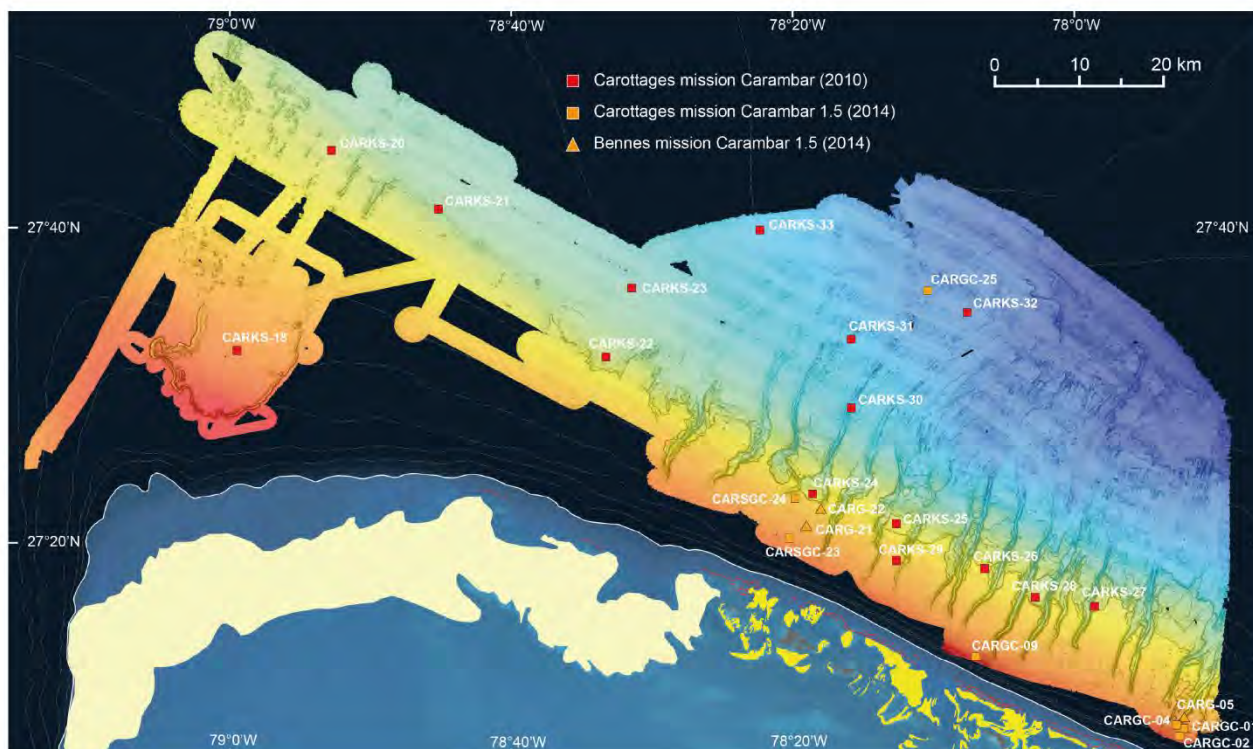
Figure 1.69 : Comparaison d'un profil sismique THR et d'un profil sismique HR multitraces

C. LES DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES

L'étude sédimentologique des carottes Kullenberg prélevées lors de la mission Carambar 1 fait l'objet de la thèse de Ludivine Chabaud. Cette thèse a pour objectif la caractérisation à très haute résolution des variations lithologiques et des processus sédimentaires le long des pentes bahamiennes durant le Quaternaire. Les protocoles d'études et l'inventaire des méthodes utilisées pour l'analyse des carottes sont détaillés dans les travaux de Ludivine Chabaud. Pour cette étude nous utiliserons uniquement des descriptions lithologiques générales et des mesures granulométriques des trente premiers centimètres de sédiment aux sommets des carottes.

Ces données sont complétées par sept carottages et trois bennes collectées sur la zone d'étude lors de la mission Carambar 1.5 (novembre 2014). Ces prélèvements sédimentaires n'ont pour le moment pas fait l'objet d'analyses. Nous utiliserons donc uniquement les descriptions sédimentaires reportées dans le rapport de mission (Mulder et al., 2014).

La localisation et les principales caractéristiques des 22 carottes et des trois bennes utilisées dans cette étude sont indiquées sur la figure. 1.70.



MISSION	NOM	LAT (N)	LONG (O)	TYPE	BATHY (en m)	LONGUEUR (en m)
Carambar	CARKS-18	27°31,971'	78°59,345'	Carottage Kullenberg	404	1
Carambar	CARKS-20	27°44,649'	78°52,609'	Carottage Kullenberg	714	13,11
Carambar	CARKS-21	27°40,934'	78°45,006'	Carottage Kullenberg	799	11,95
Carambar	CARKS-22	27°31,561'	78°33,094'	Carottage Kullenberg	723	12,35
Carambar	CARKS-23	27°35,934'	78°31,278'	Carottage Kullenberg	873	2,17
Carambar	CARKS-24	27°22,836'	78°18,375'	Carottage Kullenberg	636	7,57
Carambar	CARKS-25	27°20,953'	78°12,419'	Carottage Kullenberg	644	4,63
Carambar	CARKS-26	27°18,113'	78°6,136'	Carottage Kullenberg	606	1,05
Carambar	CARKS-27	27°15,702'	77°58,312'	Carottage Kullenberg	659	7,21
Carambar	CARKS-28	27°16,285'	78°2,550'	Carottage Kullenberg	678	8,86
Carambar	CARKS-29	27°18,612'	78°12,428'	Carottage Kullenberg	510	0,29
Carambar	CARKS-30	27°28,306'	78°15,622'	Carottage Kullenberg	994	3,6
Carambar	CARKS-31	27°32,679'	78°15,622'	Carottage Kullenberg	1009	2,27
Carambar	CARKS-32	27°34,405'	78°7,376'	Carottage Kullenberg	1096	4,29
Carambar	CARKS-33	27°39,631'	78°22,115'	Carottage Kullenberg	1002	3,37
Carambar 1-5	CARGC-01	27°7,932'	77°51,990'	Carottage par gravité	389	1,65
Carambar 1-5	CARGC-02	27°7,444'	77°52,275'	Carottage par gravité	340	5,39
Carambar 1-5	CARGC-04	27°08,056'	77°52,554'	Carottage par gravité	110	ogive abimée
Carambar 1-5	CARG-05	27°08,524'	77°51,959'	Benne	390	
Carambar 1-5	CARGC-09	27°12,481'	78°06,748'	Carottage par gravité	308	4,93
Carambar 1-5	CARG-21	27°20,832'	78°18,821'	Benne	463	
Carambar 1-5	CARG-22	27°21,899'	78°17,760'	Benne	538	
Carambar 1-5	CARSGC-23	27°20,024'	78°19,956'	Carottage petit carottier	401	0,29
Carambar 1-5	CARSGC-24	27°22,537'	78°19,56'	Carottage petit carottier	515	0,17
Carambar 1-5	CARGC-25B	27°35,784'	78°10,217'	Carottage petit carottier	1079	2,68

Figure 1.70 : Localisation et principales caractéristiques des prélèvements sédimentaires utilisées

D. METHODOLOGIE

Le jeu de données disponible permet une étude de la pente nord de *Little Bahama Bank* selon deux échelles de temps et d'espace avec une analyse morpho-sédimentaire de surface (1) et une étude sismo-stratigraphique depuis l'Albien (2).

1. Analyse morpho-sédimentaire de surface (Quaternaire)

L'objectif de cette étude est la proposition d'un modèle de la dynamique sédimentaire actuelle sur la pente nord de *Little Bahama Bank*. Elle est réalisée à partir de l'étude de la carte bathymétrique EM302, de l'imagerie acoustique EM302, des profils sismiques THR et des prélèvements sédimentaires (fig. 1.71). Les observations indirectes des morphologies et de la distribution des faciès acoustiques peuvent être calibrées par les prélèvements sédimentaires ponctuels. L'étude intégrée de ces données permet alors d'établir un modèle de dépôt pour l'ensemble de la zone d'étude (fig. 1.71).

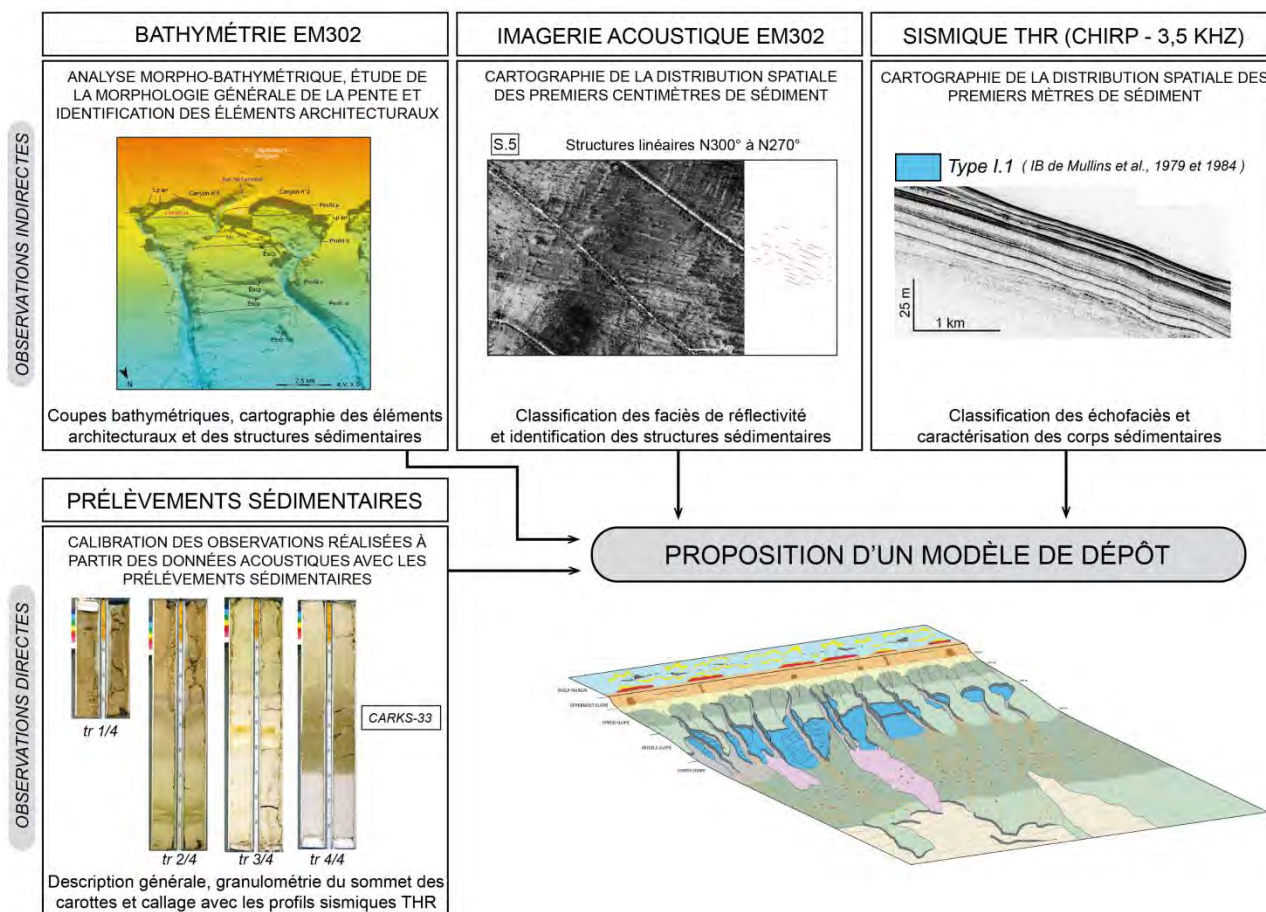


Figure 1.71 : Méthodologie de l'analyse morpho-sédimentaire de surface à partir de la carte bathymétrique EM302, de l'imagerie acoustique EM302, des profils sismiques THR et des prélèvements sédimentaires.

2. Etude de subsurface (du Crétacé Inférieur au Cénozoïque)

L'objectif de la deuxième partie de l'étude est de comprendre l'évolution sédimentaire et structurale de la pente depuis le Crétacé Inférieur à partir d'une analyse sismo-stratigraphique de 1518 km de sismiques HR multitraces.

Cette étude nécessite dans un premier temps le calage des puits ODP du Leg 101 (fig. 1.62) sur la sismique HR multitraces de Carambar 1. L'analyse sismo-stratigraphique consiste ensuite à définir des séquences sismiques et à analyser les faciès sismiques (fig. 1.72).

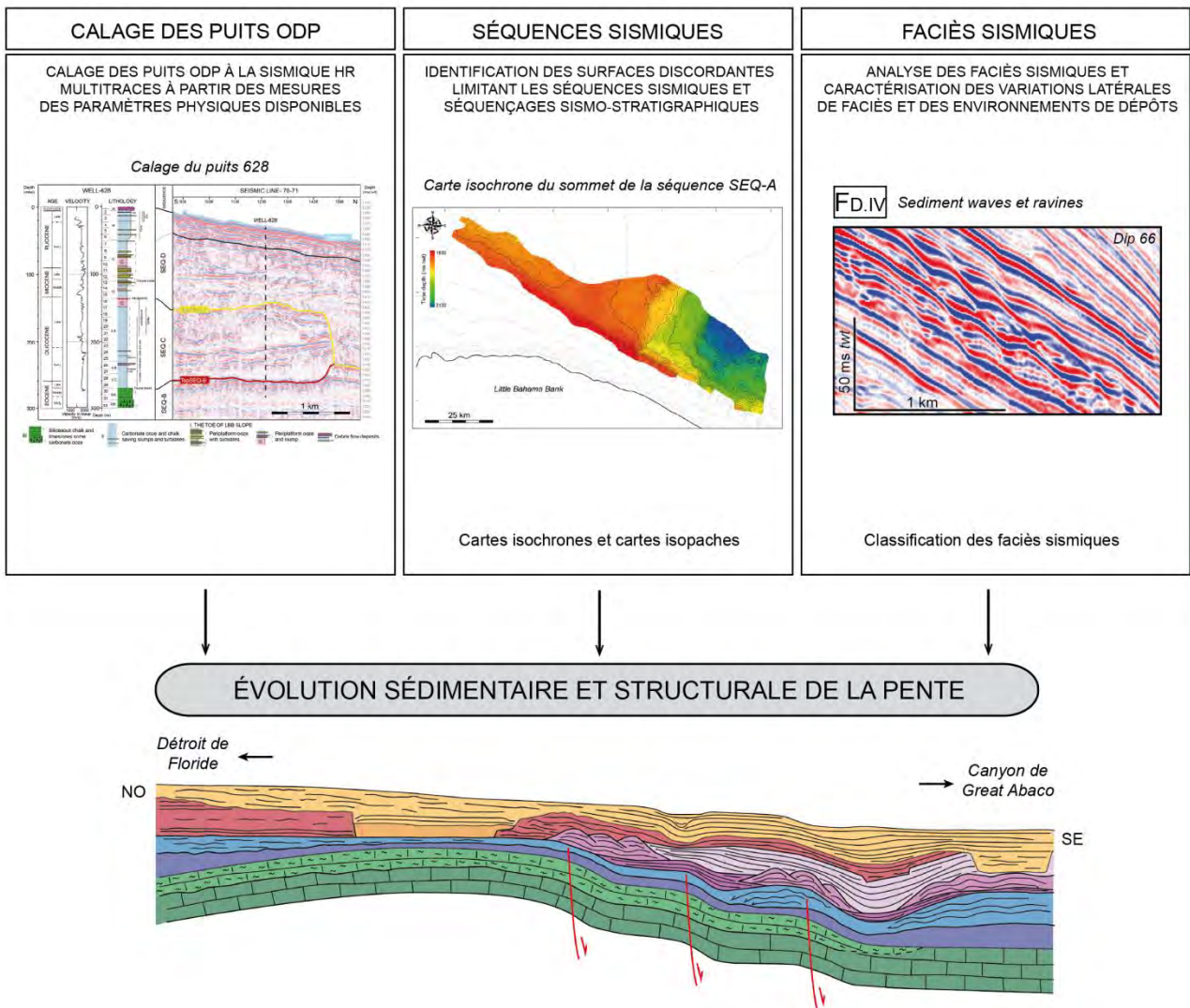


Figure 1.72 : Méthodologie de l'analyse sismo-stratigraphique comprenant le calage des puits ODP, l'identification des séquences sismiques et l'analyse des faciès sismiques.

Les séquences sismiques correspondent à des cortèges de dépôts et sont définies par des réflexions concordantes entre elles et séparées des autres séquences par des discordances à la base et au sommet (Mitchum et al., 1977). Les surfaces de discordances sont mises en évidence par les terminaisons de réflexions pouvant présenter différents types de configuration (fig. 1.73).

Les faciès sismiques donnent une information sur la nature des dépôts constituant les cortèges de dépôts. Ils sont décrits selon la configuration, la continuité et l'amplitude des réflexions (fig. 1.73). La caractérisation des faciès sismiques permet d'évaluer la variabilité latérale des faciès, la géométrie des corps sédimentaires et d'identifier les environnements de dépôts.

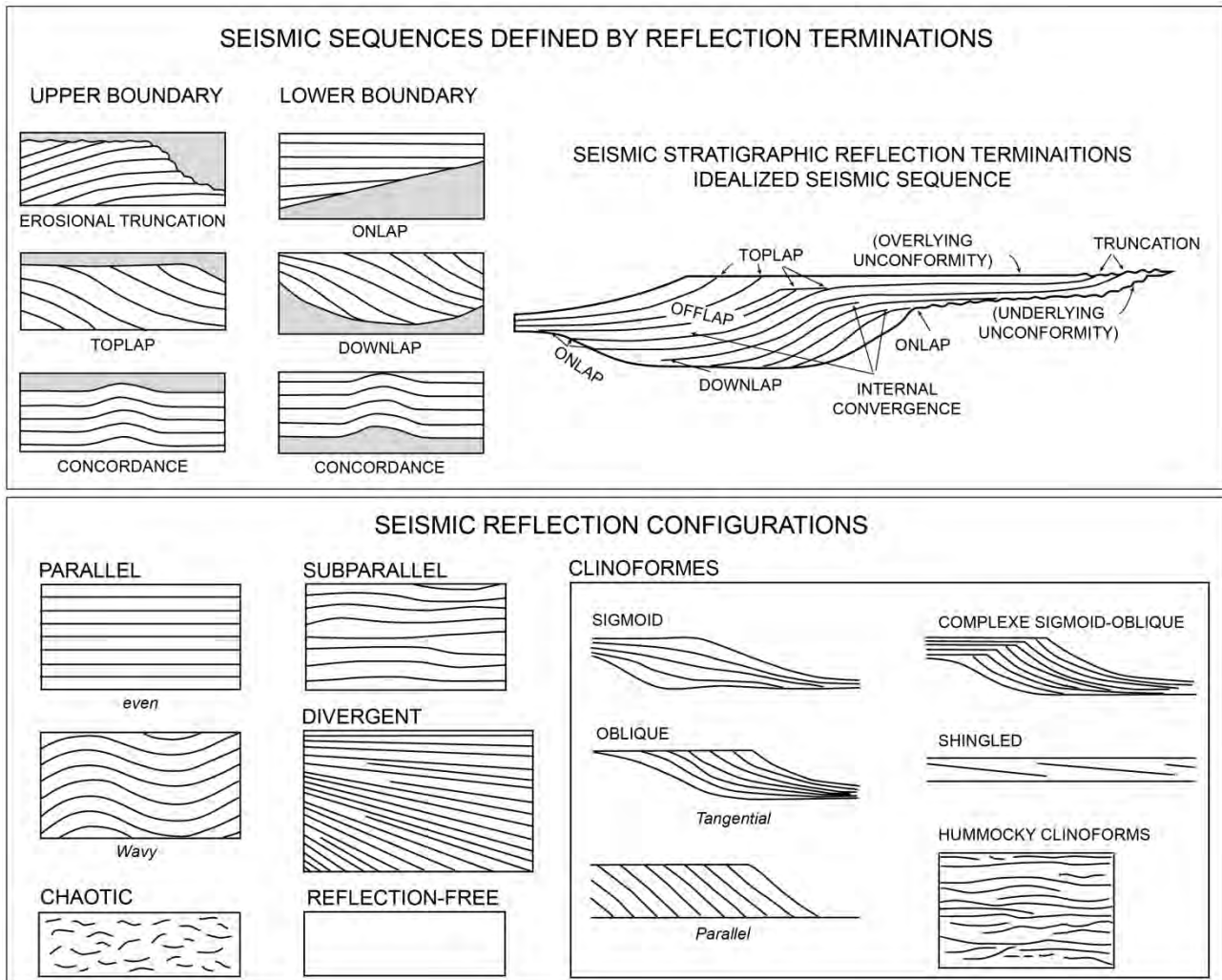


Figure 1.73 : Terminologie d'interprétation sismique pour les terminaisons de réflexions délimitant les limites des séquences sismiques et les différentes configurations des réflexions servant à caractériser un faciès sismique (redessiné d'après Mitchum et al., 1977 ; Vail et al., 1977).

PARTIE 2

-

LA SEDIMENTATION PROFONDE ACTUELLE SUR LA PENTE NORD DE LITTLE BAHAMA BANK

INTRODUCTION

La pente nord de LBB est définie comme une pente ouverte sur l'océan, exposée au vent (*open ocean windward margin*), dont l'extrémité nord-ouest prograde vers le nord (*extended leeward margin*) (Mullins et Neumann, 1979). Dans les années 80, l'étude de Mullins et al. (1984) sur la partie orientale de la pente nord de LBB constitue certainement l'étude la plus aboutie d'une pente carbonatée moderne. L'analyse intégrée des profils du sondeur de sédiment (3,5 kHz – Chirp) et de 68 prélèvements sédimentaires permet la proposition d'un modèle de la distribution des sédiments de surface. Les auteurs définissent alors une pente supérieure entaillée par des canyons sous-marins. Ces derniers constituent des sources linéaires de dépôts gravitaires grossiers qui s'accumulent sur la pente inférieure formant un tablier (*apron*) continu et parallèle à la bordure de la plate-forme (Mullins et al., 1984). Ce modèle de dépôt est déterminant dans l'étude des pentes carbonatées car il permet de définir, par opposition au modèle de *submarine fan*, le modèle de *base-of-slope-apron* (Mullins et Cook, 1986) qui sera par la suite très largement repris et appliqué aux systèmes carbonatés anciens. Concernant la partie occidentale, seule l'extrémité nord-ouest de la pente a fait l'objet d'une étude partielle par Mullins et al. (1980) qui définissent cette partie de la pente comme un drift contouritique carbonaté à partir d'un profil sismique longitudinal monotrace. Selon les auteurs, ce drift se forme à la convergence du courant des Antilles et du courant de Floride après la capture par ces derniers des sédiments qui dérivent de la plate-forme (*off-bank sediment transport*) et qui alimente ensuite le drift contouritique.

Les nouvelles données de la mission Carambar permettent une observation à haute résolution des environnements sédimentaires et des éléments architecturaux de la pente nord de LBB et cela de manière continue de la partie orientale entaillée par les canyons sous-marins à la partie occidentale progradante. Ainsi, les canyons linéaires, initialement décrit par Mullins et al. (1984), révèlent une organisation détaillée complexe aussi bien dans leur morphologie générale que dans leur remplissage avec la formation de terrasses et de levées. Ces canyons sous-marins se poursuivent ensuite par des sillons distributaires parcourant la pente inférieure en direction de zones de dépôt. L'ensemble de ces éléments forme alors de petits systèmes turbiditiques d'une extension d'environ 40 km avec une organisation très similaire à celle observée dans les systèmes silicoclastiques. La partie occidentale, quant-à-elle, n'est pas parcourue par de petits systèmes turbiditiques mais est affectée par de larges glissements qui tendent actuellement à se combler.

L'objectif de cette partie est la réévaluation complète des systèmes gravitaires actuels de la pente nord de LBB, de la reconnaissance des environnements de dépôts et des éléments architecturaux à l'identification des facteurs de contrôle. Comment s'effectue le transfert de sédiment produit sur la plate-forme vers le domaine profond ? Quels sont les processus gravitaires impliqués ? Et quel est le rôle des courants de fond sur la dynamique sédimentaire des pentes carbonatées ?

Pour répondre à ces questions, le chapitre 1 propose une analyse morpho-sédimentaire de la pente nord de LBB pour identifier des domaines physiographiques et les processus sédimentaires qui leurs sont associés. Le chapitre 2 fournit une analyse détaillée de chacun des éléments architecturaux rencontrés le long de la pente. Enfin le chapitre 3 est une synthèse sur la sédimentation actuelle de la pente nord de LBB.

CHAPITRE 1
-
ANALYSE MORPHO-SEDIMENTAIRE

La pente nord de LBB est caractérisée par des grands domaines physiographiques définis sur des paramètres morphologiques et associés à la présence d'éléments architecturaux spécifiques. L'étude de la répartition des sédiments de surface à partir des données acoustiques permet de faire le lien entre la morphologie générale de la pente et les faciès sédimentaires rencontrés. Il est alors possible de définir des environnements de dépôt le long de la pente nord de LBB associés aux processus sédimentaires du domaine marin profond.

Ce premier chapitre a pour objectifs d'une part la présentation de la morphologie générale de la zone d'étude et d'autre part de comprendre la distribution des sédiments de surface afin de proposer des premières interprétations sur la dynamique sédimentaire de la pente nord de LBB. Le chapitre 1 est donc organisé selon les 2 sections suivantes :

- A. Morphologie générale
- B. Distribution sédimentaire actuelle

A. MORPHOLOGIE GENERALE

La partie étudiée de la pente de *Little Bahama Bank* (LBB) se situe sur la moitié occidentale de la pente nord entre 79°15'W et 77°50'W de longitude et entre 27°7'N et 27°52'N de latitude (fig. 2.1). La zone d'étude commence à environ 2,5 km de la bordure de la plate-forme dans la partie orientale, à une bathymétrie moyenne de 300 m et finit à 50 km de la plate-forme à une bathymétrie proche de 1300 m. Dans la partie occidentale, la zone couverte est moindre et s'étend uniquement entre 500 m et 900 m de bathymétrie à l'exception de l'extrémité sud-ouest où l'étude de la pente commence à 250 m de profondeur à 7 km de la plate-forme. La bordure de plate-forme en amont du secteur d'étude est marquée par la présence d'une barrière récifale discontinue associée à des *shoals* oolitiques à influence tidale (Rankey et Reeder, 2011; Reeder et Rankey, 2008, 2009). Vers l'ouest, cette barrière récifale disparaît et la plate-forme est alors entièrement ouverte sur l'océan et une large ceinture sableuse oolitique d'influence marine remplace les *shoals* oolitique à influence tidale (Ball, 1967; Hine, 1977) (fig. 2.1).

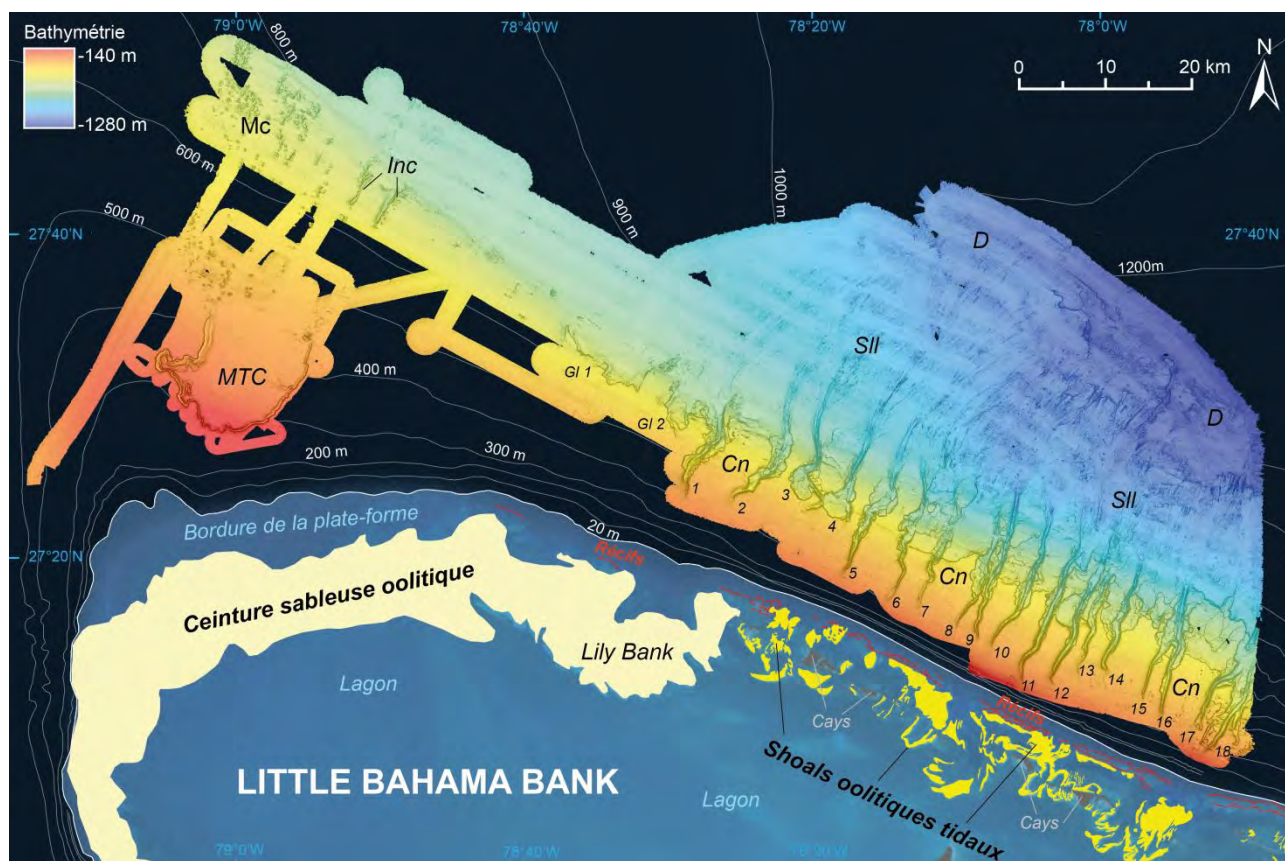


Figure 2.1 : Carte bathymétrique EM302 de la pente nord de Little Bahama Bank (LBB) (Leg 2 de la mission Carambar). Localisation des principaux éléments de la plate-forme externe et des éléments architecturaux de la pente. Cn : canyon ; Sll : sillons distributaires ; D : zone en dépôt ; Gl : glissement ; Inc : incisions rectilignes ; Mc : monts carbonatés d'eau froide ; MTC : Mass Transport Complex.

La physiographie de la pente nord de LBB évolue de manière significative d'est en ouest montrant ainsi une répartition spatiale des différents types d'éléments architecturaux très contrastée (fig. 2.1). La partie orientale est caractérisée par la présence de systèmes turbiditiques de faibles dimensions (environ 40 km de long et 1 à 4 km de large) composés de 18 canyons se poursuivant par des sillons distributaires alimentant des zones en dépôt partiellement confinées par des escarpements distaux. La partie occidentale ne présente pas de systèmes turbiditiques mais plusieurs glissements sont

observables le long de la pente dont le plus large est visible dans la partie proximale et interprété comme un complexe de glissement en masse (*Mass Transport Complex* - MTC) (Tournadour et al., 2015) (fig. 2.1).

Une analyse de pente réalisée à partir de 10 profils bathymétriques permet de quantifier l'évolution physiographique est-ouest de la zone (fig. 2.2A). Dans la partie orientale, les profils 1 à 6 montrent une pente convexe relativement étroite avec une zone de pied de pente située approximativement à 20 km de la plate-forme. Dans la partie occidentale les profils 7 à 10 montrent au contraire une pente beaucoup plus allongée. Dans ce cas la zone de pied de pente peut se situer jusqu'à 50 km (profil 10) de la plate-forme (fig. 2.2B). Cette évolution montre la progradation vers le nord de l'extrémité nord-ouest de la pente de LBB.

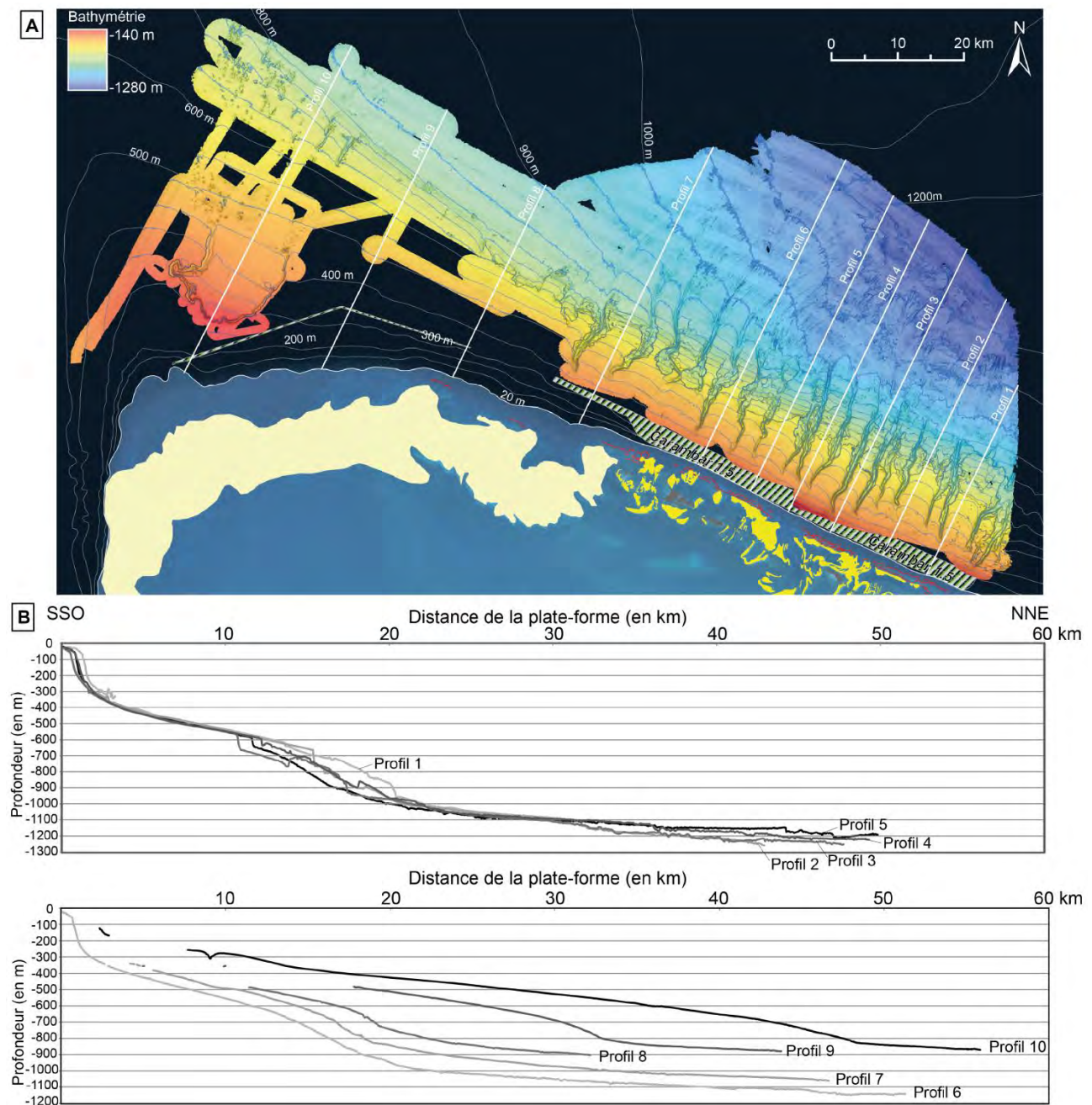


Figure 2.2 : Analyse de pente réalisée à partir d'une compilation des cartes bathymétriques du Leg 2 de la mission Carambar et de la mission Carambar 1.5. A : Localisation des 10 profils bathymétriques. B : Profils de pente 1 à 5 et 6 à 10.

Bien que l'évolution morphologique est-ouest de la pente soit progressive, quatre domaines physiographiques peuvent être définis sur l'ensemble de la zone d'étude (fig. 2.3). Ces derniers sont caractérisés par la présence d'éléments architecturaux spécifiques à chacun de ces domaines.

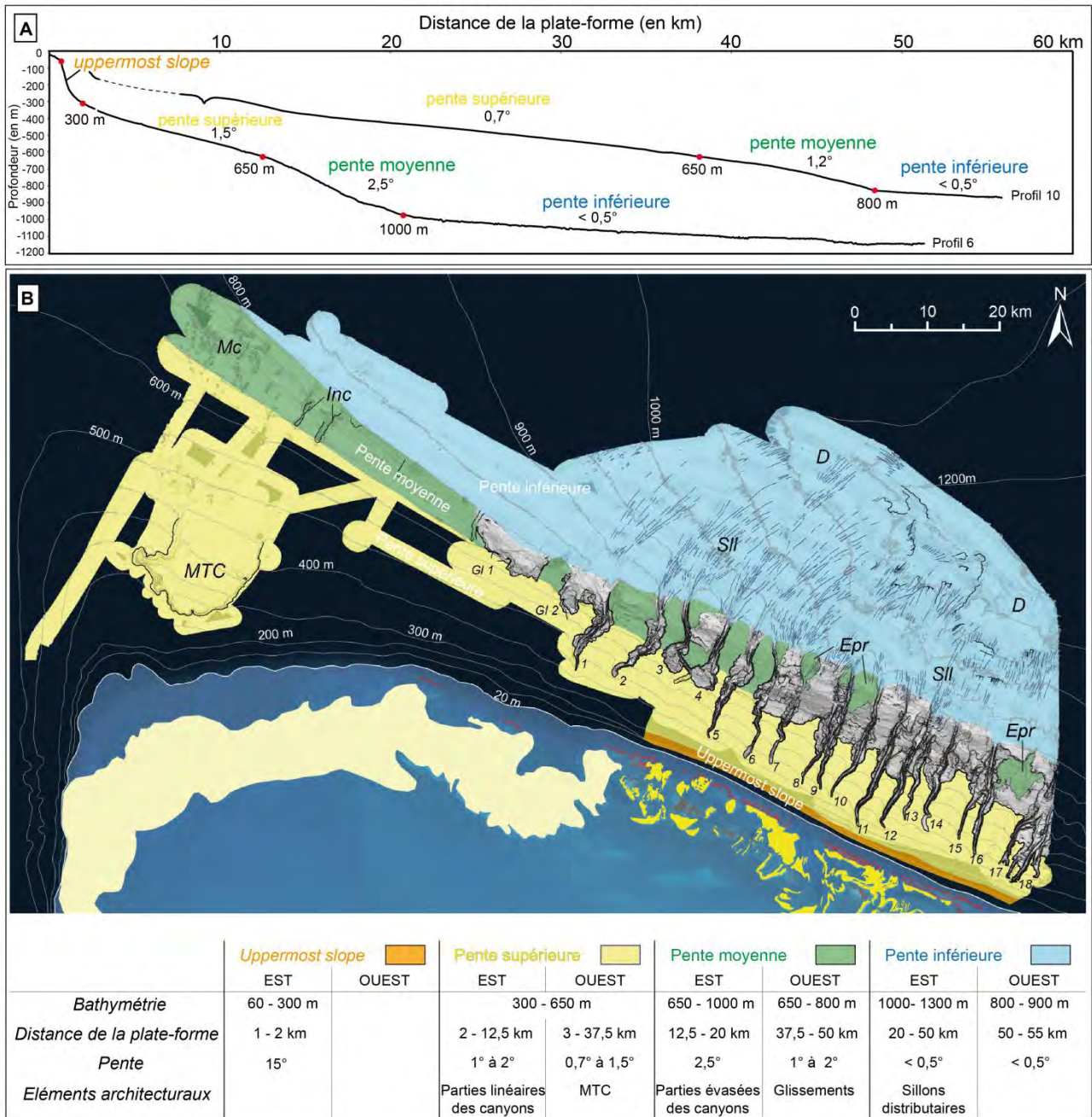


Figure 2.3: Localisation des quatre domaines physiographiques sur les profils bathymétriques 6 et 10 (A) et cartographie de ces domaines sur l'ensemble de la zone d'étude (B). Pour chaque domaine physiographique, la bathymétrie, la distance à la plate-forme, la pente et les éléments architecturaux rencontrés sont indiqués dans le tableau en légende de la carte. Gl : glissement ; Inc : incisions rectilignes ; Epr : éperons de la pente moyenne ; Mc : monts carbonatés d'eau froide ; MTC : Mass Transport Complex ; Sll : sillons distributaires ; D : zone en dépôt.

- La pente la plus amont appelée *uppermost slope* (Rankey et Doolittle, 2012) débute par un escarpement à 60 m de bathymétrie, à une distance de moins de 1 km de la plate-forme. L'*uppermost slope* peut s'étendre ensuite sur environ 1 km jusqu'à 300 m de bathymétrie (fig. 2.3A). Il s'agit d'une zone clé pour la compréhension de l'export de sédiment depuis la plate-forme vers les petits systèmes turbiditiques profonds.

- La pente supérieure s'étend entre 300 m et 650 m de bathymétrie avec une inclinaison moyenne de 1 à 2° (fig. 2.3A). Dans la partie orientale, la pente supérieure est peu étendue et à partir du canyon n°6 elle se termine par un escarpement, dont le dénivelé peut atteindre 100 m, marquant un changement morphologique des canyons avec le passage d'une partie évasée pouvant présenter une forme en amphithéâtre à une incision linéaire (fig. 2.3B). De manière contrastée, la partie occidentale de la zone d'étude présente une pente supérieure plus étendue que dans la partie orientale (fig. 2.2B et 2.3). Ce secteur est affecté par un large glissement ou *Mass Transport Complex* (MTC) faisant l'objet d'une étude détaillée dans le second chapitre de cette partie.
- La pente moyenne est comprise entre 650 m et 1000 m et 650 m et 800 m de bathymétrie respectivement dans la partie orientale et la partie occidentale, avec une inclinaison de pente de 2,5° et 1,2° (fig. 2.3A). Ce domaine physiographique est caractérisé par de nombreuses instabilités gravitaires sur l'ensemble de la zone d'étude. Dans la partie orientale la pente moyenne est marquée par la présence des 18 canyons. Entre les canyons n°1 à 6, la pente présente un état d'équilibre et ne montre pas de déstabilisations, en revanche à partir du canyon n°6, les interfluves ne sont pas préservés et les canyons sont séparés par des terrasses. Seuls quelques reliquats de la pente moyenne persistent formant des éperons en bas de pente (fig. 2.3B). Dans la partie occidentale la pente moyenne est affectée par deux glissements directement juxtaposés à l'ouest des canyons. Des incisions linéaires associées aux monts carbonatés d'eau froide sont également visibles à l'extrémité ouest de la zone et sont interprétées comme les cicatrices d'ancien glissement partiellement recouvert (fig. 2.1 et 2.3B).
- La pente inférieure commence entre 800 m et 1000 m de bathymétrie et présente une inclinaison inférieure à 0,5°. Dans la partie orientale, elle est marquée par un ensemble de sillons distributaires s'initiant à l'embouchure des canyons et se poursuivant jusqu'à 1100 m de bathymétrie. Ces sillons distributaires se terminent sur des zones en dépôt partiellement confinées par des escarpements distaux pouvant atteindre une hauteur de 50 m (fig. 2.1 et 2.3B).

B. DISTRIBUTION SEDIMENTAIRE ACTUELLE

L'étude de la répartition des sédiments de surface le long de la pente nord de LBB peut être réalisée à partir des données acoustiques de l'imagerie EM302 et du sondeur à sédiment 3,5 kHz. Ces données indirectes sur la nature du fond marin peuvent être ensuite calibrées avec les informations lithologiques ponctuelles accessibles à partir des 15 carottages Kullenberg de la mission Carambar (2010) et de 7 carottages et 3 bennes de la mission Carambar 1.5 (2014). L'ensemble de cette étude permet de mieux comprendre la répartition des sédiments de surface et de proposer des premières interprétations sur la dynamique et les processus sédimentaires actuels.

1. Analyse des faciès acoustiques EM302

L'imagerie acoustique indique un indice de réverbération du fond marin caractéristique d'une lithologie ou d'un état de consolidation voire de lithification des premiers centimètres de sédiment. Ces données sont obtenues avec le sondeur multifaisceaux EM302 et permettent d'établir une carte de réflectivité à une résolution spatiale de 5 m (fig. 2.4).

Il est possible d'établir des faciès acoustiques de l'imagerie EM302 à partir de l'intensité relative de la réflectivité du fond marin. Dans cette étude les fortes réflectivités sont représentées en noir tandis que les faibles réflectivités sont représentées en blanc. Quatre niveaux de réflectivité (notés de A à D) sont utilisés pour décrire les faciès : très forte (A), forte (B), moyenne (C) et faible (D) (fig. 2.5). Les faciès sont ensuite classés selon leur degré d'hétérogénéité et dans certains cas par leurs motifs (panaché ou tacheté). La carte de réflectivité permet également l'identification de structures sédimentaires de surface et de caractériser certains éléments architecturaux.

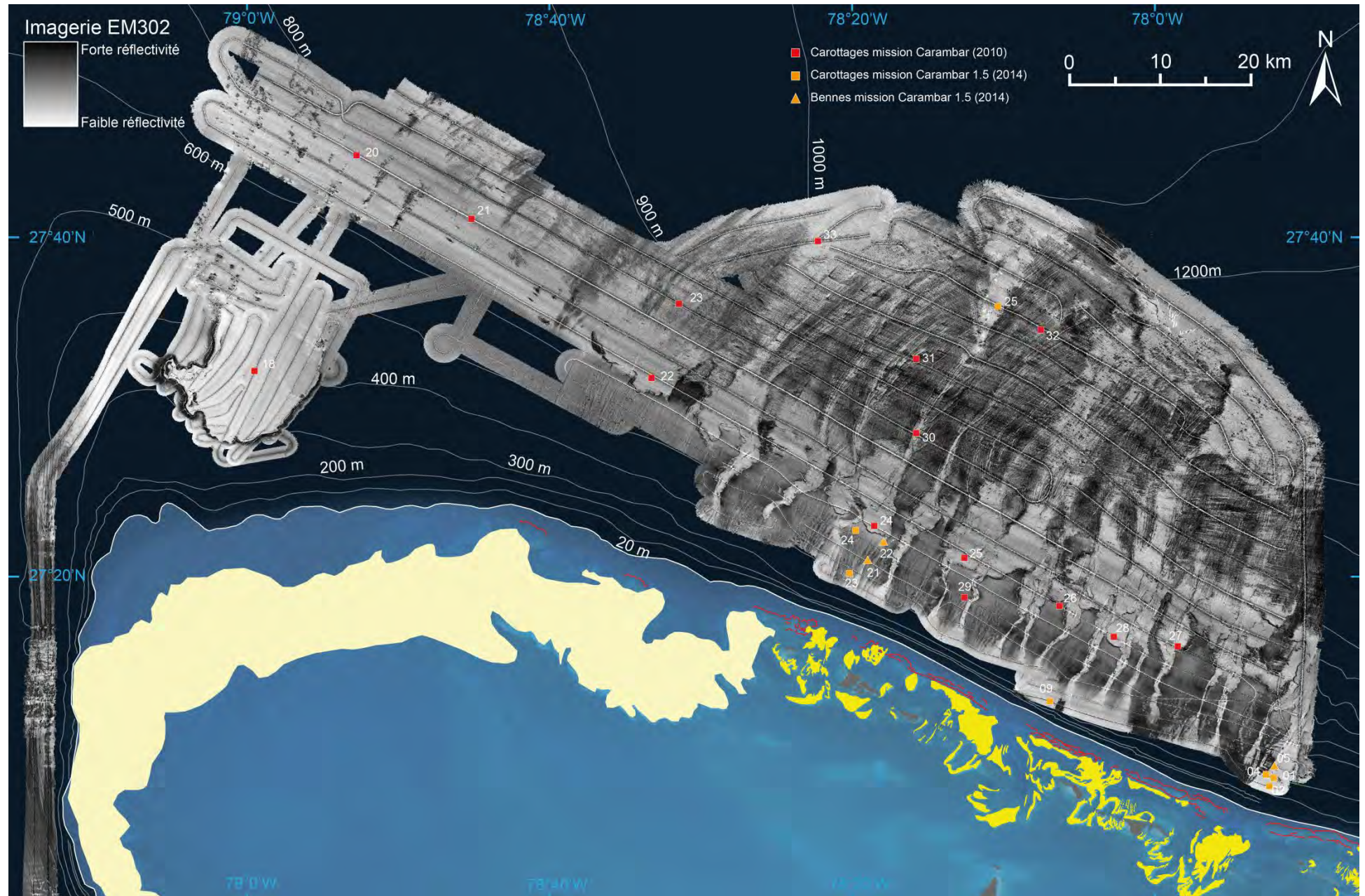
- *Les faciès de très forte (A) à forte (B) réflectivité*

Les faciès de très forte et forte réflectivité homogène (A.I et B.I) couvrent la quasi-totalité de la pente supérieure et de la pente moyenne orientale au niveau des interfluves (fig. 2.6).

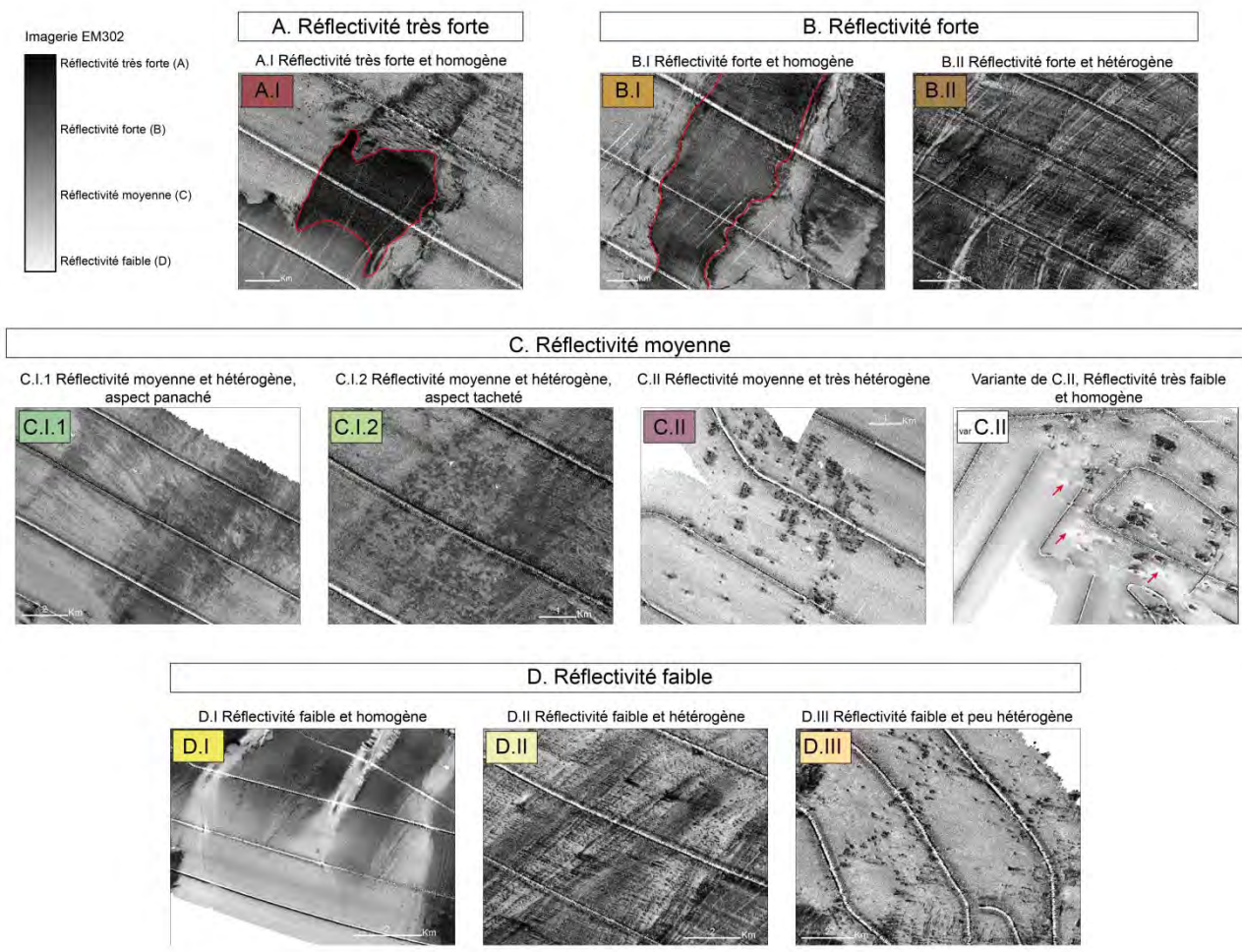
- Le faciès A.I est présent plus particulièrement autour de la cicatrice d'arrachement du MTC, sur la pente moyenne entre le glissement 1 et le canyon 3 et localement à la limite de l'*uppermost slope* – pente supérieure à l'extrémité sud-est de la zone d'étude.
- Le faciès B.I est présent sur la majeure partie de la pente non érodée, au-dessus de 1000 m de bathymétrie.

Le faciès B.II est visible uniquement sur la pente inférieure orientale. Son hétérogénéité résulte de la superposition de plusieurs structures sédimentaires : les sillons distributaires (S.4) et des structures linéaires de direction N300° à N270° (S.5) (fig. 2.5 et 2.6).

Figure 2.4 (page suivante) : Carte d'imagerie acoustique EM302 à 5 m de résolution. Localisation des carottages Kullenberg (carrés rouges) de la mission Carambar (2010) et des 7 carottages (carrés oranges) et 3 bennes (triangles oranges) de la mission Carambar 1.5 (2014).



FACIÈS ACOUSTIQUE DE L'IMAGERIE EM302



STRUCTURES SÉDIMENTAIRES

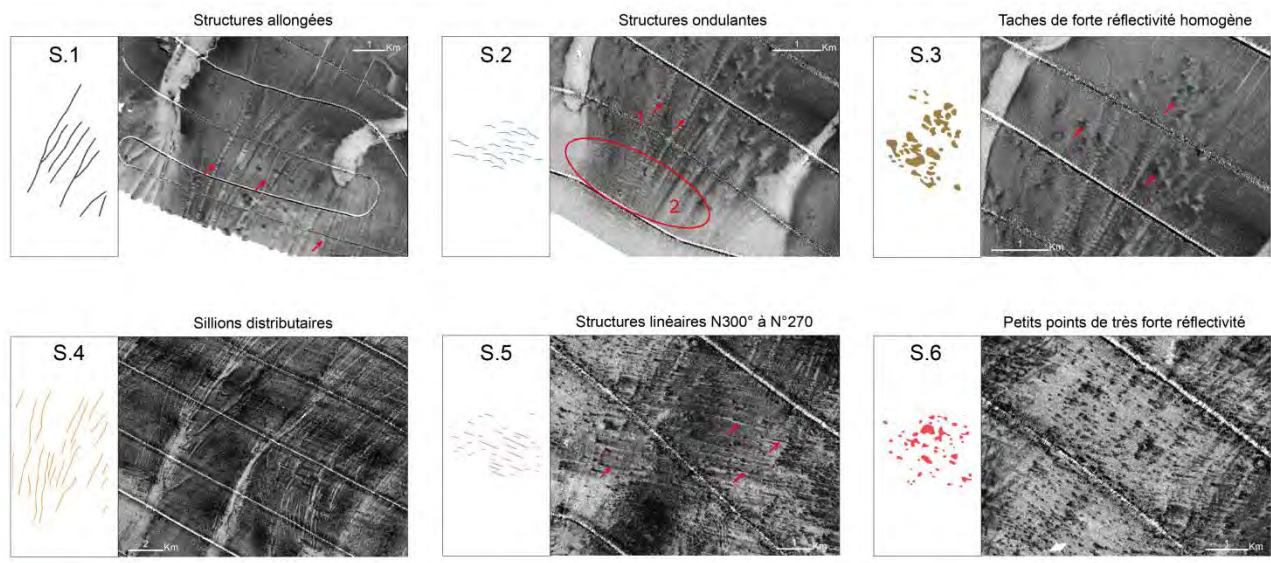
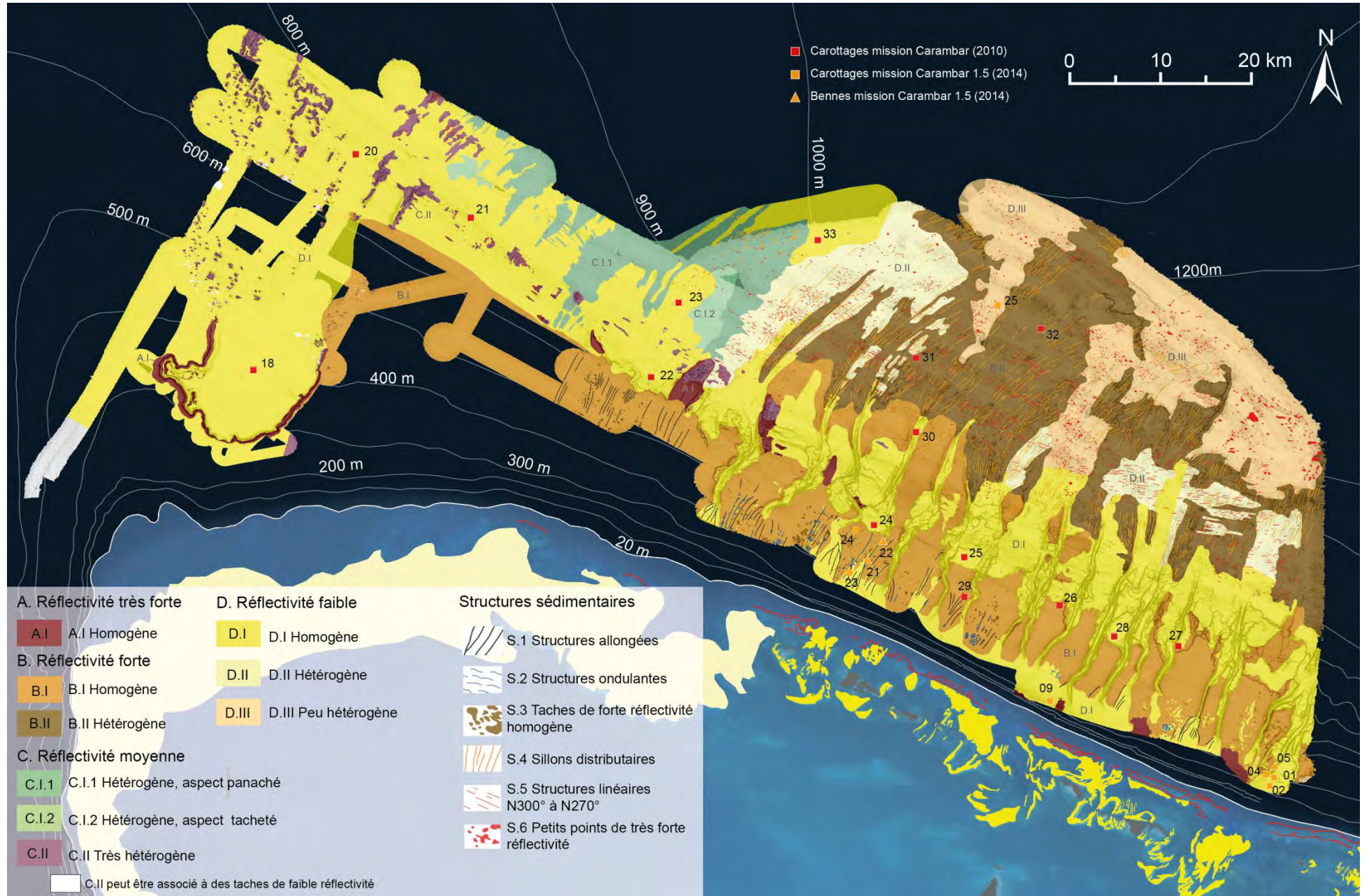


Figure 2.5 : Classification des faciès d'imagerie acoustique EM302.

Figure 2.6 (page suivante): Cartographie des faciès de l'imagerie acoustique EM302. En arrière fond la carte de pente permet de visualiser les principaux éléments architecturaux.



▪ *Les faciès de moyenne réflectivité (C)*

Les faciès de réflectivité moyenne et hétérogène (C.I.1 et C.I.2) sont majoritairement situés sur la pente inférieure occidentale (fig. 2.6).

- Le faciès C.I.1 présente une alternance de bandes de réflectivités claires et sombres induisant un aspect panaché. Il s'étend selon une direction principale NNE-SSW avec un étalement des sédiments suivant une direction secondaire N300° (fig. 2.5).
- Le faciès C.I.2 est très local, il se situe en face des incisions rectilignes et du glissement n°1 et présente un aspect tacheté avec des petites taches circulaires de 50 à 300 m de diamètre de réflectivité sombre sur un fond clair (fig. 2.5).

Le faciès C.II montre des points de très forte réflectivité sur un faciès de réflectivité moyenne (fig. 2.5) et peut être juxtaposé à de petites taches blanches de très faible réflectivité (variante C.II, fig. 2.5). Il est situé principalement dans l'extrémité ouest de la zone d'étude.

▪ *Les faciès de faible réflectivité (D)*

Le faciès D.I est le faciès dominant. Il se retrouve à plusieurs endroits de la zone d'étude (fig. 2.6) :

- Il constitue la majeure partie de l'extrémité ouest, progradante vers le nord.
- Il est présent dans la partie distale de la partie occidentale en dessous de 800 m de bathymétrie.
- Il est également localisé sur l'*uppermost slope* où il s'oriente vers les canyons.
- Enfin, il est présent à l'intérieur des canyons et des interfluves à partir du canyon n°6.

Plus des 2/3 des carottages Kullenberg de la mission Carambar sont situés dans le faciès de réflectivité D.I. Ces derniers indiquent sur les premiers centimètres, des sédiments dominés par une granularité silto-argileuse (table 1).

Le faciès D.II se situe le long de la pente inférieure. Il s'étend principalement dans la direction de la pente mais il peut également localement s'étaler perpendiculairement à celle-ci selon une direction N270°. Tout comme le faciès B.II, l'hétérogénéité de ce faciès est le résultat de la présence des structures sédimentaires S.4 et S.5 (fig. 2.5 et 2.6).

Le faciès D.III est présent sur la pente inférieure distale à partir de 1100 m de bathymétrie. Il se situe dans la continuité des sillons distributaires (S.4) et se répartit sur trois zones de dépôts avec une forme en éventail et orientées dans le sens de la pente (fig. 2.4 à 2.6). Ce faciès est marqué par des petits points de très forte réflectivité plus ou moins réguliers (S.6). Le faciès D.III est calibré par la carotte CARGC-25 de la mission Carambar 1.5 qui indique un sable moyen à grossier avec des débris coquilliers, de nombreux foraminifères et des ptéropodes.

▪ *Les structures sédimentaires*

Les structures allongées (S.1) sont des dépressions de 1 à 4 m présentes sur la pente supérieure en amont des canyons et soulignées par une faible réflectivité (fig. 2.5). Les bennes CARG-21 et 22 de la mission Carambar 1.5 indiquent la présence de boue de péri-plate-forme avec de nombreux éléments grossiers. Ces structures semblent être des zones de transit sédimentaire vers les incisions linéaires des canyons ou les glissements.

Les structures ondulantes (S.2) sont également présentes sur la pente supérieure à l'intérieur de structures allongées ou en amont de ces dernières (fig. 2.5). La carotte CARSGC-23 indique de la boue de péri-plate-forme avec des éléments grossiers. Ces objets peuvent être interprétés comme des petites dunes sédimentaires montrant une crête perpendiculaire à la pente et par conséquent une direction de transport dans le sens de la pente. Il peut s'agir également, dans les zones les plus pentues, de figures de fluage.

Des taches de très forte réflectivité (S.3) avec un relief positif sont également observées sur la pente supérieure (fig. 2.5). Elles se caractérisent par un relief positif avec un diamètre de 50 m à 400 m. La carotte CARKS-29 pénètre l'une de ces structures d'environ 5 m de haut et indique la présence de clastes grossiers supérieurs à 2 cm (table 1). Ces structures peuvent être interprétées comme des blocs s'étant détachés de l'*uppermost slope*.

Les sillons distributaires (S.4) sont observables sur la carte bathymétrique à l'embouchure des canyons mais du fait de leur faible profondeur ces sillons sont davantage identifiable sur l'imagerie EM302 car ils sont soulignés par une faible réflectivité (fig. 2.5). Les carottes CARKS-31 et 32 positionnées à l'intérieur de ces sillons montrent à leur top une dominante sableuse (table 1).

Les structures linéaires d'orientation N°300 à N°270 (S.5) sont visibles en dessous de 1000 m de bathymétrie dans la partie orientale de la zone d'étude. Ces structures sont soulignées par une très forte réflectivité (fig. 2.5). Elles sont interprétées comme le résultat du passage du courant des Antilles le long de la pente inférieure.

Des petits points de très forte réflectivité (S.6) sont bien visibles dans le faciès D.III le long de la pente inférieure (fig. 2.5). Leurs diamètres varient entre 50 et 300 m et ils correspondent à des irrégularités du fond marin des reliefs soit positifs soit négatifs.

Nom de la carotte	Classe de granulométrie (%)			Type
	Argile (0-4 µm)	Silt (10-63 µm)	Sable (>63 µm)	
18	11-19	20-52	32-67	Silt sableux à sable silteux
20	27-42	34-52	13-29	Boue silteuse
21	33-39	50-54	10-15	Boue silteuse
22	46-53	41-45	5-8	Boue silteuse
23	20-31	20-33	36-60	Boue sableuse à sable silteux
24	40-44	43-46	12-17	Boue silteuse
25	44-49	41-50	7-11	Boue à boue silteuse
26	34-53	19-43	17-45	Boue silteuse à sableuse + nodule de boue à 20 cm
27	29-53	27-43	7-39	Boue silteuse à boue sableuse
28	39-49	42-49	6-12	Boue silteuse
29				Clastes entre 2 et 7cm de diamètre
30	18-35	18-34	31-63	Boue sableuse
31	7-18	9-27	58-84	Sable silteux à sable
32	25-28	21-29	45-51	Boue sableuse
33	12-26	16-33	44-69	Sable silteux

Table 1 : Classe de granulométrie selon le diagramme ternaire (Stow et al., 2013) des trente premiers centimètres des carottes sédimentaires Kullenberg de la mission Carambar (L. Chabaud, thèse en cours). Ici le terme de boue remplace le terme anglophone « mud ». Localisation des carottes figure 2.6.

Interprétation de l'imagerie acoustique EM302 :

Selon les concepts classiques utilisés pour l'interprétation des données acoustiques de surface, les sédiments argileux ou hémipélagiques sont considérés comme plus absorbants pour les ondes acoustiques que les sédiments sableux ou graveleux. Cependant l'interprétation de la carte de réflectivité peut se révéler plus complexe car les contrastes de réverbération du fond marin peuvent varier en fonction de la lithologie, et surtout de la porosité, mais également en fonction de l'hétérogénéité du sédiment, de l'état d'induration, de la teneur en eau, de la rugosité du fond marin ou des structures sédimentaires (Unterseh, 1999).

Dans le cas d'étude de la pente nord de LBB, les faciès de faible réflectivité (D) peuvent à la fois correspondre à une boue carbonatée, à un sable fin à très fin (CARKS-31 et 32) ou à un sable moyen à grossier (CARSGC-25) (table 1). En conséquence, un fond très absorbant n'est pas synonyme d'un seul type de lithologie car la relation entre réflectivité et lithologie est plus ambiguë. En effet, d'autres études montrent que des valeurs de faible réflectivité sont observables dans les lobes sableux du Golfe de Cadix (Hanquiez et al., 2010) ainsi que les lobes du Var (Bonnell, 2005) et les chenaux distributaires des lobes du Zaïre (Babonneau, 2002). Unterseh (1999) interprète cela comme des conditions *in situ* particulières induites par des phénomènes de surpression interstitielle dans des dépôts gravitaires récents. Dans le cas de la pente nord de LBB, les faciès de faible réflectivité sont donc caractéristiques d'un dépôt de boue carbonatée non indurée ou d'un dépôt gravitaire récent à l'origine des remplissages des sillons distributaires et de formation de nappe d'épandage sur la pente inférieure.

Les faciès de forte réflectivité (A et B) sont très peu échantillonnés sur la zone d'étude. En effet, il s'agit le plus souvent d'un faciès très grossier ou très induré dans lequel le carottage gravitaire est difficile. La carotte CARKS-26 montre cependant un faciès de boue de péri-plate-forme avec des niveaux noduleux plus indurés. Cela tend à confirmer l'existence de différents stades d'induration sur la pente non érodée au-dessus de 1000 m de bathymétrie (Mullins et al., 1984). Ces notions pourront être précisées grâce à l'analyse des données du sondeur de sédiment 3,5 kHz (Chirp).

Les faciès de réflectivité moyenne (C) semblent correspondre à des figures ou des structures sédimentaires. Le faciès panaché C.I évoque un plaquage sableux ou une zone plus indurée en étalement tandis que le faciès tacheté C.II rappelle des figures ondulantes de type dunes ou rides sédimentaires d'une hauteur inférieure à 2 m (en dessous de la résolution verticale en bathymétrie). Malheureusement, du fait de l'absence de prélèvements, ces deux faciès ne peuvent pas être calibrés avec un faciès sédimentaire et les interprétations proposées restent équivoques.

Enfin le faciès C.III est interprété comme résultant de la présence de structures en relief (jusqu'à 70 m de hauteur) interprétées comme des monts carbonatés d'eau froide du fait de leur morphologie atypique et de leur présence avérée dans la zone d'étude (Mullins et al., 1984 ; Messing et al., 1990 ; Correa et al., 2012). Ces objets seront plus amplement détaillés dans le chapitre suivant.

2. Analyse des échofaciès du sondeur de sédiment, 3,5 kHz (Chirp)

Le sondeur de sédiment est une méthode de sismique réflexion à très haute résolution permettant de visualiser les géométries sédimentaires entre 0 et 75 m de profondeur sous le fond marin avec une résolution verticale de 25 à 50 cm en fonction de la nature du sédiment et de son état de consolidation. La correspondance temps-profondeur est effectuée avec une vitesse de 1,7 km.s⁻¹ (Austin et al., 1986). Les profils sismiques obtenus permettent alors de compléter les informations de surface données par la carte de réflectivité sur les premiers centimètres de sédiments uniquement. Les données de Chirp ont une résolution spatiale suffisante pour permettre une calibration des échofaciès avec la lithologie type des carottes de surface.

Les échofaciès rencontrés peuvent être ordonnés selon la continuité spatiale et la géométrie des réflexions. Dans cette étude 11 échofaciès sont identifiés et groupés selon 5 grandes classes (notées I à V, fig. 2.7) : lités continus ou distincts (I.1, I.2 et I.3), lités discontinus ou indistincts (II.1 et II.2), hyperbolique (III.1), combinés (IV.1, IV.2 et IV.3) et transparent (V.1 et V.2). La correspondance avec les échofaciès de Mullins et al. (1979 et 1984) décrits dans la partie 1 (fig. 1.57) est donnée figure 2.7.

Les échofaciès sont cartographiés le long des profils sismiques et ensuite interpolés de proche en proche de manière à obtenir une cartographie continue de leur répartition spatiale dans la zone d'étude (fig. 2.8).

▪ Les échofaciès lités continus ou distincts (I)

Les échofaciès lités continus montrent une réflexion du fond marin nette ainsi que des réflexions sous-jacentes distinctes et parallèles entre elles (fig. 2.7).

- L'échofaciès de type I.1 est caractérisé par une très bonne pénétration du signal dans le sédiment pouvant atteindre 10 à 60 m de profondeur. Après 60 m, les réflexions diminuent en amplitude du fait de l'atténuation du signal. Ce faciès est présent dans l'extrémité nord-ouest de la zone d'étude et dans la majeure partie des terrasses des canyons.
- L'échofaciès de type I.2 pénètre moins profondément, entre 5 et 15 m de profondeur et présente une base nette, de forte amplitude, qui isole le faciès lité continu d'un faciès sous-jacent diffus. Ce faciès se situe sur quelques terrasses et à certaines embouchures de canyon. Il est également présent à l'extrémité est de la zone d'étude au niveau d'une des zones distales en dépôt.

Ces deux échofaciès sont très bien calibrés par les carottes de la mission Carambar (2010) car ils concernent presque la moitié des prélèvements. Les carottes indiquent pour ces deux types d'échofaciès un faciès de boue de péri-plate-forme non indurée et bioturbée avec des intervalles plus grossiers de 1 à 10 cm pouvant être corrélés aux réflexions subparallèles de forte amplitude (table 2).

- Enfin l'échofaciès de type I.3 montre quelques réflexions peu marquées dans un ensemble transparent. Ce faciès est localisé uniquement sur la pente supérieure en amont des canyons et à l'intérieur du MTC. Il présente dans son ensemble une faible pénétration, entre 1 et 5 m, mais peut atteindre 20 m dans la partie la plus proximale de la zone d'étude à 150 m de bathymétrie sur l'*uppermost slope*. Les carottes CARGC-01, 02 et 09 prélevées lors de la mission Carambar 1.5 indiquent un faciès de boue de péri-plate-forme (table 2).

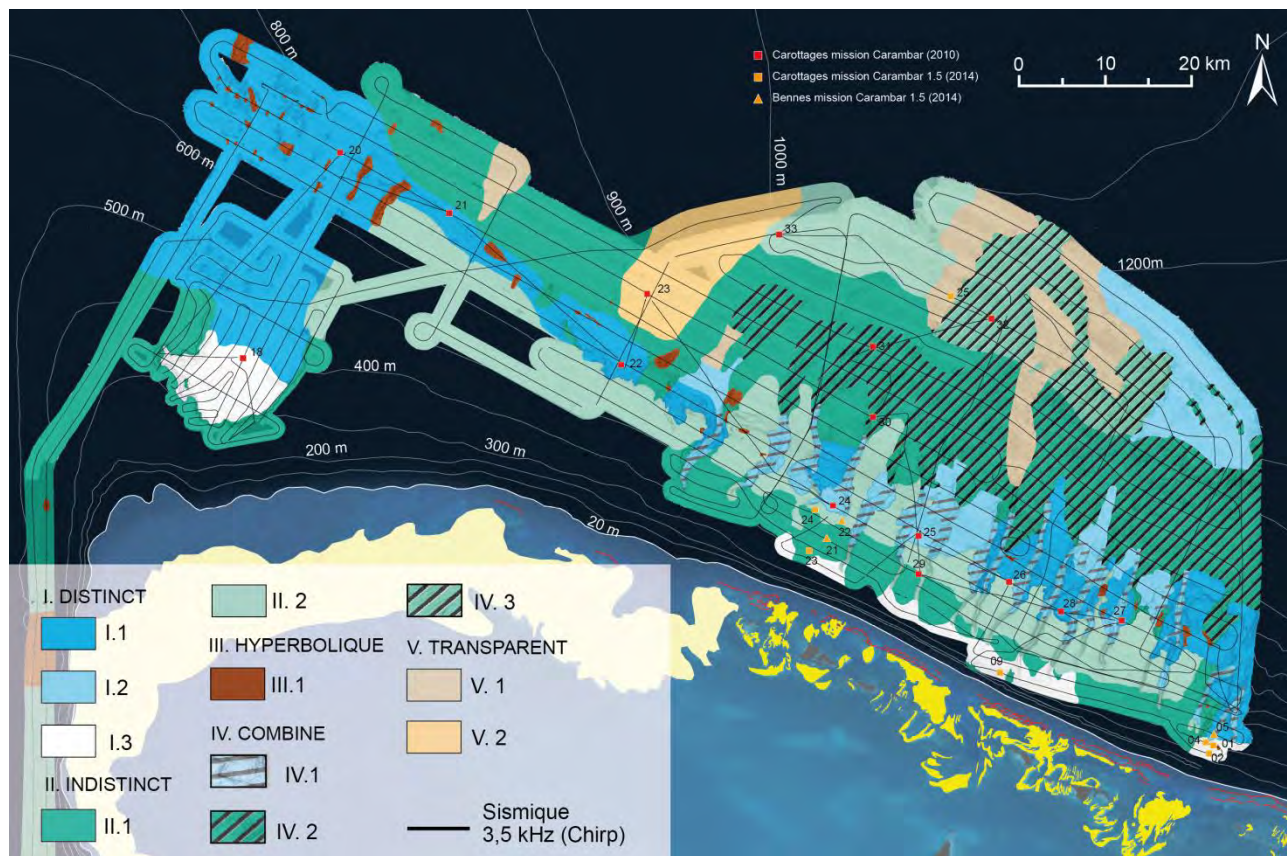
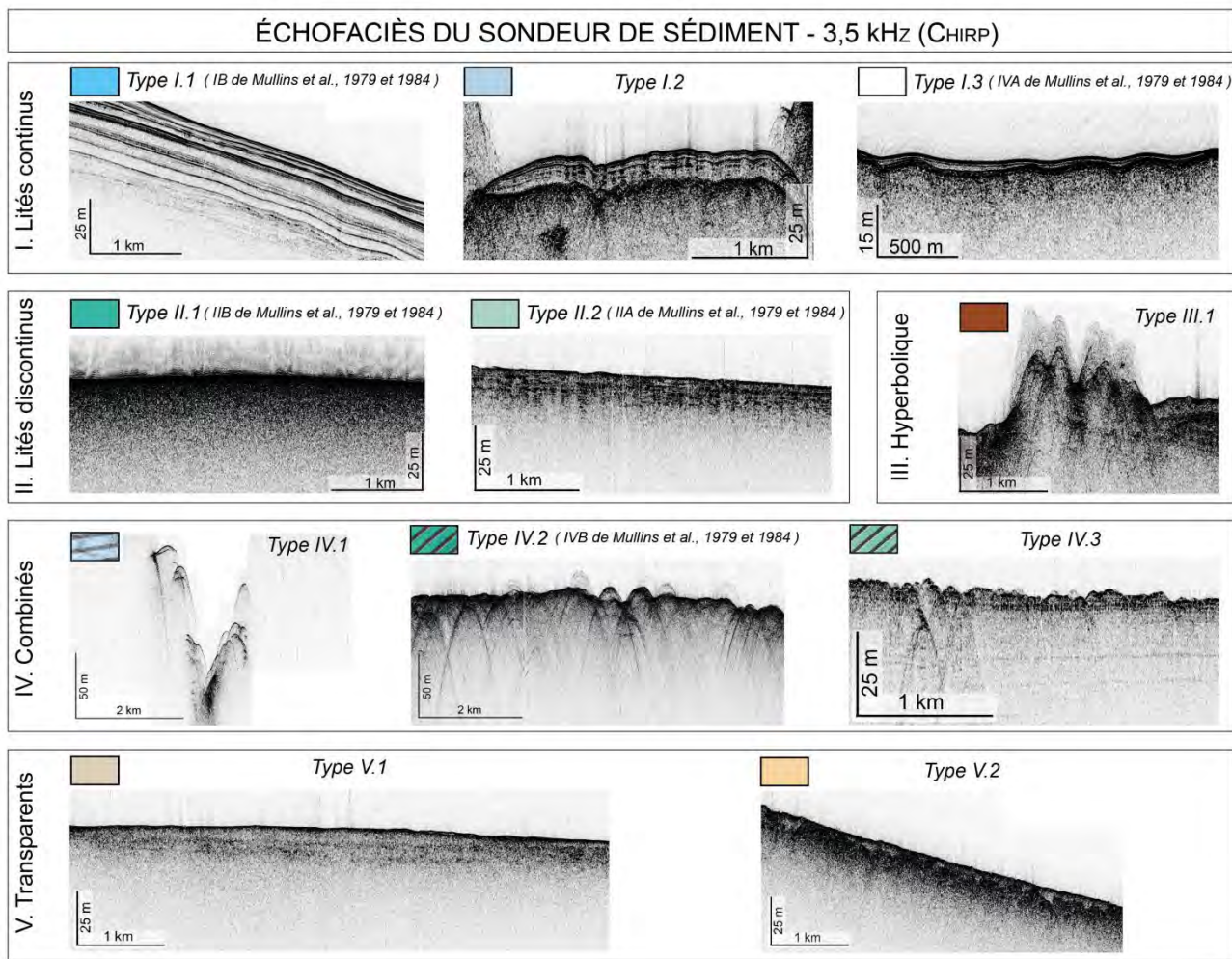


Figure 2.7 (page précédente) : Classification des échofaciès du sondeur de sédiment 3,5 kHz (Chirp) de la zone d'étude avec les équivalences des échofaciès définis par Mullins et al., (1979 et 1984).

Figure 2.8 (page précédente): Cartographie des échofaciès du sondeur de sédiment 3,5 kHz (Chirp). En arrière fond la carte de pente permet de visualiser les principaux éléments architecturaux.

▪ Les échofaciès lités discontinus ou indistincts (II)

Les échofaciès indistincts sont caractérisés par une réflexion du fond marin très nette en dessous de laquelle le signal ne pénètre que faiblement dans le sédiment et présente deux types de réflexions sous-jacentes caractéristiques de deux échofaciès distincts (fig. 2.7).

- L'échofaciès de type II.1 montrent des réflexions sous-jacente diffuses. Ce faciès est présent sur la pente supérieure au-dessus de 500 m de bathymétrie et sur la pente inférieure jusqu'à 1100 m de bathymétrie. Il n'y a pas de carotte pour calibrer cet échofaciès. Cependant d'après les premières interprétations de l'imagerie acoustique EM302 et des précédentes études (faciès IIB de Mullins et al., 1984) ce faciès semble correspondre à des surfaces très indurées de type *hardground* synonyme d'une période de non dépôt.
- L'échofaciès de type II.2 est caractérisé par des réflexions litées frustres discontinues qui semblent parallèles entre elles. Ce faciès est localisé dans la continuité de l'échofaciès II.1 que ce soit sur la pente supérieure en-dessous de 500 m de bathymétrie (fig. 2.9) ou sur la pente inférieure en-dessous de 1100 m de bathymétrie (fig. 2.10). Dans sa partie proximale le faciès II.2 peut être calibré par la carotte CARKS-26 et dans sa partie distale par la carotte CARKS-33. La carotte CARKS-26 correspond à de la boue contenant des nodules lithifiés, tandis que la carotte CARKS-33 montre de la boue de péri-plate-forme très bioturbée avec des niveaux riches en argile (table. 2).

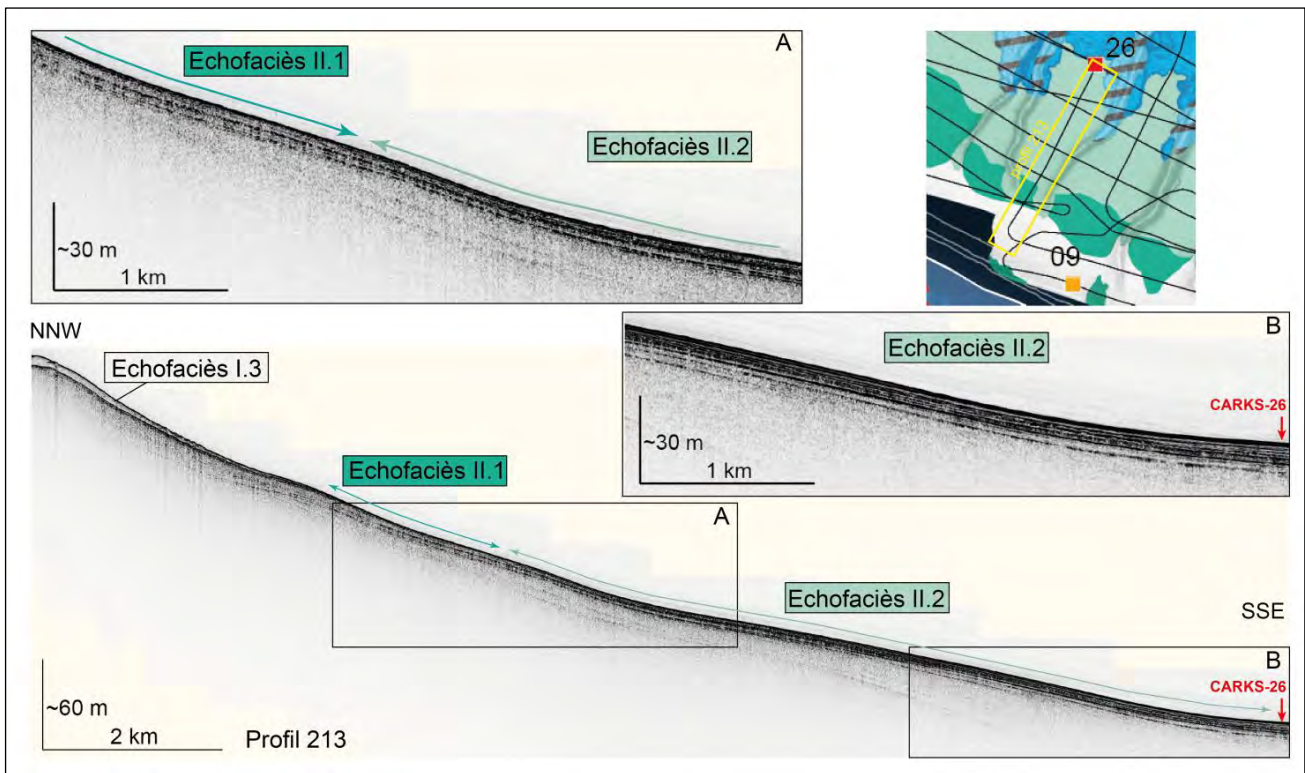


Figure 2.9 : Illustration de la transition entre les échofaciès II.1 et II.2 le long de pente supérieure. La transition de faciès à lieu entre 450 et 500 m de bathymétrie.

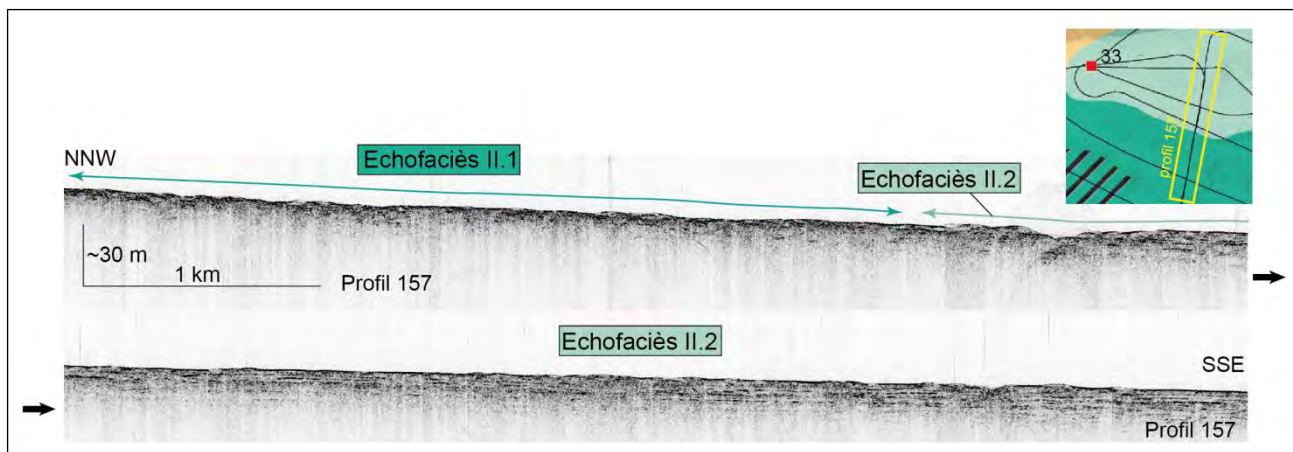


Figure 2.10 : Illustration de la transition entre les échofaciès II.1 et II.2 le long de pente inférieure. Dans ce cas, la transition de faciès est à environ 1100 m de bathymétrie.

▪ Les échofaciès hyperboliques (III)

L'échofaciès III.1 est caractérisé par de grandes hyperboles irrégulières superposées avec un aspect diffus associées à des réflexions hyperboliques de plus forte amplitude (fig. 2.7). Ces types d'hyperboles sont identifiés au niveau des monts carbonatés d'eau froide.

▪ Les échofaciès combinés (IV)

Les échofaciès combinés correspondent à un mélange des trois groupes de faciès précédents, lité continu, lité discontinu et hyperbolique (fig. 2.7).

- L'échofaciès IV.1 correspond à un faciès hyperbolique recouvert par un faciès avec quelques réflexions dans un ensemble transparent (échofaciès I.3). Cet échofaciès est présent dans le talweg des canyons où l'aspect hyperbolique est causé par les reliefs très escarpés. La benne CARG-05 prélevée dans le canyon 18 montre la présence de boue de péri-plate-forme (table 2).
- L'échofaciès IV.2 est la combinaison d'un faciès hyperbolique et du faciès diffus II.1. Ce faciès, présent en dessous de 950 m de bathymétrie, montre des hyperboles très irrégulières, cette fois-ci caractéristiques de l'irrégularité du fond marin entrecoupé, entre autres, par les sillons distributaires dans ce secteur. Les carottes CARKS 30 et 31 font moins de 4 m de long et sont prises respectivement à l'embouchure du canyon 4 et dans un sillon distributaire. De ce fait elles sont peu représentatives de la lithologie générale qui caractérise cet échofaciès.
- L'échofaciès IV.3 est la combinaison d'un faciès hyperbolique et du faciès diffus II.2. Tout comme le faciès précédent l'aspect hyperbolique résulte d'un fond marin très irrégulier dans cette partie de la zone d'étude. La carotte CARKS-32 indique de la boue de péri-plate-forme avec des niveaux riches en argile (table 2).

▪ Les échofaciès transparents (V)

Les faciès transparents se caractérisent par une réflexion du fond marin très marquée et continue et une forme de lentille. La variabilité de la base du corps transparent permet de distinguer deux échofaciès.

- L'échofaciès de type V.1 présente, à la base du corps lenticulaire, des réflexions peu marquées dans un ensemble diffus. Ce faciès est présent sur la partie distale de la pente inférieure au niveau des zones de dépôt. Il est calibré par la carotte CARGC-25 de la mission Carambar 1.5 qui indique un sable moyen à grossiers avec des débris coquilliers, de nombreux foraminifères et des ptéropodes (table.2).
- En revanche l'échofaciès de type V.2 montre à la base du corps lenticulaire une limite érosive séparant le corps transparent de l'unité sous-jacente diffuse. Ce faciès est présent uniquement en face du glissement n°1. Dans ce cas, l'échofaciès est calibré par la carotte CARKS-23 caractérisée par un intervalle de sable fin à moyen de 50 cm intercalé dans de la boue de péri-plate-forme (table.2).

Type	Faciès sédimentaires		Carottes et références
Distinct			
I.1	Boue de péri-plate-forme non indurée et bioturbée avec des intervalles plus grossiers entre 1 et 10 cm et niveaux riches en argile		CARKS-20-21-22-27-28
I.2	Boue de péri-plate-forme non indurée et bioturbée avec des intervalles plus grossiers entre 1 et 10 cm et niveaux riches en argile		CARKS-24 et 25
I.3	Boue de péri-plate-forme non indurée		CARGC-01, 02 et 09 (Carambar 1.5)
Indistinct			
II.1	<i>Hardground</i>		Mullins et al., 1984
II.2	Proximal	Boue de péri-plate-forme avec un niveau induré à 20 cm au sommet	CARKS-26
	Distal	Boue de péri-plate-forme bioturbée avec des niveaux riches en argile	CARKS-33
Hyperbolique			
III.1	Monts carbonatés d'eau froide		Mullins et al., 1984; Messing et al., 1990
Combinés			
IV.1	Boue de péri-plate-forme non indurée		CARG-05 (Carambar 1.5)
IV.2	Présence de sable très fin à fin dans les sillons distributaires		CARKS-30 et 31
IV.3	Boue de péri-plate-forme avec niveaux riches en argile		CARKS-32
Transparent			
V.1	Sable moyen à grossier avec des débris coquilliers, de nombreux foraminifères et des ptéropodes		CARGC-25 (Carambar 1.5)
V.2	Boue de péri-plate-forme avec un intervalle de sable fin à moyen de 50 cm		CARKS-23

Table 2 : Faciès sédimentaires correspondants aux échofaciès de la zone d'étude. Pour la localisation des carottes voir la figure 2.8.

3. Synthèse des données de surface

L'ensemble des observations réalisées à partir des données acoustiques et lithologiques peuvent être résumées dans une classification intégrée (fig. 2.11) qui permet d'établir une carte interprétative de la répartition des sédiments de surface (fig. 2.12).



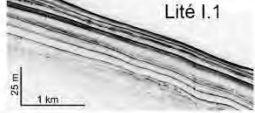

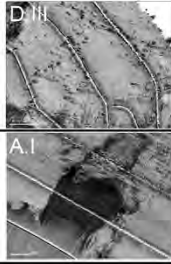
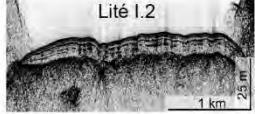

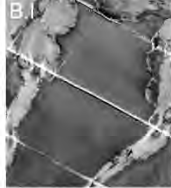





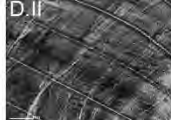



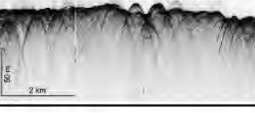

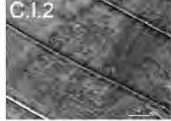





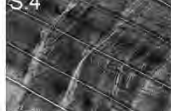
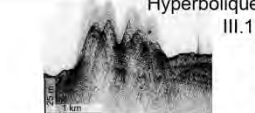


Faciès	Description	Imagerie EM302	Chirp	Interprétation
① 	- Boue de péri-plate-forme non indurée et bioturbée. - Dépôt entre 10 et 60 m d'épaisseur. - Présent à l'extrémité NO et sur les terrasses des canyons.			Sédimentation hémipélagique associée à l'export de boue carbonatée produite sur la plate-forme. L'accumulation se fait principalement à l'extrémité NO de la zone orientée sous le vent et à l'intérieure des canyons et des glissements le long de la pente moyenne.
② 	- Boue de péri-plate-forme non indurée et bioturbée. - Dépôt entre 5 et 15 m d'épaisseur définit par une surface basale nette. - Présent sur les terrasses des canyons.			Sédimentation hémipélagique associée à l'export de boue carbonatée produite sur la plate-forme et accumulée en haut de pente. Correspond à la couverture sédimentaire d'âge holocène identifiée par Rankey et Doolittle, 2012.
③ 	- Boue de péri-plate-forme non indurée et bioturbée. - Dépôt entre 1 et 5 m d'épaisseur définit par une surface basale nette. - Présent sur la pente supérieure au dessus de 450 m de bathymétrie.			Accumulation de sables issus de l'érosion intra-pente et transportés sur une courte distance et/ou dépôts de particules produites dans la colonne d'eau.
④ 	- Niveau très induré de <i>hardground</i> - Autour des bordures des glissements et des canyons et localement au dessus de 450 m de bathymétrie			Surfaces très indurées consolidant des structures en érosion.
⑤ 	- Niveau induré de <i>hardground</i> - Présent sur la pente supérieure au dessus de 500 m et sur la pente inférieure au dessus de 1100 m.			Surface de <i>hardground</i> résultant soit d'un arrêt de la sédimentation ou d'un fort courant de fond et d'une constitution minéralogique induisant une cimentation précoce.
⑥ 	- Boue avec nodules indurés - <i>nodular ooze</i> - Evolution distale du faciès de <i>hardground</i> , présent en dessous de 500 m et de 1100 m de bathymétrie.			Faciès de <i>nodular ooze</i> résultant soit d'un faible taux de sédimentation ou d'un courant de fond et une constitution minéralogique induisant une cimentation précoce de moindre intensité que le faciès 6.
⑦ 	- Aspect hétérogène en réflectivité présent sur la pente inférieure et principalement associés aux sillons distributaires.			Zone de dépôt en étalement en pied de pente.
⑧ 	- Aspect panaché en réflectivité, non calibré par prélèvement.			Zone de dépôt en étalement en pied de pente dans la partie occidentale pouvant être associée à un placage sableux ou une zone plus indurée.
⑨ 	- Aspect tacheté en réflectivité pouvant être interprété comme des <i>sediment waves</i> mais non calibré par prélèvement.			Structures pouvant être interprétées comme des <i>sediment waves</i> issus d'un courant de fond parallèle à la pente ou dans le sens de la pente.
⑩ 	- Monts carbonatés d'eau froide - Principalement présent à l'extrémité NO de la zone et sur les bordures des canyons.			Monts carbonatés d'eau froide mis en place sur des socles très indurés (ex: bloc en pied de glissement). Leur croissance est contrôlée par l'apport de nutriment par les courants de turbidité ou les courants de fond (Correa et al., 2012).
	- Sillons distributaires remplis de sables très fins à fins à ptéropodes. - Localisés sur la pente inférieure à l'embouchure des canyons.			Sillons remplis de sables de fin à très fin resédimentés et issus de l'érosion intra-pente.

Figure 2.11 : Classification intégrée des faciès de surface à partir des données d'imagerie acoustique EM302, du sondeur de sédiment 3,5 kHz (Chirp) et des prélèvements sédimentaires.

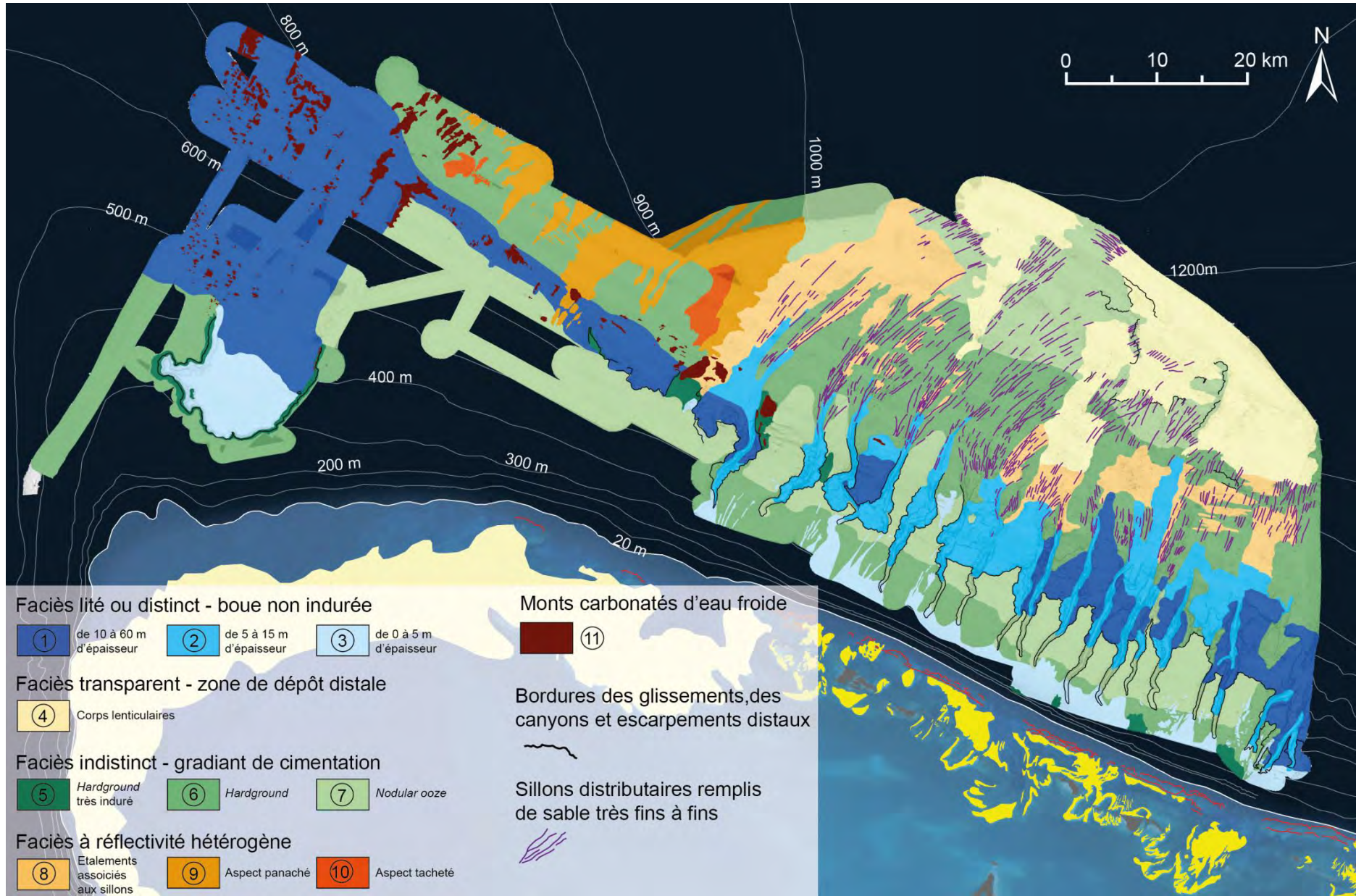


Figure 2.12 : Carte morpho-sédimentaire de la pente nord de LBB.

La carte de synthèse de la répartition des sédiments de surface (fig. 2.12) permet de discuter des premiers éléments d'interprétations sur la dynamique sédimentaire et les processus actuels le long de la pente. Quatre processus majeurs semblent contrôler la sédimentation dans la zone d'étude (fig. 2.13) : le transfert de boue venant de la plate-forme (*off-bank transport*) (1), la cimentation sous-marine (2), l'érosion intra-pente (3) et la remobilisation sédimentaire par les courants de fond (4).

(1) L'accumulation de boue de péri-plate-forme s'effectue principalement à l'extrémité nord-ouest de la zone d'étude et le long de la pente moyenne à l'intérieur des canyons et des glissements (faciès 1 et 2, fig. 2.11 et 2.12). L'absence de barrière récifale et la position sous le vent de l'extrémité nord-ouest de LBB peut expliquer un transfert majeur de boue carbonatée produite sur la plate-forme vers la pente induisant ainsi une progradation vers le nord de cette partie de la zone d'étude. Dans la partie orientale, l'*uppermost slope* en amont des canyons est une zone d'accumulation sur laquelle se développe une couverture sédimentaire boueuse d'âge holocène pouvant faire jusqu'à 20 m d'épaisseur (Rankey et Doolittle, 2012). Cette couverture sédimentaire *onlappe* la pente à 100 m de bathymétrie et se biseaute en partie distale sur la pente supérieure où elle a tendance à s'orienter vers les canyons (faciès 3, fig. 2.11 et 2.12). La géométrie de cette couverture sédimentaire et l'accumulation de boue dans les canyons supposent un remplissage des zones en dépression par des écoulements gravitaires boueux. L'initiation du transfert de boue de péri-plate-forme s'effectue probablement en bordure de plate-forme à la sortie des passes, lors des marées. Ensuite, en raison d'une forte inclinaison de la pente sur les deux premiers kilomètres (fig. 2.3) des écoulements gravitaires peuvent alors favoriser le transfert de boue vers le large. Une première rupture de pente à environ 300 m (limite *uppermost slope* – pente supérieure, fig. 2.3) est peut être à l'origine d'une diminution de la capacité de transport des écoulements boueux induisant ainsi une zone d'accumulation sédimentaire en bas de pente de l'*uppermost slope*. Une partie des écoulements gravitaires boueux semble se poursuivre vers la pente supérieure. Ceci est attesté par la présence de dépressions allongées et des *sediment waves* (S.1 et S.2, fig. 2.5 et 2.6) en amont des canyons. Enfin, à la faveur des talwegs de la partie linéaire des canyons, les écoulements boueux peuvent de nouveaux s'initier ou s'accélérer créant ainsi un axe de transfert de la boue vers des zones confinées (en érosion) le long de la pente moyenne.

(2) Au-dessus de 1000 m de bathymétrie, la pente à l'état d'équilibre montre des dépôts cimentés selon un gradient proximal-distal d'induration (faciès 5, 6 et 7, fig. 2.11 et 2.12). Entre 450 et 500 m de bathymétrie, des dépôts de *hardground* passent progressivement à des dépôts de *nodular ooze* (fig. 2.9). Ces observations, déjà réalisées lors de précédentes études (Heath et Mullins, 1984 ; Mullins et al., 1984) sont interprétées comme le résultat d'un potentiel diagénétique de la boue de péri-plate-forme et le vannage par les courants de fond. La boue de péri-plate-forme à proximité du banc est composée principalement d'aragonite et de calcite magnésienne (Ar et Ca-Mg) et possède un fort potentiel diagénétique. En s'éloignant du banc les pourcentages de minéraux métastables (Ar et Ca-Mg) diminuent à la faveur de la calcite (Ca) plus stable réduisant ainsi l'intensité de la cimentation sous-marine (Heath et Mullins, 1984). Le long de la pente inférieure, en dessous de 1100 m de bathymétrie, la même transition de faciès est observée (fig. 2.9). Dans ce cas ce changement d'induration pourrait être imputé plus particulièrement à un courant de fond présent en pied de pente entre 1000 et 1100 m de bathymétrie qui aurait pour conséquence de remobiliser les particules fines et d'accélérer la cimentation (fig. 2.13).

(3) A l'embouchure des canyons en dessous de 1000 m de bathymétrie, des sillons distributaires entaillent la pente inférieure sur 1 à 10 m de profondeur (S.4, fig. 2.5 et 2.6). Ces derniers sont remplis de sables fins à très fins à foraminifères et ptéropodes. A ce niveau aucun claste d'élément produit sur la plate-forme n'est visible. Ce sable est donc probablement issu d'un phénomène d'érosion intrapente à l'origine des canyons et des glissements. Le matériel arraché de la pente moyenne lors d'épisode d'érosion régressive transite dans les canyons et les sillons et peut atteindre des zones de dépôts plus distales (faciès 4, fig. 2.11 et 2.12). Des zones en étalement sont également visibles dans ce secteur (faciès 8, fig. 2.11 et 2.12) et peuvent être interprétées comme des nappes d'épandages récentes issus de glissement en masse déclenchés le long de la pente moyenne. Cependant aucun prélèvement sédimentaire ne permet de vérifier cette hypothèse. La morphologie des canyons et des glissements et leur modalité de mise en place ainsi que leur évolution seront discutées de manière détaillée dans le chapitre suivant.

(4) Enfin de nombreuses figures d'étalement sédimentaire, des structures linéaires (S.5 orientées N300° à N270°, fig. 2.5 et 2.6) ainsi que la présence d'intervalles argileux attestent de la présence d'un courant de fond entre 1000 et 1100 m de bathymétrie dans la partie orientale et 600 m et 900 m dans la partie occidentale. Ce courant a probablement une conséquence importante sur la remobilisation des particules fines à la sortie des canyons potentiellement redistribuées vers l'extrémité nord-ouest de la pente nord de LBB. De plus ce courant semble apporter les nutriments favorables à la croissance des monts carbonatés d'eau froide (faciès 11, fig. 2.11 et 2.12) particulièrement bien développés aux nord-ouest de la zone d'étude.

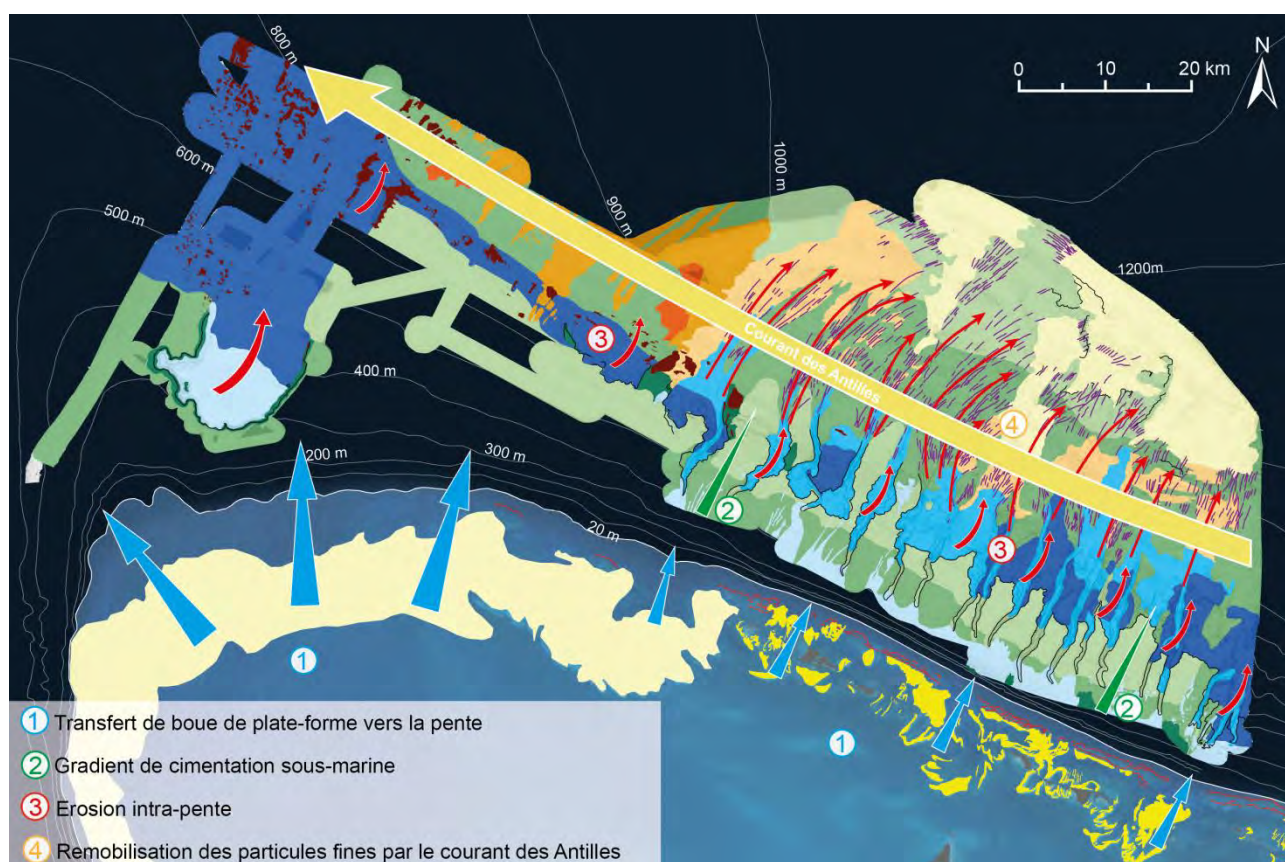


Figure 2.13 : Les quatre processus majeurs contrôlant la dynamique sédimentaire le long de la pente nord de LBB.

Les premiers éléments d'interprétation indiquent que la pente nord de LBB est régie par deux types d'écoulement : des écoulements le long de la pente (*downslope*) qui permettent l'export de la boue de plate-forme vers la pente et des écoulements parallèles à la pente (*alongslope*) qui semblent remobiliser les particules fines en bas de pente et les exporter vers l'extrémité nord-ouest progradante (fig. 2.13 et 2.14A et B).

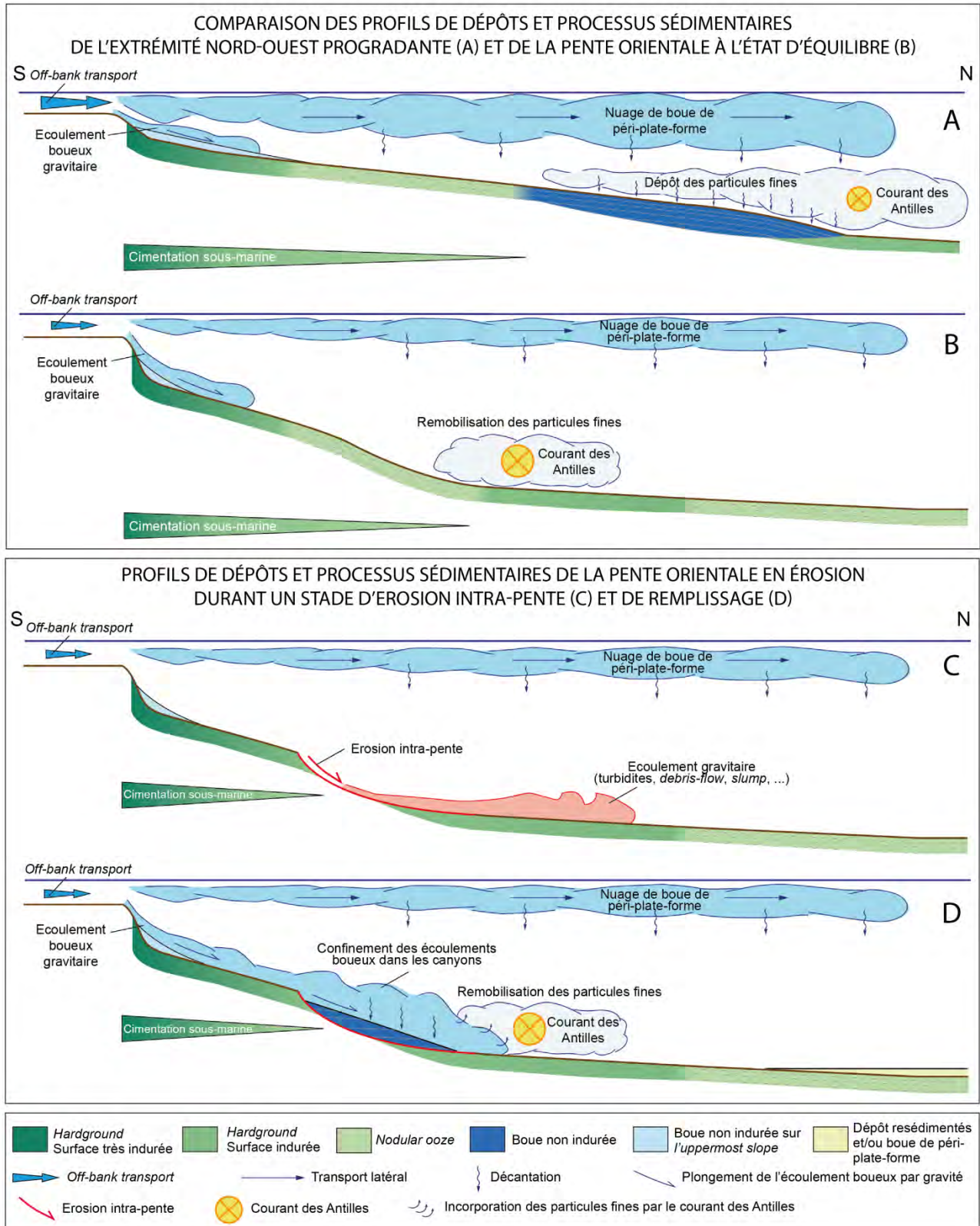


Figure 2.14 : Profils de dépôt et processus sédimentaires à l'extrémité nord-ouest progradante (A), sur la pente orientale à l'équilibre (B) et le long d'un profil de dépôt en érosion (C et D).

La différence morphologique entre la partie orientale en *by-pass* et la partie occidentale progradante est probablement induit par des variations majeures de flux sédimentaires et de capacité de transport de ces deux types d'écoulements d'est en ouest. En effet le transfert de boue carbonatée paraît beaucoup plus important à l'extrémité nord-ouest de LBB, du fait de sa position sous le vent (*leeward*) et l'absence de barrière récifale. De plus le courant des Antilles semble perdre de sa capacité de transport à l'extrémité nord-ouest permettant ainsi le dépôt des particules fines dans ce secteur (profils schématiques A et B, fig. 2.14).

Dans la partie orientale, les phénomènes d'érosion intra-pente induisent des changements importants dans la distribution sédimentaire de surface par rapport aux pentes à l'état d'équilibre. En effet, d'une part, l'érosion intra-pente permet la mise en place de dépôts gravitaires le long de la pente inférieure et d'autre part, les canyons résultants des glissements intra-pentes orientent par gravité les écoulements boueux à la faveur des talwegs. Ces écoulements confinés à l'intérieur des canyons sont alors des vecteurs de boue permettant le remplissage de ces zones en érosion (profils schématiques C et D, fig. 2.14).

CHAPITRE 2
-
LES ELEMENTS ARCHITECTURAUX

La pente nord de LBB présente une grande variabilité morphologique qui s'exprime par la présence de plusieurs types d'éléments architecturaux. Les pentes supérieure et moyenne sont caractérisées par des systèmes en érosion et en *by-pass* avec la formation de grands glissements dans la partie occidentale et de canyons sous-marins dans la partie orientale (fig. 2.15). Sur la pente inférieure ce sont les dépôts gravitaires circulant dans ces systèmes en *by-pass* qui s'étendent jusqu'à 1200 m de bathymétrie. En effet à la sortie des canyons, des sillons distributaires se propagent vers des zones en dépôt légèrement confinées (fig. 2.15). L'ensemble de ces éléments architecturaux de la partie orientale forme alors de petits systèmes turbiditiques montrant une réelle organisation qui évoque celle des systèmes silicoclastiques. A ces types d'objets, issus à la fois de processus d'érosion, de *by-pass* et de dépôt, s'ajoutent des constructions carbonatées d'eau froide. Ces structures construites se développent sur l'ensemble de la zone d'étude à la faveur de points hauts et des courants favorisant les apports en nutriments. Leur répartition dévoile des informations essentielles sur la dynamique sédimentaire de la zone.

Ce chapitre a pour objectif la description détaillée de l'ensemble des éléments architecturaux de manière à comprendre leur mise en place, leur évolution spatiale et temporelle ainsi que les processus sédimentaires impliqués. Dans ce chapitre les éléments architecturaux sont décrits suivant les trois sections suivantes :

- A. Les éléments architecturaux de la pente supérieure et de la pente moyenne
- B. Les éléments architecturaux de la pente inférieure
- C. Les monts carbonatés d'eau froide

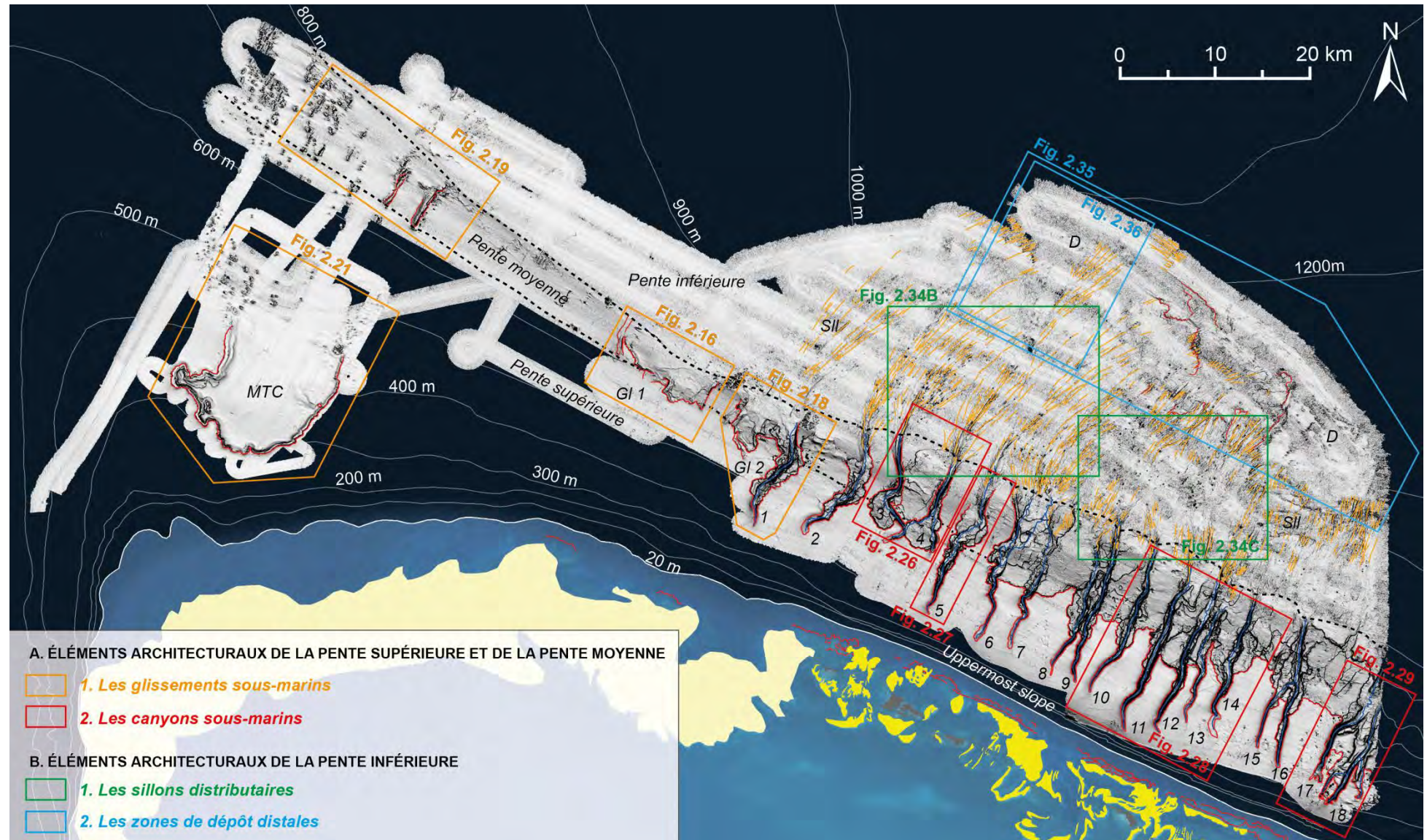


Figure 2.15 : Les éléments architecturaux de la pente nord de LBB et localisation des figures sur la caractérisation de surface des éléments architecturaux décrits dans ce chapitre. MTC : Mass Transport Complex ; Gl : glissement ; SII : sillons distributaires ; D : zone de dépôt distale.

A. LES ELEMENTS ARCHITECTURAUX DE LA PENTE SUPERIEURE ET DE LA PENTE MOYENNE

Au-dessus de 1000 m de bathymétrie la pente nord de LBB est caractérisée par de nombreux glissements et canyons. Ces éléments présentent une évolution morphologique est-ouest (fig. 2.15). A l'ouest, la pente est majoritairement dominée par des glissements répartis le long de la pente moyenne tandis qu'à l'est la pente est dominée par des systèmes de canyon présentant une organisation architecturale complexe. Enfin en marge de ces systèmes initiés en milieu de pente, un large glissement en masse affecte la pente supérieure à l'extrémité ouest de la zone d'étude. L'objectif de cette section est de décrire les morphologies de ces systèmes gravitaires en érosion et de comprendre leur mise en place, leur évolution morphologique et leur répartition spatiale d'ouest en est.

1. Les glissements sous-marins

Les glissements se répartissent le long de la pente moyenne entre 600 m et 800 m de bathymétrie et présentent une cicatrice large de 1 à 10 km. Un large glissement fait cependant exception. En effet, dans la partie la plus proximale de l'extrémité nord-ouest de la zone d'étude, un complexe de transport en masse (*Mass Transport Complex* - MTC) affecte la pente au-dessus de 500 m de bathymétrie laissant entrevoir une large cicatrice semi-circulaire de 44 km de long à présent partiellement recouverte par des dépôts quaternaires (Tournadour et al., 2015).

1.1. Les glissements de la pente moyenne

Deux glissements récents de faibles dimensions affectent la pente moyenne à l'ouest des canyons entre 600 et 800 m de bathymétrie. Les deux cicatrices de glissement, notés Gl-1 et Gl-2 (fig. 2.15) ont une longueur respective de 17 km et 12 km et une largeur de 10 km et 3 km. En plus de ces deux glissements clairement identifiables sur la carte bathymétrique, d'autres glissements en partie comblés sont observables à l'extrémité ouest de la zone d'étude, le long de la pente moyenne.

- *Glissement 1*

Le glissement 1 présente une cicatrice d'arrachement en deux parties (fig. 2.16A et B). La partie la plus à l'est montre des bordures très rectilignes tandis que la branche ouest est plus sinueuse. L'escarpement de la cicatrice d'arrachement a une hauteur comprise entre 30 et 60 m et présente une succession de loupes d'arrachement entre 200 et 500 m de large (fig. 2.16A et B).

A l'intérieur du glissement, les profils Chirp 217 et 148 montrent un corps sédimentaire caractérisé par un échofaciès lité continu de type I.1 qui se termine à 800 m de bathymétrie (en bleu sur les fig. 2.16D et E). La carotte CARKS-22, d'une longueur totale de 12,35 m, a été prélevée à l'intérieur de ce glissement (fig. 2.16A, D et E). Elle indique un faciès de boue de péri-plate-forme non indurée et bioturbée. Ce corps sédimentaire boueux surmonte un intervalle à échofaciès chaotique localisé en pied de pente (en violet sur les fig. 2.16D et E). Enfin, à environ 5 km de la cicatrice, le profil Chirp 217 montre un échofaciès transparent avec une base érosive de type V.2 (en orange sur les fig. 2.16D). Cet échofaciès est partiellement traversé par la carotte CARKS-23 (fig. 2.16A et D), de 2,17 m de long, indiquant la présence d'un intervalle de sable fin à moyen de 50 cm intercalé dans de la boue de péri-plate-forme. Cet ensemble à échofaciès transparent situé en face du glissement 1 (fig. 2.8) peut être interprété comme des dépôts resédimentés pendant une phase d'érosion intra-pente.

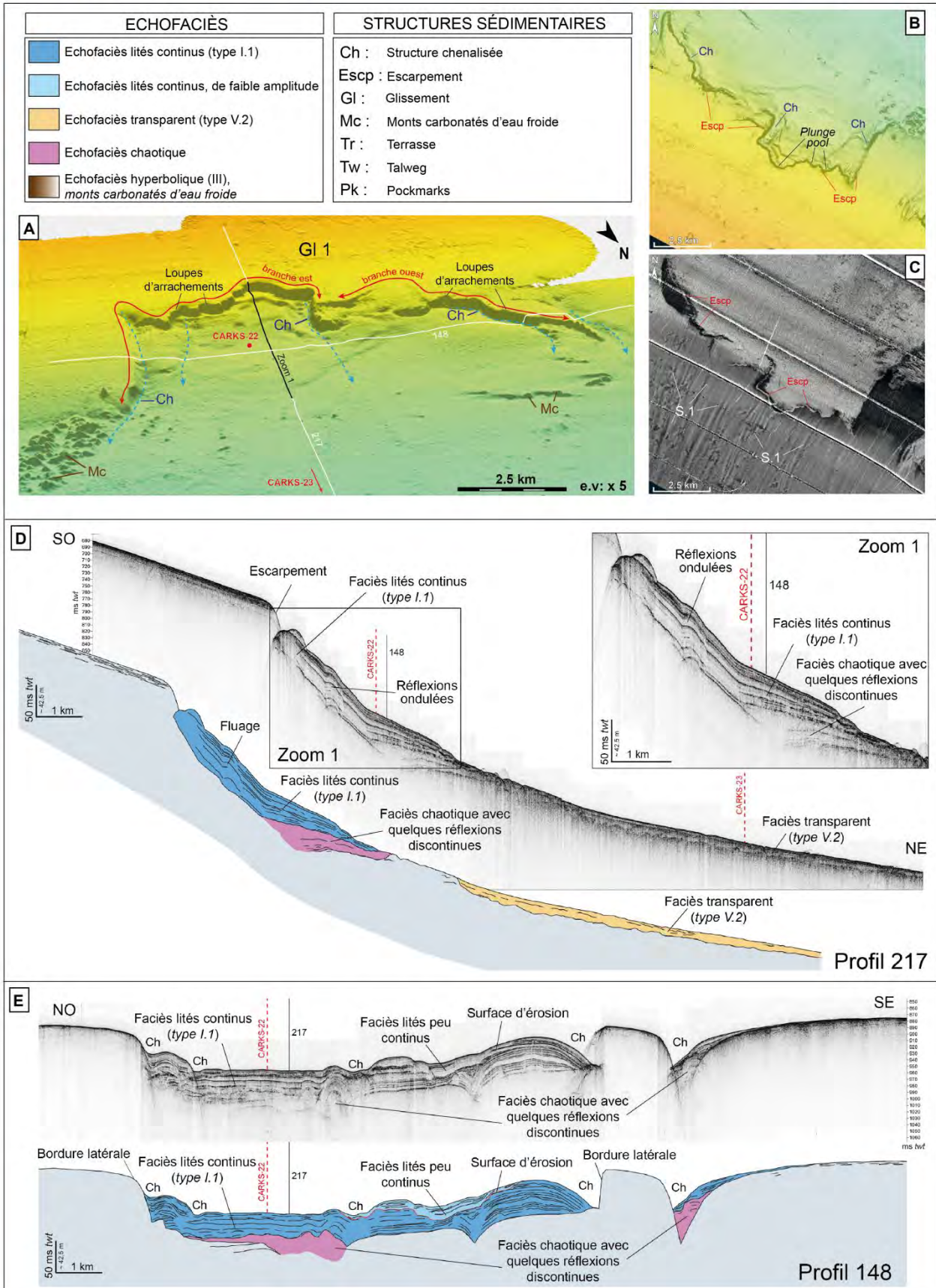


Figure 2.16 : Caractérisation du glissement 1 à partir des données de surface. Zoom sur la carte bathymétrique 3D (A), 2D (B) et sur la carte de réflectivité (C). Les profils sismiques du sondeur de sédiment (Chirp) 217 (D) et 148 (E) permettent de caractériser les dépôts présents à l'intérieur du glissement. Sur la carte bathymétrique 3D (A) sont localisés les profils de Chirp 217 et 148 et la carotte CARKS-22.

Du fait de la faible pénétration du signal émis par le sondeur de sédiment (Chirp), ces observations prennent sens uniquement avec l'intégration de l'analyse des profils sismiques HR. Ainsi le profil HR 73, positionné au même endroit que le profil Chirp 217, permet d'observer les dépôts à échofaciès chaotique dans leurs intégralités (fig. 2.17). Le profil HR 73 montre que le corps sédimentaire boueux est caractérisé par des réflexions continues, parallèles et de forte amplitude. Cet ensemble recouvre un intervalle composé de réflexions divergentes en discordances sur une surface basale. Cet intervalle est lui-même au-dessus d'un ensemble caractérisé par un faciès sismique chaotique délimité frontalement par une limite de faciès presque verticale (fig. 2.17). La surface basale discordante est alors interprétée comme la surface du glissement. L'intervalle à réflexions divergentes et l'unité à faciès chaotique sont interprétés respectivement comme les dépôts de la masse glissée en extension et comme les dépôts comprimés contre la limite frontale du glissement. Enfin le corps sédimentaire de boue de péri-plate-forme remplit la dépression formée (fig. 2.17).

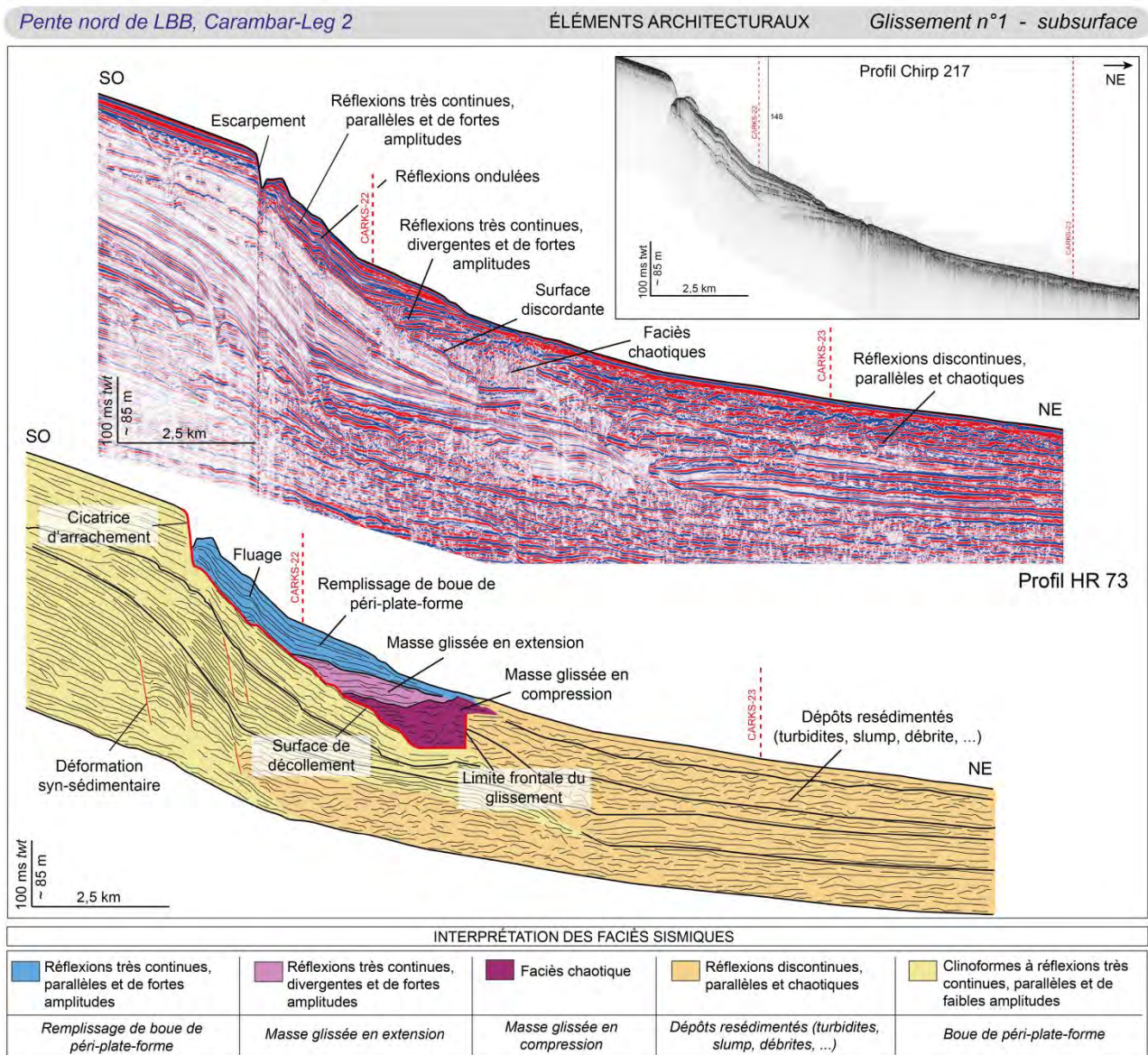


Figure 2.17 : Caractérisation du glissement Gl-1 à partir des données de subsurface. Profil sismique HR 73 passant par le glissement Gl-1 et positionné au même endroit que le profil Chirp 217 (voir localisation figure 2.16). Le profil de sismique HR 73 permet d'identifier la surface de glissement et de caractériser la géométrie de la masse glissée frontalement confinée en pied de pente.

Le corps sédimentaire boueux qui remplit la dépression est caractérisé par des réflexions ondulées pouvant être interprétées comme des figures de fluage (fig. 2.16D et 2.17). En plus de ces figures d'instabilité, le profil Chirp transverse 148 montre des surfaces érosives et des formes chenalisées au sein du remplissage boueux (fig. 2.16E). En effet, les bordures du glissement sont caractérisées par des structures chenalisées non remplies formant des gouttières de 10 à 25 m de profondeur positionnées le long des escarpements (fig. 2.16A et B). Quelques zones en dépression peuvent également être observées au pied de l'escarpement de la tête du glissement (fig. 2.16B). Elles sont interprétées comme des figures de *plunge pool* marquant le plongement d'eau dense du fait d'un brutal changement topographique. En amont de la cicatrice d'arrachement, des dépressions allongées (S.1) soulignées par une couleur claire sont visibles sur la carte de réflectivité (fig. 2.16C). Ces dernières confirment un transfert des sédiments de la pente supérieure vers le glissement 1 via des écoulements plongeant au niveau des zones d'arrachement. Ces écoulements se propagent ensuite le long des bordures du glissement (fig. 2.16A et B).

- *Glissement 2*

Le glissement 2 est juxtaposé au canyon n°1. La cicatrice de ce glissement, composé de deux branches, présente une hauteur de 50 à 80 m. La branche ouest, plus sinueuse que la branche est, s'imbrique en amont de cette dernière. Les bordures de l'escarpement sont également affectées par de nombreuses loupes d'arrachement de 300 à 600 m de large (fig. 2.18A). Enfin, ces systèmes sont bordés par des structures en reliefs interprétées comme des monts carbonatés d'eau froide (fig. 2.18A).

Les profils Chirp 148 et 146 montrent les dépôts sédimentaires respectivement à l'intérieur du glissement 2 et du canyon n°1 et à l'embouchure de ces deux systèmes (fig. 2.18). Le profil Chirp 148 indique que ces deux systèmes sont confinés dans la pente moyenne et remplis par des dépôts présentant un échofaciès lité continu de type I.1 synonyme d'un remplissage boueux de péri-plateforme (fig. 2.18B). Ce remplissage boueux s'organise sur plusieurs niveaux formant des terrasses étagées bordant des talwegs et des structures chenalisées (fig. 2.18A et B). Le talweg du canyon 1, situé le long de la bordure orientale présente une profondeur de 30 m. A l'intérieur du glissement 2, il n'y a pas de talweg à proprement dit, mais le remplissage boueux est entrecoupé par deux structures chenalisées localisées dans la continuité des gouttières longeant les bordures du glissement (fig. 2.18A et B). A l'embouchure de ces systèmes, le profil Chirp 146 montre une faible épaisseur de dépôt entre 5 et 15 ms *twt* au-dessus d'une surface érosive (fig. 2.18C). Ces dépôts sont caractérisés par un échofaciès très hétérogène alternant avec des réflexions litées continues et des passages chaotiques. Le zoom 1 du profil Chirp 146 indique de nouveau la présence de petits chenaux qui semblent constituer l'évolution distale des structures chenalisées observées sur le profil 146 (fig. 2.18). Ces petits chenaux peuvent être associés de part et d'autre à des intervalles de dépôt en forme de biseaux interprétés comme des dépôts de débordement formant des levées (fig. 2.18C).

Enfin à l'est du canyon n°1 et des monts carbonatés, le profil Chirp 146 montre des dépôts à échofaciès chaotique situés en face de discrètes loupes d'arrachement visibles sur la carte bathymétriques (fig. 2.18A et C). Ces observations suggèrent un phénomène d'érosion intra-pente le long de la pente moyenne entre les canyons 1 et 2.

Pente nord de LBB, Carambar-Leg 2

ÉLÉMENTS ARCHITECTURAUX

Glissement n°2 - surface

ECHOFACIÈS	STRUCTURES SÉDIMENTAIRES
Echofaciès lités continus (type I.1)	Ch : Structure chenalisée
Echofaciès lités continus, de faible amplitude	Escp : Escarpement
Echofaciès transparent (type V.2)	Gl : Glissement
Echofaciès chaotique	Mc : Monts carbonatés d'eau froide
Echofaciès hyperbolique (III), monts carbonatés d'eau froide	Tr : Terrasse
	TW : Talweg
	PK : Pockmarks

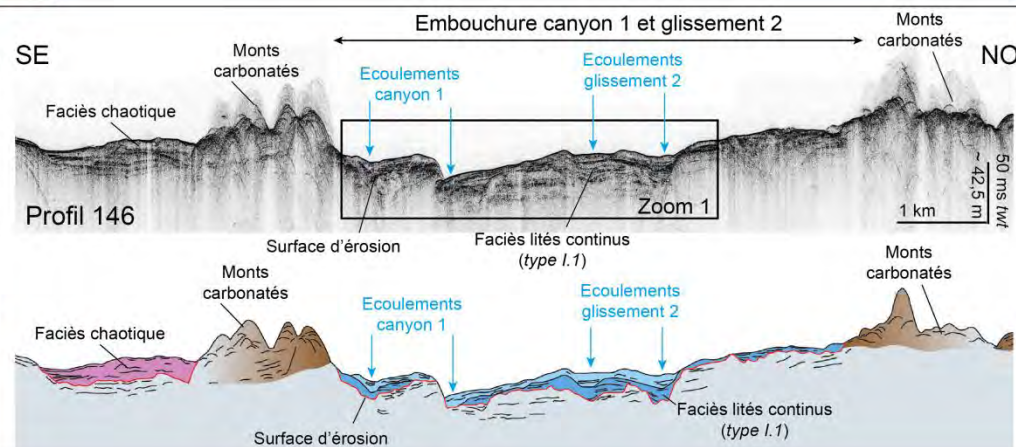
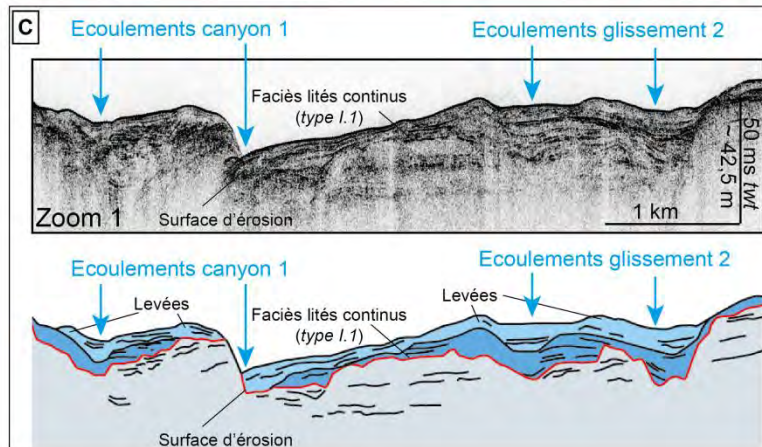
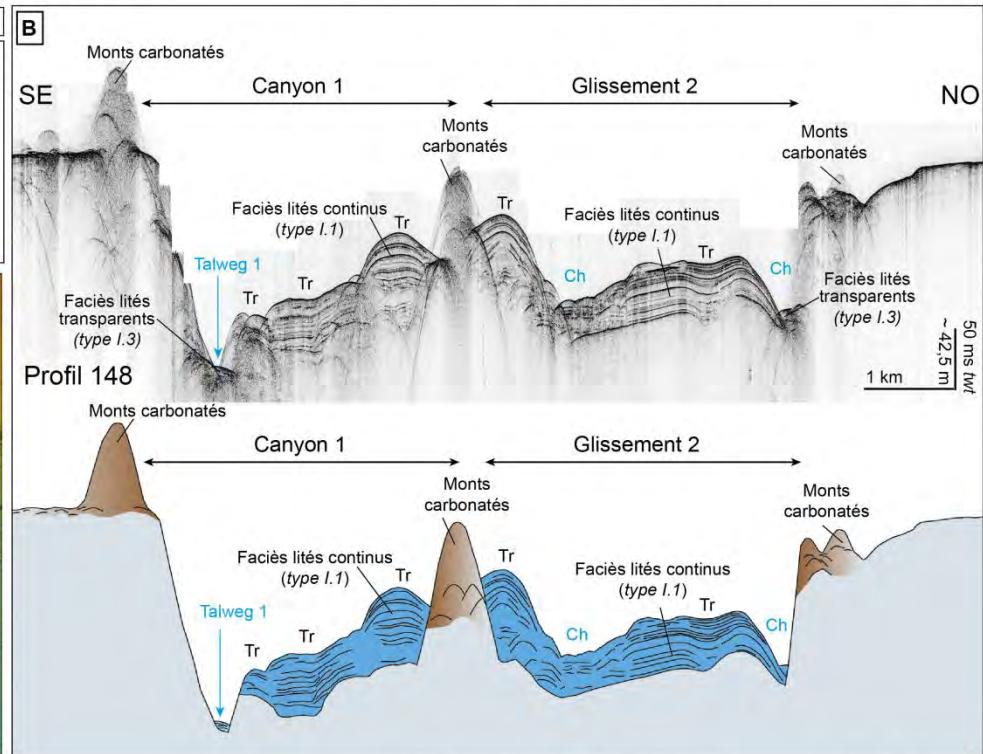
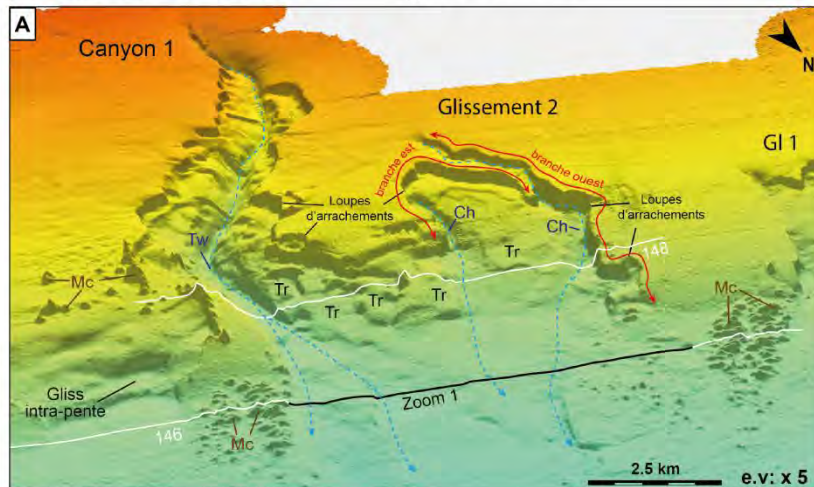


Figure 2.18 (page précédente) : Caractérisation du glissement 2 et du canyon n°1 à partir des données de surface. Zoom sur la carte bathymétrique 3D (A), et profils sismiques Chirp permettant de caractériser les dépôts à l'intérieur du canyon n°1 et du glissement 2 (profil 148, B) et à l'embouchure de ces deux systèmes (profil 146, C).

▪ Les glissements enfouis

A l'extrémité ouest de la zone d'étude, le long de la pente moyenne, entre 600 et 800 m de bathymétrie, il n'y pas de cicatrice d'arrachement directement visible en surface mais deux incisions rectilignes entaillent le fond marin sur environ 5 km de long (fig. 2.19A). Ces incisions profondes de 20 à 70 m sont associées à des monts carbonatés d'eau froide (fig. 2.19A).

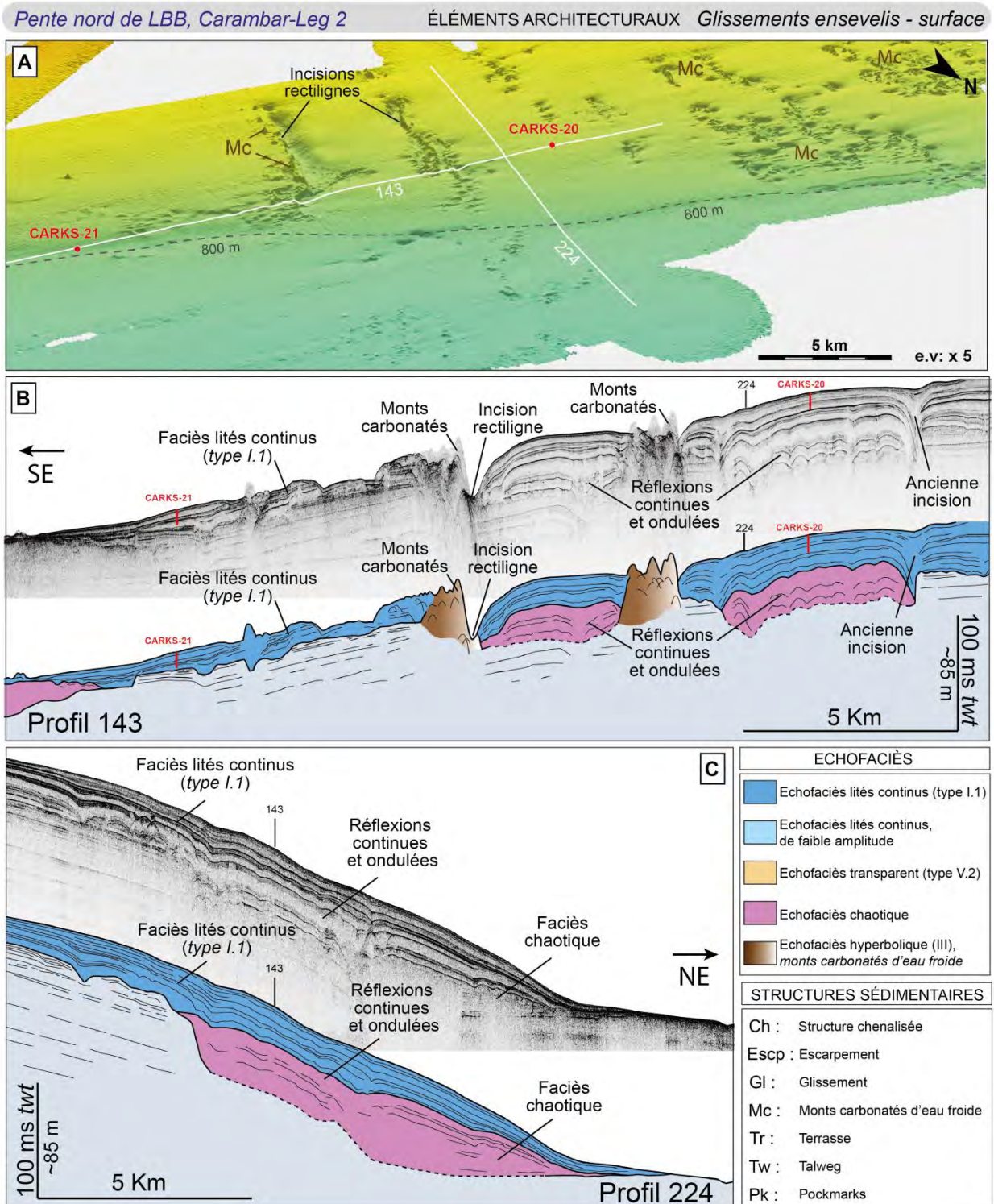


Figure 2.19 (page précédente) : Caractérisation des glissements ensevelis à partir des données de surface. Zoom sur la carte bathymétrique 3D (A) et sur les profils sismiques Chirp 143 et 224 (B et C). Les glissements partiellement ensevelis à l'extrémité ouest de la zone d'étude laissent apparaître en surface uniquement deux incisions rectilignes surmontées de monts carbonatés d'eau froide.

Les profils Chirp 143 et 224 montrent que ces incisions linéaires correspondent à des zones de non dépôt ou de *by-pass* (fig. 2.19B et C). En effet la pente moyenne est structurée par un corps sédimentaire à échofaciès lité continu délimité par une base érosive et se terminant en biseau sur la pente inférieure, à 800 m de bathymétrie (fig. 2.19B et C). Ce corps sédimentaire est discontinu et se répartit entre les monts carbonatés d'eau froide. Il se termine en *onlap* sur les bordures orientales des monts, tandis que les bordures occidentales forment des zones de non dépôt ou de *by-pass* générant les structures linéaires (fig. 2.19B). Ce corps est en partie calibré par les carottes CARKS-20 et 21 (fig. 2.19A et B) indiquant un faciès de boue de péri-plate-forme bioturbée et non indurée avec quelques niveaux centimétriques riches en argiles (Chabaud et al., *en révision*).

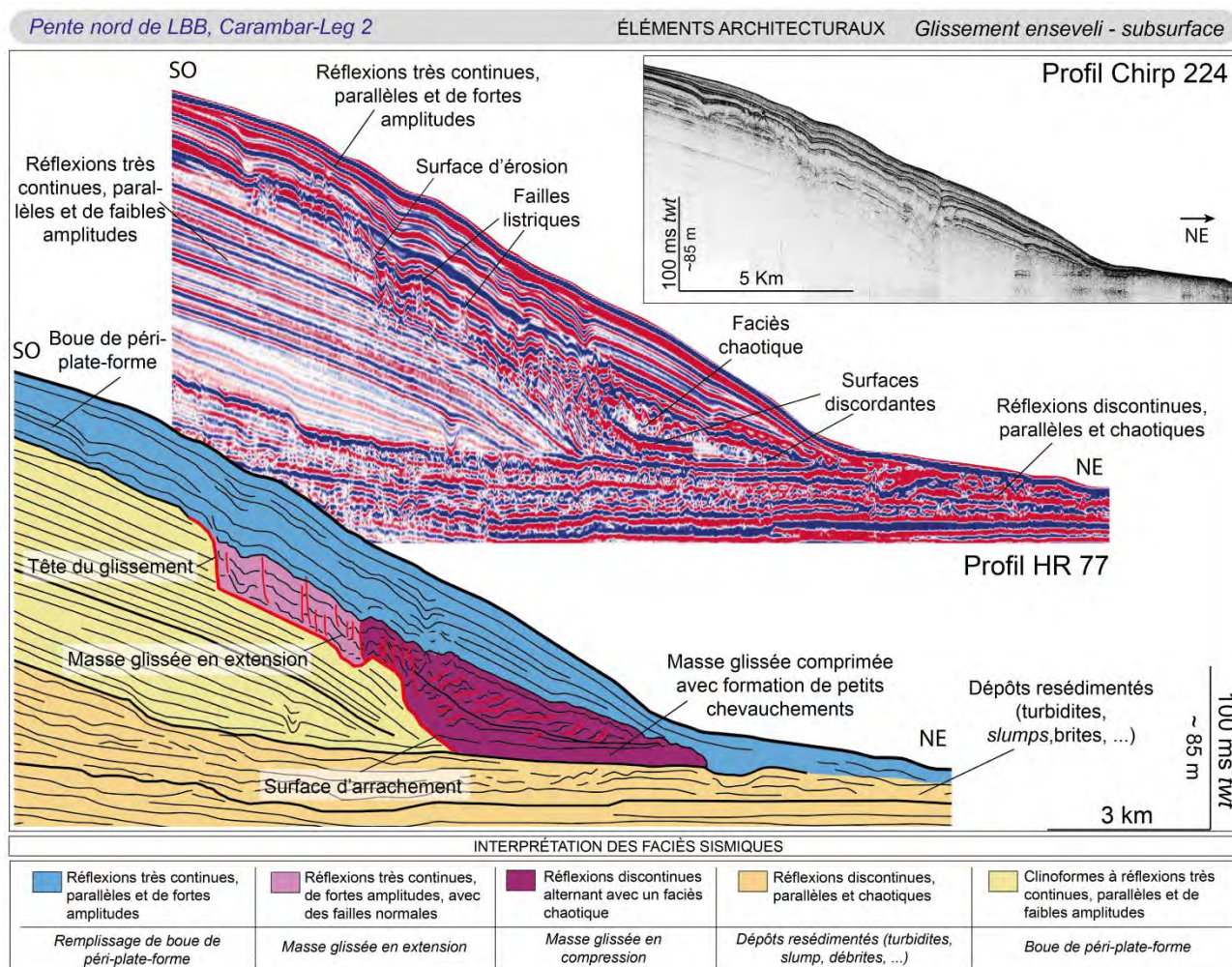


Figure 2.20 : Caractérisation d'un glissement enseveli à partir des données de subsurface. Profil sismique HR 77 positionné au même endroit que le profil Chirp 224 (voir localisation figure 2.20). Ce profil sismique longitudinal permet d'identifier un glissement entièrement enseveli sous un intervalle de dépôt boueux de péri-plate-forme et de caractériser sa géométrie.

A la base de ce corps sédimentaire, des dépôts à réflexions ondulées sont localement présentes entre les monts carbonatés et les escarpements (en violet sur les fig.2.19B et C). Le profil longitudinal 224 montre que ces dépôts irréguliers sont confinés au niveau de la pente moyenne (fig. 2.19C). Cependant l'étendue de ces structures peut être appréhendée uniquement avec le profil sismique HR 77 (fig. 2.20). Il montre que ces dépôts à réflexions ondulées sont discordants sur une surface érosive interprétée comme la surface d'arrachement d'un ancien glissement aujourd'hui totalement enseveli (fig. 2.20). La masse glissée de ce glissement est caractérisée par une zone proximale en extension affectée par de petites failles listriques (fig. 2.20). La partie en compression de la masse glissée est caractérisée par deux intervalles de dépôt avec des réflexions très irrégulières et à faciès chaotique en discordance l'un sur l'autre. Ces sous-ensembles sont interprétés comme des chevauchements de front de déformation résultant de la compression des dépôts en pied de pente (fig. 2.20).

1.2. Le glissement en masse (*Mass Transport Complex – MTC*)

L'origine et l'architecture de ce MTC a fait l'objet d'un article publié dans le numéro spéciale "Carbonate slopes and gravity deposits" du journal Sedimentary Geology en mars 2015 (Tournadour et al., 2015, annexe A). En plus de reconstituer la géométrie atypique de cet élément architectural, cet article propose également de comprendre les relations entre le transfert de sédiment de la plate-forme vers la pente, les courants de contour et les glissements sous-marins. Dans cette section, nous relaterons uniquement les faits saillants concernant l'architecture et l'origine du MTC de manière à comprendre la mise en place et l'évolution des glissements le long de la pente nord de LBB.

- *Morphologie générale de la cicatrice du MTC sur le fond marin*

A l'extrémité nord-ouest de la pente nord de LBB, la partie proximale de la pente progradante est affectée par un large glissement d'une dimension deux à trois fois plus importante que les glissements observés le long de la pente moyenne. La tête de la cicatrice d'arrachement du MTC est située entre 275 et 460 m de bathymétrie et présente une longueur totale de 44 km et une largeur de 12 km (fig. 2.21A). La forme générale de la cicatrice d'arrachement est dissymétrique d'est en ouest. La branche est de la cicatrice présente une forme linéaire avec une sinuosité de 1,26, tandis que la branche ouest est méandrique avec une sinuosité de 1,82 (fig. 2.21A). Cinq profils bathymétriques transversaux montrent le caractère asymétrique de l'escarpement. La bordure externe est quasiment verticale avec une hauteur de 40 à 70 m. Elle est plus haute et plus pentue que la bordure interne de la cicatrice (fig. 2.21A). A l'intérieur du glissement, le profil 6 longitudinal au MTC montre une rupture de pente à une bathymétrie de 360 m, avec une inclinaison de pente passant de 1° à 0,6° (fig. 2.21A). Dans la partie méandrique de la tête du MTC la bordure interne est affectée par des glissements de faibles dimensions, de 1 à 2 km de large, suggérant la formation de glissements secondaires le long de la bordure interne (fig. 2.21C). Les profils de Chirp 242 et 243-244 indiquent la présence de dépôts glissés en pied de pente et à l'intérieure de ces petites zones d'arrachement (fig. 2.21C). Enfin, au front de la cicatrice, entre 450 et 570 m de bathymétrie, de nombreuses dépressions circulaires, sont présentes sur le fond marin (fig. 2.21A et B). Ces dépressions ont en moyenne un diamètre de 180 m et une profondeur de 11 m. Ces structures sont interprétées comme des *pockmarks* c'est-à-dire des structures sédimentaires résultant d'une expulsion de fluide vers la surface. Les *pockmarks* peuvent être localement associés à des structures en reliefs interprétées comme des monts carbonatés d'eau froide (fig. 2.21B).

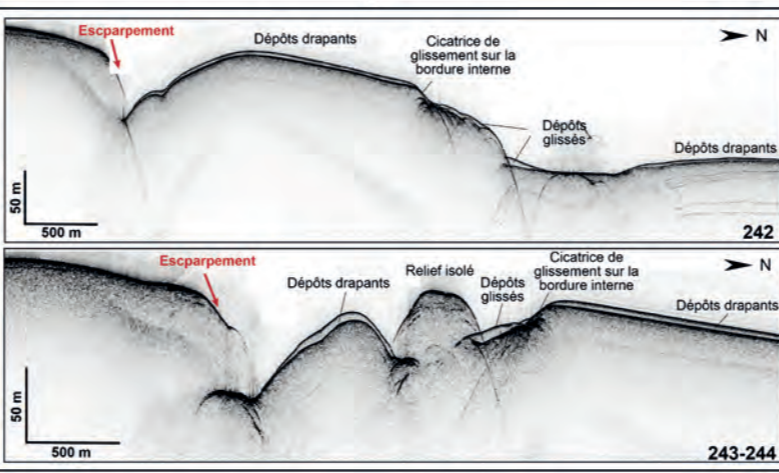
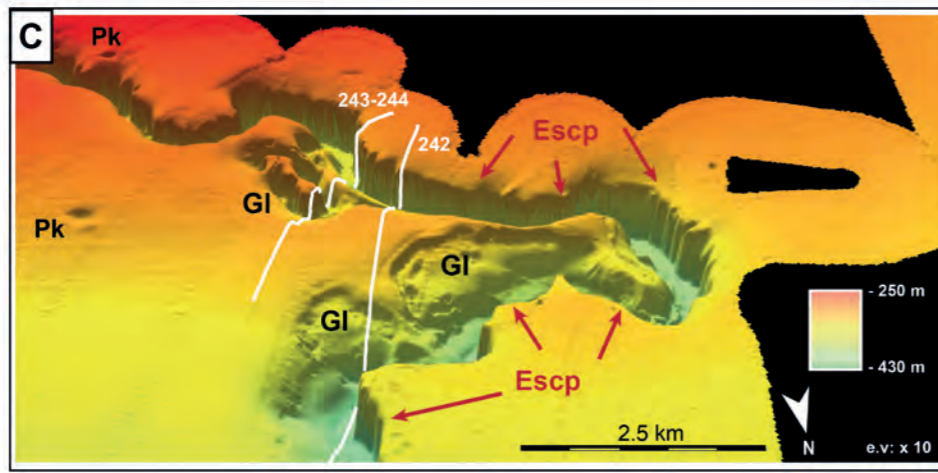
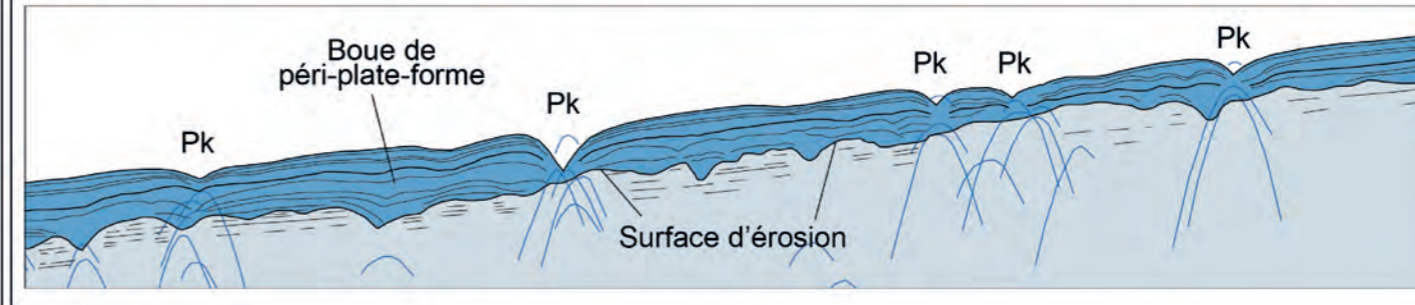
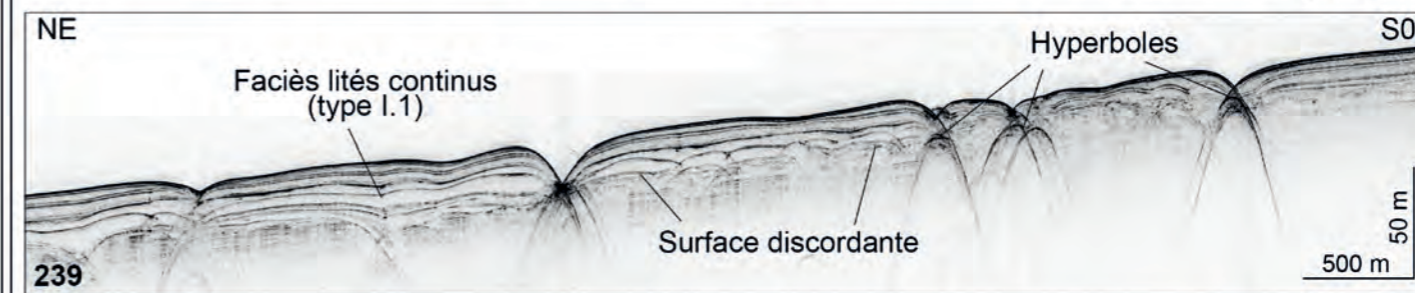
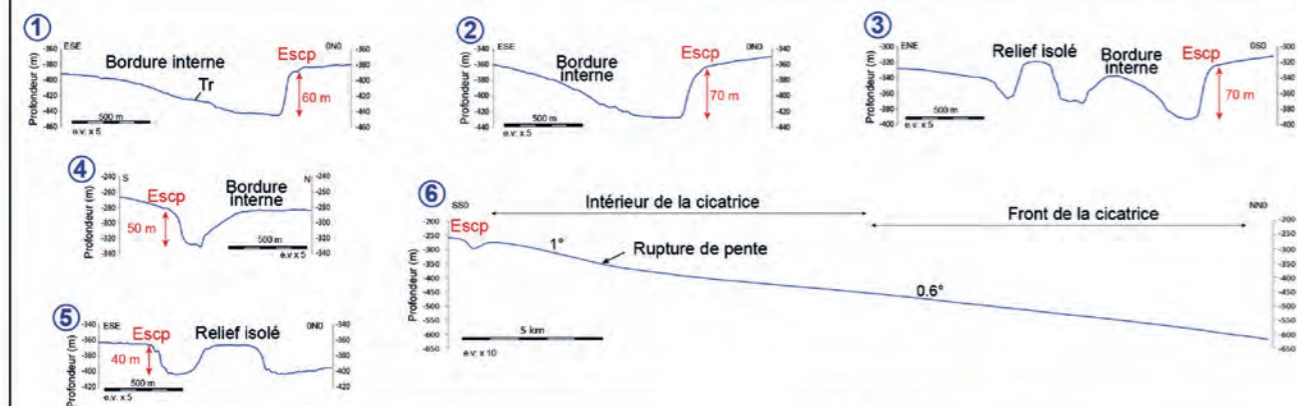
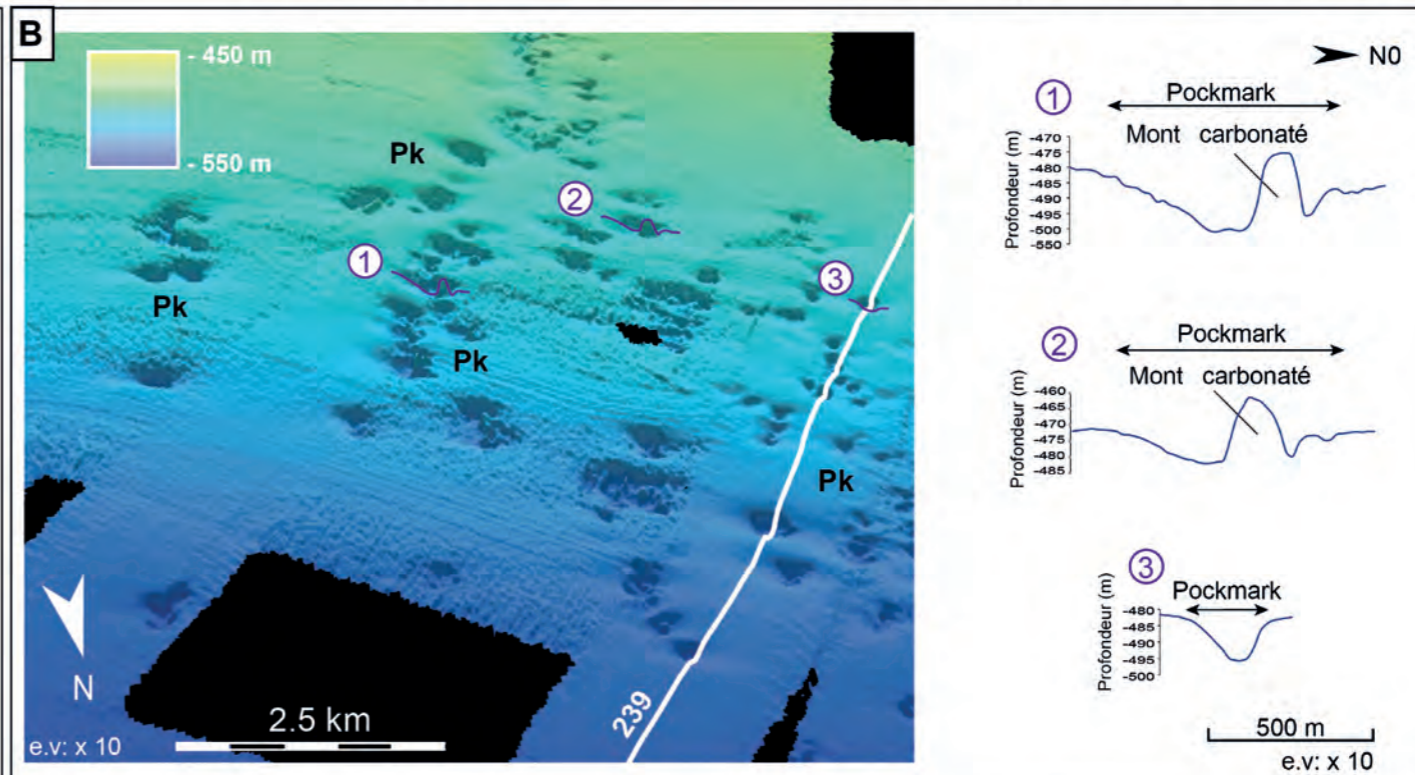
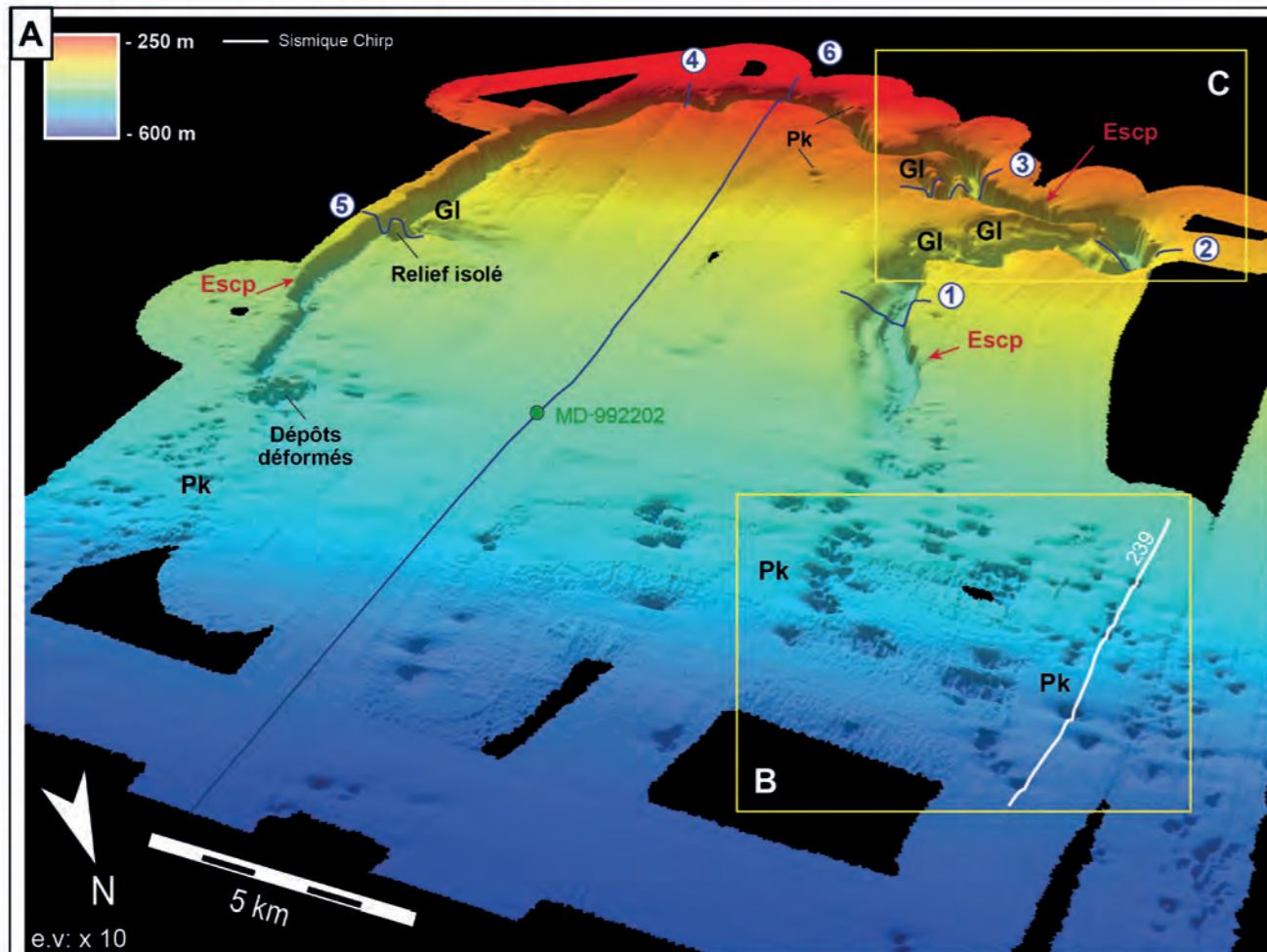
- *Géométrie du MTC reconstituée à partir des profils de sismique HR*

Le MTC est traversé par plusieurs profils sismiques HR permettant de visualiser la surface d'arrachement et la géométrie des dépôts glissés en subsurface (fig. 2.22A). Le profil longitudinal 77 montre une surface discordante majeure entre 40 et 150 ms *twt* sous le fond marin (fig. 2.22B). Dans la partie distale de ce profil (zoom 3, fig. 2.22B), aux fronts des cliniformes progradants, la surface discordante correspond à la zone d'arrachement du glissement enseveli décrit précédemment (fig. 2.19 et 2.20). Dans la partie proximale de la pente, la surface discordante commence par un escarpement d'environ 120 ms *twt* de haut (zoom 1, fig. 2.22B). Cet escarpement est interprété comme la surface d'arrachement du MTC.

Pente nord de LBB, Carambar-Leg 2

ÉLÉMENTS ARCHITECTURAUX

Mass Transport Complex - surface



ECHOFACIÈS	STRUCTURES SÉDIMENTAIRES
Echofaciès lités continus (type I.1)	Ch : Structure chenalisée
Echofaciès lités continus, de faible amplitude	Escp : Escarpement
Echofaciès transparent (type V.2)	GI : Glissement
Echofaciès chaotique	Mc : Monts carbonatés d'eau froide
Echofaciès hyperbolique (III), monts carbonatés d'eau froide	Tr : Terrasse
	Tw : Talweg
	Pk : Pockmarks

Figure 2.21 (page précédente): Caractérisation du Mass Transport Complex (MTC) à partir de données de surface. Vue 3D de la carte bathymétrique au niveau du MTC (A) et zoom sur les pockmarks au front de la cicatrice du MTC (B) et sur la bordure ouest méandrique (C) (adapté d'après Tournadour et al., 2015).

Au-dessus de 500 m sous le niveau marin actuel, un intervalle à faciès chaotique, déconnecté de la surface d'arrachement, *onlappe* la surface discordante vers 400 m de bathymétrie et est frontalement confinés par une limite quasiment verticale marquée par un changement de faciès et soulignée par des tronçures d'érosion (zoom 2, fig. 2.22B). Ces dépôts à faciès chaotique sont interprétés comme la masse glissée du MTC frontalement confinée (*sensu* Frey-Martinez et al., 2006) à environ 500 m sous le niveau marin actuel. Les profils transversaux 79 et 81 (fig. 2.22C) montrent que le MTC est également latéralement confiné dans la pente par des bordures latérales très escarpées en partie affleurantes sur le fond marin actuel (fig. 2.21A). La dépression formée par le MTC est ensuite remplie par un des dépôts aggradants s'épaississant dans la partie proximale (fig. 2.22B). Cet intervalle est caractérisé par des réflexions parallèles, continues et de forte amplitude. Il est partiellement calibré par la carotte MD99-2202 (26 m de long) (fig. 2.21A et fig. 2.22C) dominée par de la boue de péri-plate-forme avec quelques niveaux grossiers à débris cimentés (Lantzsch et al., 2007). Dans la partie proximale de ce remplissage, contre la tête de l'escarpement (zoom 1, fig. 2.22B), une zone chenalisée est associée latéralement à des dépôts en forme de biseau. Ces géométries sont à l'origine du changement de pente observée à 360 m de bathymétrie (fig. 2.21A). Ces structures peuvent être interprétées soit comme des dépôts de débordement d'un écoulement longeant l'escarpement et formant une levée ou bien comme une zone de *plunge pool* où la zone de plongement induit une érosion faisant suite à une zone d'accumulation sédimentaire (zoom 1, fig. 2.22B). D'autres structures chenalisées sont observables dans ce remplissage à proximité des bordures de l'escarpement (profil 79, fig. 2.22C). Il s'agit cette fois-ci de structures chenalisées aggradantes pouvant être interprétées comme des petits glissements ou comme d'ancien *pockmarks* comblés. Enfin tout le long de la pente, de petites failles listriques associées à des réflexions ondulées caractérisent cette unité de remplissage (fig. 2.22B et C).

- *Origine et évolution du MTC*

Etape 1 : mise en place du MTC

La large cicatrice d'arrachement visible sur le fond marin est le résultat d'un MTC frontalement confiné en milieu de pente. La forme sinueuse de l'escarpement suggère qu'il n'y pas eu un seul glissement mais plusieurs événements gravitaires à l'origine d'une cicatrice d'arrachement remodelée par des glissements secondaires lui conférant sa forme atypique méandrique (fig. 2.23).

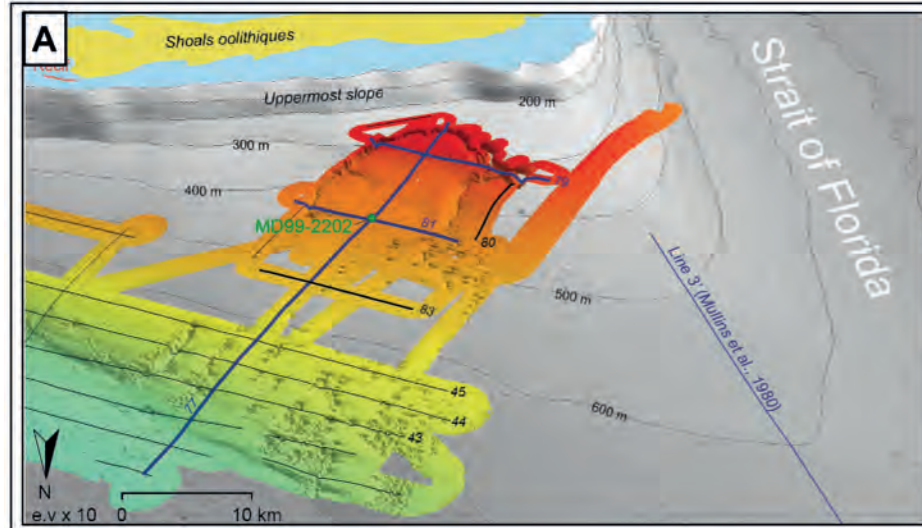
Etape 2 : remplissage de la dépression

L'unité de remplissage de la large dépression est constituée de boue de péri-plate-forme. La présence de structures chenalisées contre l'escarpement peut être le résultat de la circulation de courant le long de la cicatrice de glissement ou bien induit par un phénomène de *plunge pool* par des écoulements venant du haut de pente (fig. 2.23). Au-dessus de la masse glissée, au front de la cicatrice du glissement, le remplissage boueux montre des réflexions ondulées et est traversé par de nombreux *pockmarks*. Ces structures peuvent être le résultat de l'expulsion de fluides lors de la compression de la masse glissée contre la limite frontale du MTC (fig. 2.23).

Pente nord de LBB, Carambar-Leg 2

ÉLÉMENTS ARCHITECTURAUX

Mass Transport Complex - subsurface



INTERPRÉTATION DES FACIÈS SISMIQUES				
Réflexions très continues, parallèles et de fortes amplitudes	Réflexions très continues, de fortes amplitudes avec des failles normales	Faciès chaotique	Réflexions discontinues, parallèles et chaotiques	Clinoformes à réflexions très continues, parallèles et de faibles amplitudes
Remplissage de boue de péri-plate-forme	Masse glissée en extension	Masse glissée	Dépôts resédimentés (turbidites, slump, débrites, ...)	Boue de péri-plate-forme

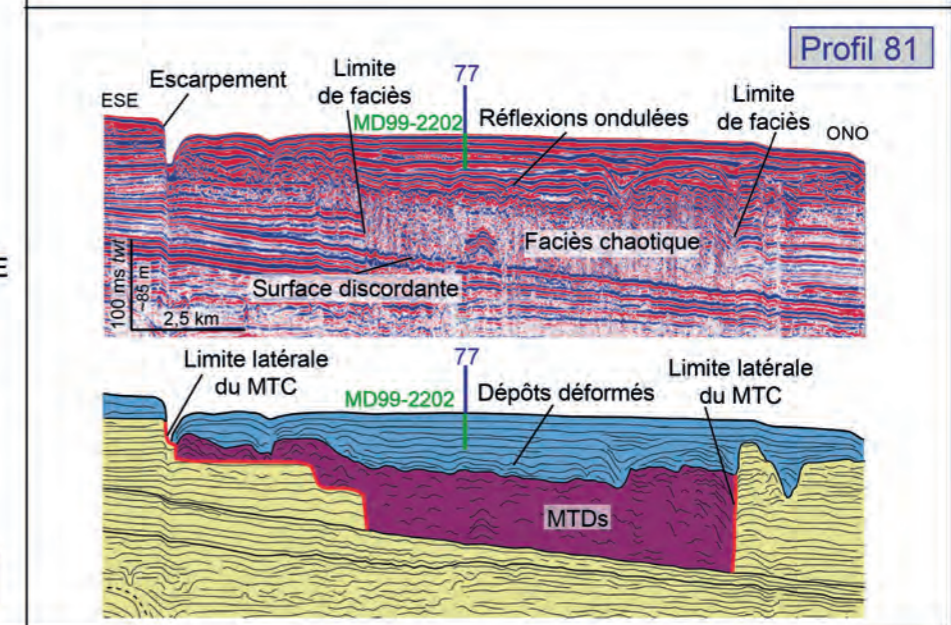
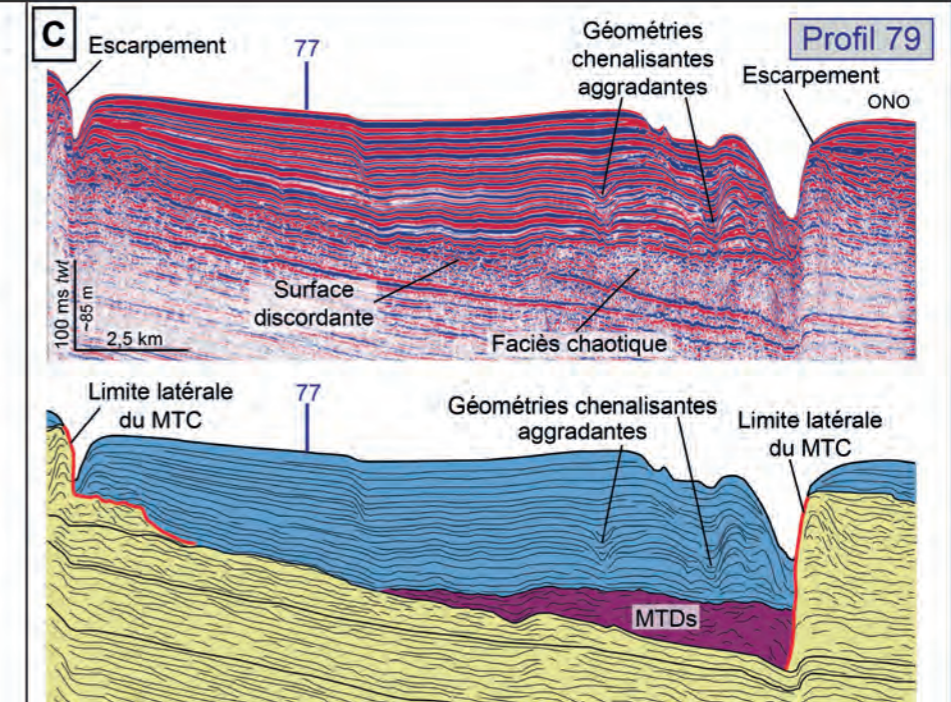
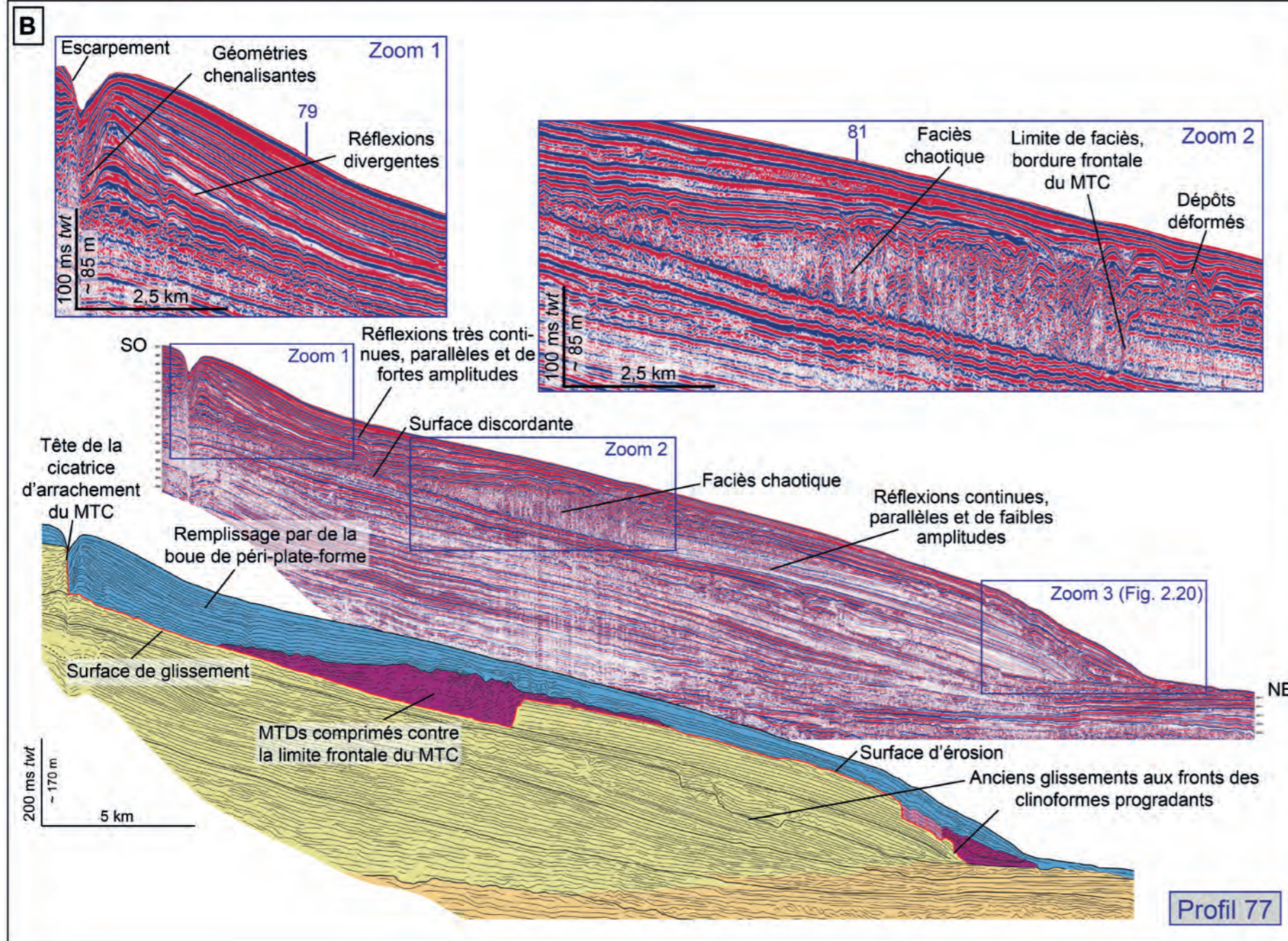


Figure 2.22 (page précédente) : Caractérisation du Mass Transport Complex (MTC) à partir des données de subsurface. Localisation des profils sismiques sur la carte bathymétrique 3D (A). Le profil longitudinal 77 (B) et les profils transversaux 79 et 81 (C) illustrent la géométrie du MTC confiné et la complexité de son remplissage (adapté d'après Tournadour et al., 2015).

Etape 3 : instabilités de l'unité de remplissage

L'unité de remplissage est affectée par de nombreuses figures d'instabilité avec la présence de failles listriques et de petits glissements le long de la bordure interne de la cicatrice d'arrachement complexifiant davantage la géométrie du MTC (fig. 2.23). Ces figures d'instabilité caractérisent la nature instable de cette unité de remplissage pouvant être en partie provoquée par le mouvement de la masse glissée sous-jacente (fig. 2.23).

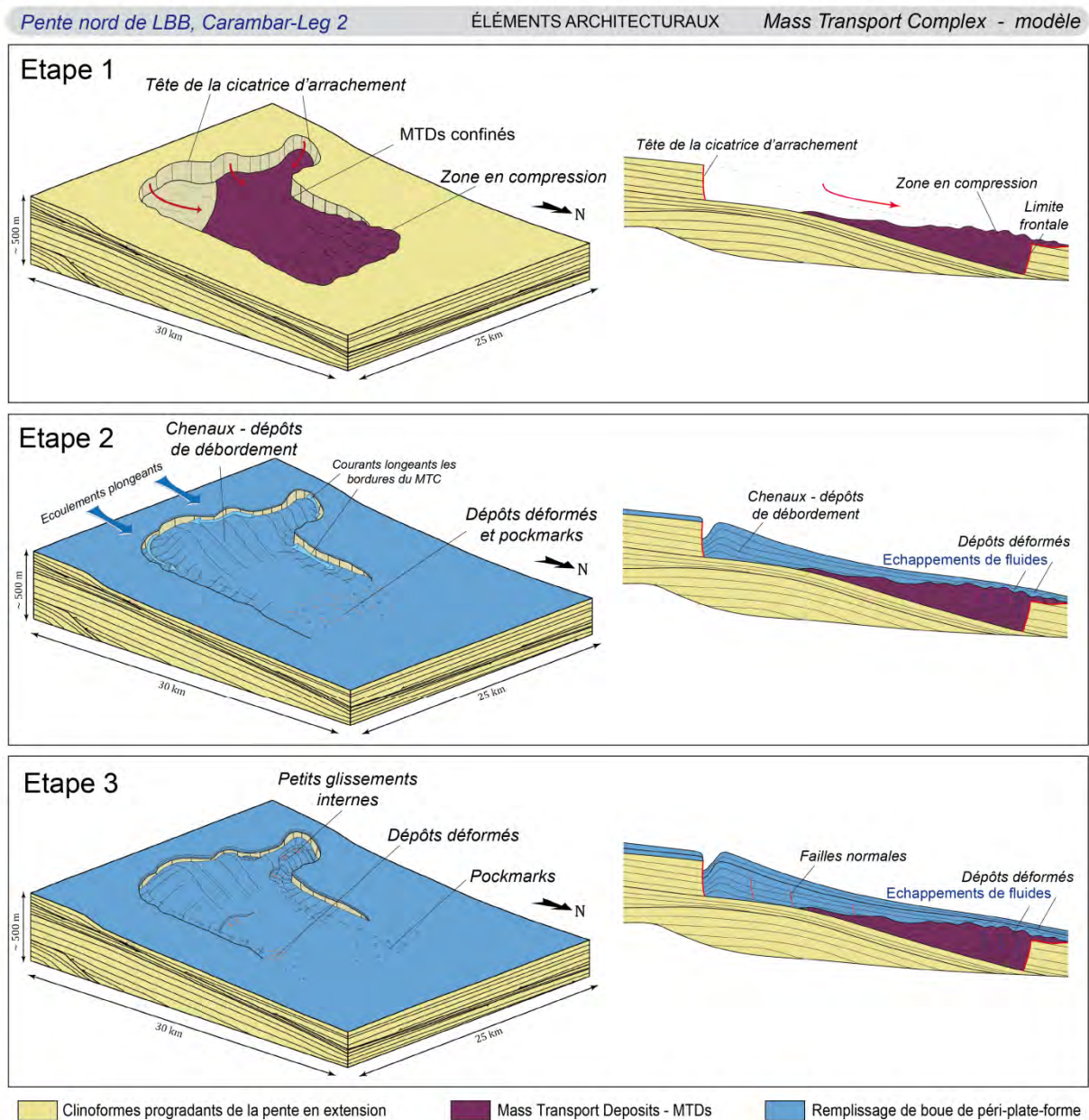


Figure 2.23 : Modèle de formation et évolution du Mass Transport Complex (MTC). Etape 1 : mise en place du MTC frontalement confiné par un ou plusieurs événements gravitaires. Etape 2 : remplissage de la dépression par des dépôts boueux de péri-plate-forme et formation de pockmarks par expulsion de fluide de la masse glissée en compression au front du glissement. Etape 3 : instabilités gravitaires dans l'unité de remplissage et formation de petits glissements à l'intérieure de la cicatrice d'arrachement (adapté d'après Tournadour et al., 2015).

1.3. Synthèse sur les glissements de la pente nord de LBB

Les glissements présents à l'extrémité ouest de la zone d'étude se développent majoritairement aux fronts des cliniformes progradants. Seul le MTC s'initie sur la pente supérieure au-dessus de 500 m de bathymétrie. Les facteurs de déclenchement de ces instabilités gravitaires peuvent être multiples. Le déclenchement des glissements peut être le résultat d'un fort taux de sédimentation qui induit une surcharge sédimentaire et une augmentation des contraintes. Ces glissements sous-marins peuvent être également favorisés par des événements régionaux tels qu'une augmentation de l'intensité des courants océaniques ou une activité tectonique. Cependant la discussion de ces facteurs de contrôle est possible qu'après le repositionnement de ces glissements dans un contexte stratigraphique établi. Pour cette raison les origines de ces glissements seront davantage discutées dans la partie 3 de ce manuscrit. Dans cette section, l'intérêt sera porté plus particulièrement sur la géométrie des glissements, leur évolution et les modalités de leur remplissage (fig. 2. 24).

- *Géométrie des glissements*

Les glissements peuvent être observés dans leur intégralité grâce aux profils de sismique HR (fig. 2.17, 2.20 et 2.22). Ils présentent tous une zone d'arrachement sub-verticale suivit d'une zone en extension et une zone d'accumulation. L'ensemble du glissement est soit confiné frontalement par un escarpement (fig. 2.17 et 2.22) soit comprimé en pied de pente (fig. 2.20). Les parties en extension peuvent être caractérisées par des dépôts affectés par des failles listriques de faibles dimensions (fig. 2.20) ou bien par l'absence de dépôt à proximité de la tête d'arrachement (fig. 2.22). Enfin, la zone d'accumulation est caractérisée par des dépôts en compression pouvant s'organiser sous-forme de petits chevauchements au front de la déformation (fig. 2.20) et/ou montrer des figures d'échappement de fluides (fig. 2.21).

- *Evolution des glissements par érosion régressive*

La présence de nombreuses loupes d'arrachements (fig. 2.16A, 2.18A et 2.21A) le long des escarpements suggèrent un phénomène d'érosion régressive complexifiant la géométrie de la cicatrice. Les bordures occidentales présentent généralement une forme plus sinueuse que la bordure orientale et confèrent ainsi une forme asymétrique aux glissements (fig. 2.16A, 2.18A et 2.21A). Ces observations suggèrent que l'érosion régressive est plus importante sur les bordures ouest des glissements. Cette orientation préférentielle de l'érosion régressive peut être induite par le courant des Antilles de direction SE-NO.

- *Remplissage des glissements*

Les glissements sont ensuite comblés par de la boue de péri-plate-forme comprenant quelques niveaux riches en argiles (CARKS-20, 21 et 22, fig. 2.16 et 2.19). Ces niveaux riches en argiles terrigènes ne peuvent pas être issus de la plate-forme mais ont une origine plus lointaine ce qui attestent du passage d'un courant de contour dans ce secteur.

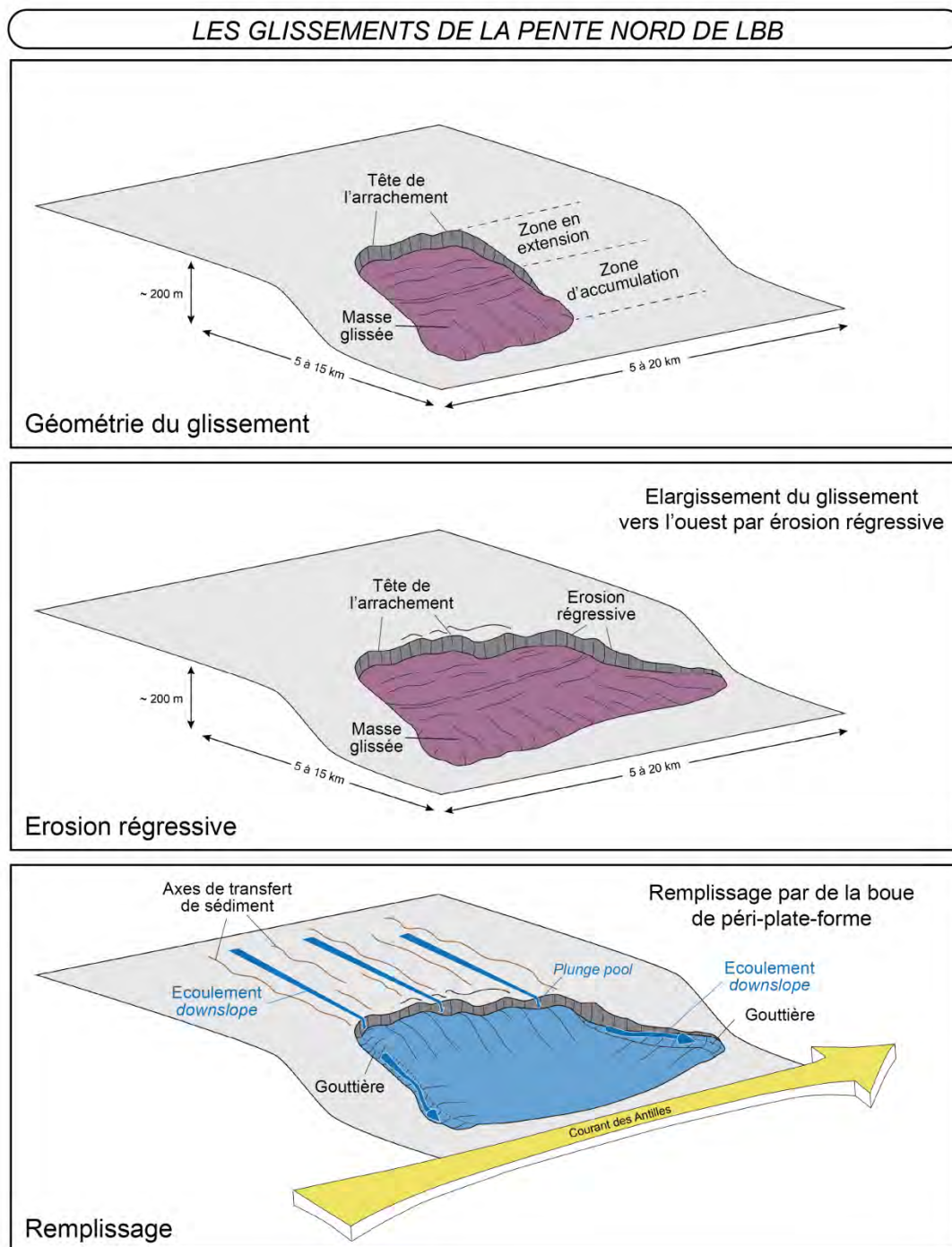


Figure 2.24 : Modèle de formation, d'évolution et de remplissage des glissements de la pente nord de LBB.

Le remplissage boueux n'est pas uniforme sur l'ensemble du glissement. Il montre des zones chenalisées formant des gouttières le long des bordures. Ces structures indiquent, en plus d'une sédimentation par décantation de particules fines, l'implication d'écoulements dans les processus sédimentaires de remplissage de ces glissements. En effet les gouttières peuvent être le résultat d'écoulement *alongslope* (1) et/ou d'écoulement *downslope* (2).

(1) D'une part le passage du courant des Antilles peut induire un placage des sédiments boueux en *onlap* contre les rebords est des monts carbonatés et une zone de non-dépôt à l'ouest des monts carbonatés et des escarpements protégés du courant (fig. 2.19).

(2) D'autre part, des écoulements *downslope* peuvent plonger après les zones d'escarpement (processus de *plunge pool*) et circuler le long des bordures dans les gouttières. La présence d'écoulements venant du haut de pente est attestée par les dépressions allongées S.1 vues en réflectivité au niveau de glissement 1 (fig. 2. 16C). Enfin ces écoulements peuvent induire de petits chenaux plus distaux pouvant être associés à des morphologies de levées témoignant du débordement d'écoulements *downslope* (fig. 2.17). Ces morphologies observées aux fronts des glissements sont similaires aux complexes de chenal-levées décrit par Mulder et al. (2014) à l'ouest de *Great Bahama Bank*.

2. Les canyons sous-marins

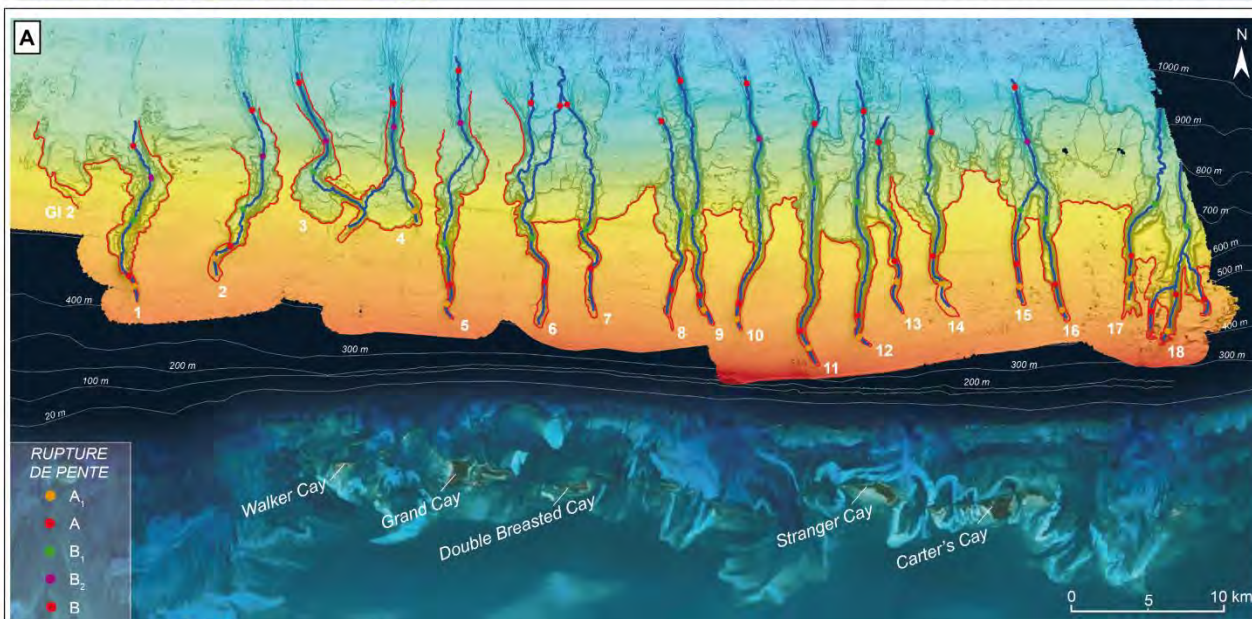
Contrairement aux systèmes silicoclastiques, du fait de l'absence de système fluvial, le développement des canyons sous-marins des systèmes carbonatés ne peut pas être expliqué par l'érosion par des courants hyperpycnaux actifs aux débouchés des grands fleuves (Mulder et al., 2003) ou comme étant des reliques d'anciens systèmes fluviaux de bas niveau marin (Babonneau et al., 2002). Dans ce cas, quels sont les facteurs de contrôle des canyons sous-marins le long de la pente nord de LBB ? Serait-il uniquement le résultat de déstabilisations de pente et des phénomènes d'érosion régressive, ou bien existe-il une relation entre les apports sédimentaires de la plate-forme et la localisation des canyons sous-marins ? Ces questions peuvent être abordées grâce à l'analyse morpho-sédimentaire détaillée des 18 canyons.

2.1. Morphologie générale des canyons

Dans la partie orientale de la zone d'étude, les glissements font place à 18 canyons sous-marins qui entaillent la pente nord de LBB entre 450 et 1000 m de bathymétrie et présentent des morphologies très différentes d'est en ouest (fig. 2.25A). Les canyons 1 à 5 confinés dans la pente sont bien individualisés les uns par rapport aux autres, tandis qu'à partir du canyon 6, les interfluves entre les canyons ne sont pas préservés (fig. 2.25A). En revanche tous les canyons sont caractérisés par une morphologie linéaire au-dessus de 650 m de bathymétrie, le long de la pente supérieure, excepté les canyons 3 et 4 qui s'arrêtent sur une géométrie en forme d'amphithéâtre (fig. 2.25A). Une étude quantitative indique une longueur moyenne de 17 km, une faible sinuosité des talwegs d'une valeur moyenne de 1,12 et une inclinaison de pente comprise entre 1,65° et 1,95° (fig. 2.25B).

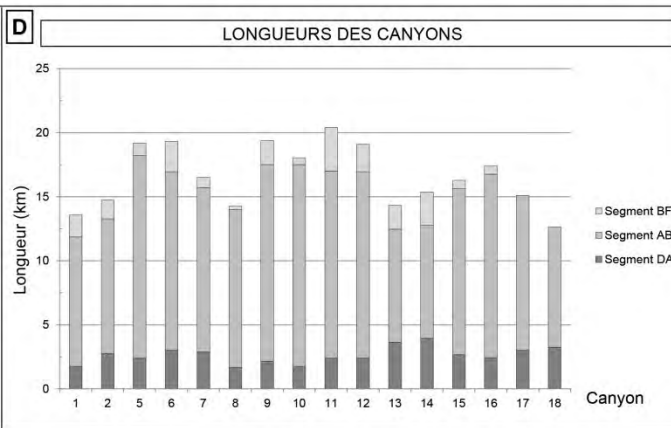
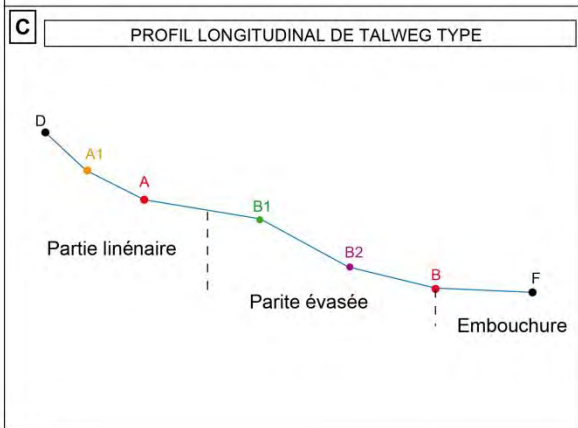
L'analyse des profils longitudinaux le long des talwegs permet d'identifier des points de rupture de pente qui partitionnent les canyons. Le premier point d'inflexion majeur, noté A, se situe dans la partie proximale des incisions linéaires à une bathymétrie moyenne de 580 m (fig. 2.25C). Le segment DA représente une courte portion du talweg (fig. 2.25D), comprise entre 1,7 km et 4 km de long, mais présente une forte inclinaison par rapport au reste du canyon avec une pente moyenne de 2,68° (fig. 2.25E). Le second point d'inflexion majeur, noté B, marque l'embouchure du canyon caractérisée par une diminution de l'inclinaison de pente. Deux autres points de rupture de pente peuvent être observés dans la partie médiane des canyons, notés B1 et B2 (fig. 2.25C). Ces points sont situés respectivement à des profondeurs moyennes de 732 m et 892 m de bathymétrie (fig. 2.25E) et marquent des changements morphologiques dans la partie évasée des canyons. En effet, le point B1 marque l'élargissement des canyons en rupture avec la partie linéaire de la pente supérieure (fig. 2.25A). Le point B2, quant à lui, n'est pas présent sur tous les talwegs, mais il semble marquer un rétrécissement de la largeur des canyons avant d'atteindre l'embouchure (fig. 2.25A).

Une carte de la profondeur d'incision des canyons (fig. 2.26) est obtenue par soustraction d'une surface de base à l'équilibre avec la carte bathymétrie réelle des canyons (voir protocole annexe B). La carte obtenue permet de voir uniquement la profondeur des canyons en s'affranchissant de la profondeur bathymétrique de ces derniers. Cette méthode met en évidence les caractéristiques morphologiques suivantes: la faible profondeur d'incision dans la partie linéaire, la présence de terrasses bordant les talwegs et l'existence de zone en érosion en bas de pente avec une forme linéaire et partiellement chenalisée (fig. 2.26).



Canyon	1	2	3*	4*	5	6**	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	Moyenne
Bathymétrie minimale (m)	442	479	789	829	422	427	467	477	462	459	384	419	482	480	499	478	529	440	459
Bathymétrie maximale (m)	834	910	955	971	998	995	981	928	1057	1024	1011	1008	911	1003	1020	1020	995		978
Longueur (km)	13,58	14,74	8,18	5,52	19,2	19,32	16,52	14,28	19,38	18,04	20,4	19,1	14,34	15,36	16,28	17,4	15,1		17,00
Sinuosité	1,15	1,21	1,12	1,03	1,12	1,17	1,14	1,11	1,08	1,08	1,08	1,10	1,11	1,09	1,10	1,08	1,18		1,12
Inclinaison de pente (°)	1,65	1,67	1,16	1,47	1,72	1,69	1,78	1,81	1,76	1,80	1,76	1,77	1,71	1,95	1,83	1,79	1,77		1,76

* Les dimensions ci-contre concernent uniquement le segment des talwegs en dehors des zones en amphithéâtre des canyons 3 et 4, ces dimensions ne sont pas comptabilisées dans la moyenne
 ** Le talweg du canyon 6 se sépare en 2 branches dans la partie distale, les valeurs de profondeur maximale, de longueur, de sinuosité et d'inclinaison de pente sont les valeurs moyennes des deux branches.



Canyon	1	2	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	Moyenne	
Partie linéaire																		
Bathymétrie de A (m)	533	594	564	552	556	553	560	533	506	566	612	646	615	614	692	590	580	
Longueur de DA (km)	1,74	2,78	2,38	3	2,88	1,68	2,14	1,74	2,4	2,4	3,64	3,94	2,66	2,42	3,02	3,24	2,63	
Inclinaison de DA (°)	3,00	2,37	3,41	2,38	1,76	2,58	2,61	2,44	2,91	3,52	2,05	2,42	2,49	3,20	3,08	2,66	2,68	
Partie évasée																		
Bathymétrie de B1 (m)	685	699	671	644	662	747	740	801	827	809	695	795	702	727	784	725	732	
Bathymétrie de B2 (m)	774	834	921					934					945	945			892	

Figure 2.25 : Analyse quantitative de la morphologie des 18 canyons. Carte bathymétrique des canyons et localisation des talwegs et des points de rupture de pente (A). Caractéristiques générales des 18 canyons : bathymétrie minimale et maximale, longueur, sinuosité et inclinaison de la pente (B). Profil longitudinal type du talweg avec les points de rupture de pente (C). Diagramme de la longueur des 18 canyons (D). Caractéristiques des parties linéaires et évasées des canyons (E).

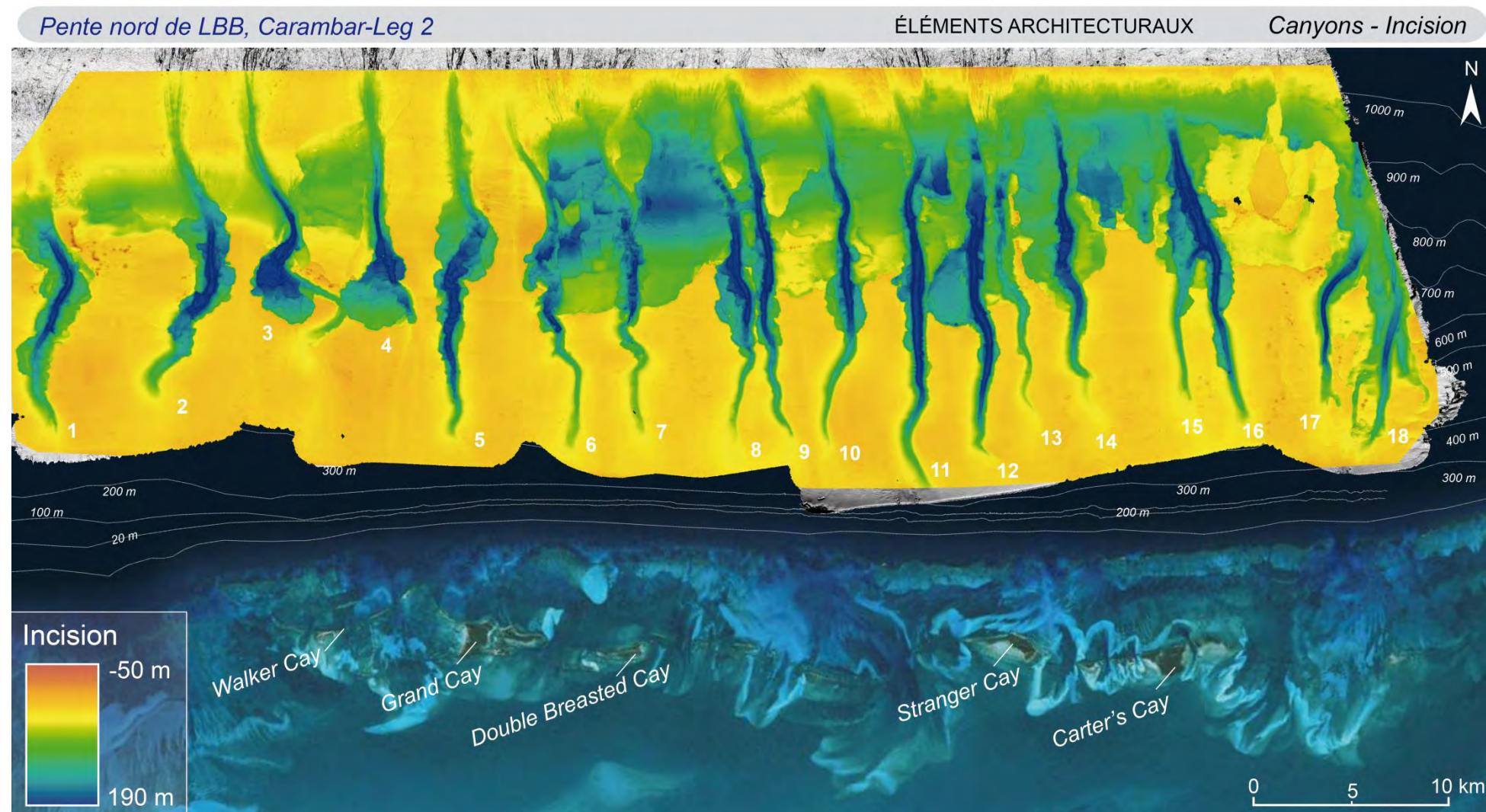


Figure 2.26 : Carte de la profondeur d'incision des canyons. Cette carte est réalisée par soustraction d'une surface de base à l'équilibre et de la carte bathymétrique réelle (voir protocole annexe B). Notons la faible profondeur d'incision des parties linéaires des canyons le long de la pente supérieure, la présence de terrasses dans les canyons et l'existence de zone en érosion linéaire en bas de pente et partiellement chenalisée.

Parmi les 18 canyons, quatre types de canyon peuvent être distingués sur des critères morphologiques concernant le comblement, le degré de confinement, la forme générale et la géométrie des terrasses. Le type 1 caractérise les canyons non comblés et bien individualisés. Les canyons de type 1 s'arrêtent soit en milieu de pente avec une forme en amphithéâtre (type 1.a) ou peuvent présenter un prolongement linéaire vers l'amont (type 1.b). Le type 2, quant à lui, correspond aux canyons en cours de remplissage. Il comprend les canyons à un stade de remplissage précoce avec des levées et de terrasses aggradantes (type 2.a) et les canyons partiellement ou totalement comblés (type 2.b). Les quatre types de canyon sont donc les suivants :

- *Type 1.a : les canyons sans incision linéaire*
- *Type 1.b : les canyons avec une incision linéaire*
- *Type 2.a : les canyons avec des levées ou des terrasses aggradantes*
- *Type 2.b : les canyons partiellement ou totalement comblés*

2.2. Type 1.a, les canyons sans incision linéaire: les canyons 3 et 4

Contrairement à tous les autres canyons, les canyons 3 et 4 ne présentent pas une partie proximale linéaire mais se terminent par un large amphithéâtre (de 3 à 4 km de diamètre) délimité par un escarpement d'une hauteur pouvant atteindre 100 m et marqué par de nombreuses loupes d'arrachement (fig. 2.27A, B et C). La partie du canyon en amphithéâtre, comprise entre 550 et 700 m de bathymétrie, fait suite à une zone plus étroite pouvant atteindre seulement 700 m de large et présentant des parois en forme de V (profils c et d, fig. 2.27A et E). Les deux parties en amphithéâtre s'arrête à 550 m de bathymétrie, à proximité de la limite de faciès *nodular ooze-hardground* (fig. 2.12). Elles sont reliées par un conduit chenalisé d'environ 60 m de profondeur. Ce dernier est également connecté à la pente supérieure via le canyon 4 (fig. 2.27A et B). Entre les canyons 3 et 4, de nombreux escarpements affectent la zone d'interfluve (fig. 2.27A et E). A l'aplomb de ces escarpements, des structures en reliefs entre 10 et 20 m de haut se répartissent sur les bordures et sont interprétées comme des monts carbonatés d'eau froide (fig. 2.27A).

A l'intérieur des canyons, dans la partie proximale en amphithéâtre, le profil Chirp 152 (fig. 2.27D) montre un remplissage sédimentaire d'environ 10 m d'épaisseur caractérisé par un échofaciès légèrement lité (type I.2). La carotte CARKS-24 positionnée dans la partie proximale du canyon 4 et d'une longueur de 7,57 m indique des dépôts de boue de péri-plate-forme avec quelques niveaux granoclassés de sables carbonatés fins à moyens (fig. 2.27A et D).

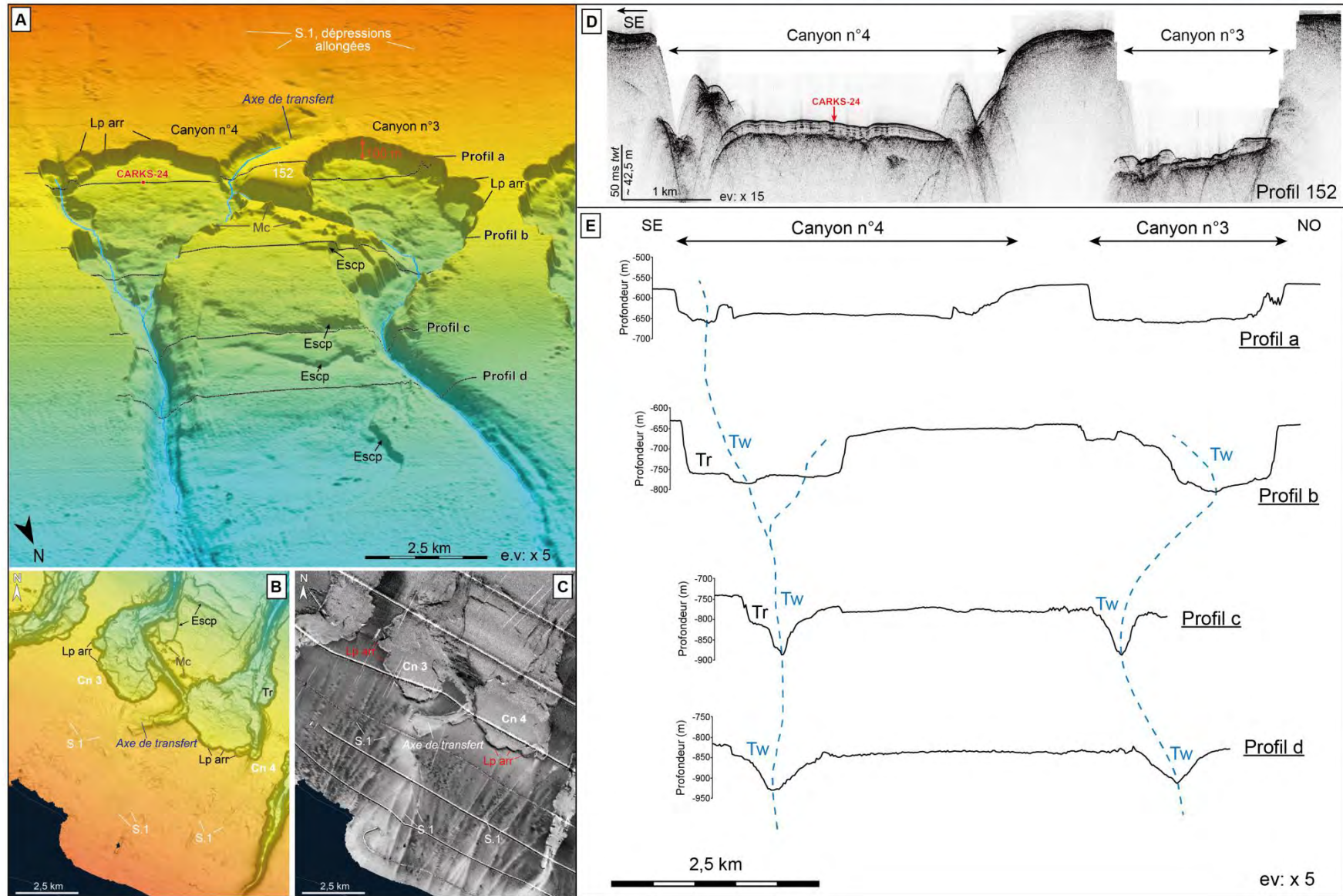
Enfin, en amont des canyons 3 et 4, la carte bathymétrique montre des dépressions allongées peu profondes (de 1 à 2 m) qui semblent reliées aux zones en amphithéâtre (S.1, fig. 2.27A et B). Ces structures sont davantage mises en évidence avec l'imagerie EM302 où elles sont soulignées par une faible réflectivité (S.1, fig. 2.27C). Une zone de dépôt en étalement de faible réflectivité est associée aux structures S.1 et semble s'étendre en direction de la partie chenalisée entre les canyons 3 et 4 (fig. 2.27C). Cette dernière est interprétée comme un axe de transfert majeur des sédiments vers le conduit chenalisé alimentant ensuite les canyons 3 et 4.

Figure 2.27 (page suivante) : Caractérisation des canyons 3 et 4 en forme d'amphithéâtre à partir des données de surface. Zoom sur la carte bathymétrique 3D (A), la carte bathymétrique 2D (B) et l'imagerie EM302 (C). Le profil Chirp 152 montre le remplissage sédimentaire à l'intérieur des parties en amphithéâtre (D). Quatre profils bathymétriques transverses notés a à d permettent de caractériser la géométrie des canyons 3 et 4 (E). La carotte CARKS-24, le profil Chirp 152 et les profils bathymétriques a à d sont localisés sur la carte bathymétriques 3D (A).

Pente nord de LBB, Carambar-Leg 2

ÉLÉMENTS ARCHITECTURAUX

Canyons n°3 et n°4



2.3. Type 1.b, les canyons avec une incision linéaire : exemple du canyon 5

Le type 1.b caractérise les canyons 1, 2 et 5 avec une partie proximale linéaire et des interfluves préservés de l'érosion. Le canyon 5 est un très bon exemple de ce type morphologique (fig. 2.28). Ce dernier, de 19 km de long, est entièrement confiné dans la pente et présente des bordures abruptes pouvant atteindre 80 m de haut avec de nombreuses loupes d'arrachement (fig. 2.28A). Il commence par une incision linéaire entaillant la pente supérieure (profils a et b) et s'élargit ensuite le long de la pente moyenne passant de 1,2 km à 3 km de large (profils b et c). Enfin il se resserre de nouveau vers 900 m de bathymétrie pour atteindre 1,5 km (profil d) (fig. 2.28 B). Le profil d'incision montre que la profondeur maximale (150 m) est atteinte dans la partie la plus large du canyon, le long de la pente moyenne (fig. 2.28C). Des terrasses d'une élévation d'environ 50 m par rapport au fond du talweg caractérisent l'intérieur du canyon 5. Elles sont ici particulièrement bien développées et peuvent atteindre jusqu'à 1,5 km de large et s'étendre sur 3,5 km de long (profil c, fig. 2.28B).

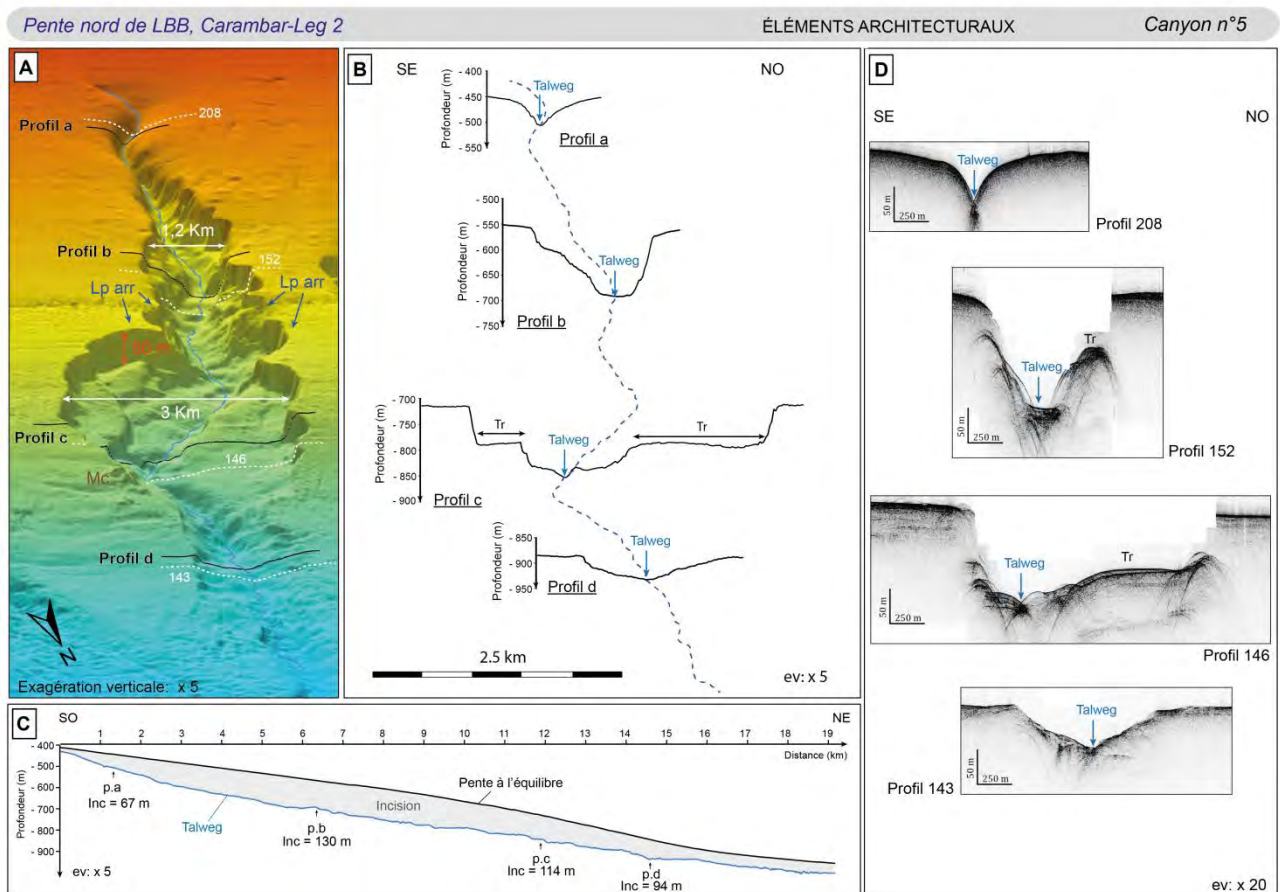


Figure 2.28: Caractérisation du canyon n°5 à partir des données de surface. Vue 3D de la carte bathymétrique (A). Quatre profils transverses notés a à d permettent de caractériser les géométries internes du canyon n°5 (B). Profil d'incision du canyon (C). Profils Chirp, 208, 152, 146 et 143 transverses au canyon n°5 (D).

L'intérieur du canyon 5 peut être observé grâce à quatre profils Chirp localisés à proximité des coupes bathymétriques transverses (fig. 2.28D). Ils montrent que des dépôts tapissent tout le fond du talweg, mis à part dans la partie linéaire (profil 208). Les terrasses des canyons (profil 146) ainsi que certaines bordures (profils 152 et 146) sont quant à elles constituées de dépôts à échofaciès transparent à légèrement lités avec des hyperboles dans les zones les plus escarpées (types I.2 et IV.1). Ces dépôts sont généralement relativement peu développés mais peuvent atteindre 20 m d'épaisseur dans la partie évasée du canyon (profils 152 et 146, fig. 2.28D).

2.4. Type 2.a, les canyons avec des levées ou des terrasses aggradantes : exemple des canyons 10 à 14

Le type 2.a définit les canyons dont le remplissage précoce se caractérise par des levées et des terrasses aggradantes. Ce type morphologique peut être illustré par les canyons 10 à 14. Ces derniers présentent une morphologie linéaire et étroite le long de la pente supérieure dont l'extrémité proximale est orientée NNO-SSE marquant ainsi un changement de direction par rapport aux axes des canyons orientés SSO-NNE (fig. 2.29A et B). En-dessous de 600 m de bathymétrie les canyons s'élargissent considérablement et présentent des bordures avec de nombreuses loupes d'arrachement. Les canyons 12 et 14 sont caractérisés par une partie centrale en forme d'amphithéâtre pouvant atteindre 4,5 km de large (fig. 2.29A et B).

En dessous de 600 m de bathymétrie, la pente moyenne est très rarement conservée. A ce niveau, un large escarpement de 30 à 100 m de haut marque la limite avec la pente à l'état d'équilibre. La pente moyenne est alors conservée uniquement sous-forme de reliefs isolés en pied de pente (fig. 2.29A). Les interfluves en érosion sont caractérisés par plusieurs escarpements individualisant de larges terrasses (fig. 2.29A). Ces terrasses sont elles-mêmes sujettes à une importante érosion en pied de pente avec le développement de larges escarpements angulaires (fig. 2.26 et fig. 2.29A).

De manière générale, à partir du canyon 6, l'érosion sur les interfluves semble plus intense le long des bordures ouest des canyons. Cela se manifeste d'une part par des reliefs isolés de forme asymétrique en bas de pente (2.29A) et d'autre part par des bordures occidentales plus émoussées que les bordures orientales au niveau de la partie linéaire des canyons (exemple : profil a, canyon 5 fig. 2.28B). Enfin les loupes d'arrachement sont davantage présentes sur les bordures ouest des canyons que sur les bordures est (fig. 2.29A et B).

Les géométries des terrasses peuvent être appréhendées grâce aux profils Chirp 148-149, 168 et 170-171 (fig. 2.29D et E). Ces profils sismiques montrent que les terrasses sont constituées par des dépôts à échofaciès lités continus (type1.1) caractérisés par deux types de morphologies.

(1) Premièrement, les terrasses peuvent être majoritairement aggradantes sur environ 50 m d'épaisseur avec quelques fois la présence d'un bourrelet sur la bordure des canyons. Ce type de géométrie caractérise les terrasses des canyons 11, 12 et 13 (fig. 2.29D). Ces terrasses aggradantes ne sont pas toujours régulières et peuvent être réincisées par de nouveaux canyons. C'est le cas de la terrasse orientale du canyon 12 qui est réincisée par le canyon 13 plus récent (profil 168, fig. 2.29D). Le stade précoce du canyon 13 est confirmé par la carte de profondeur d'incision qui montre un talweg peu profond sur toute sa longueur (fig. 2.26).

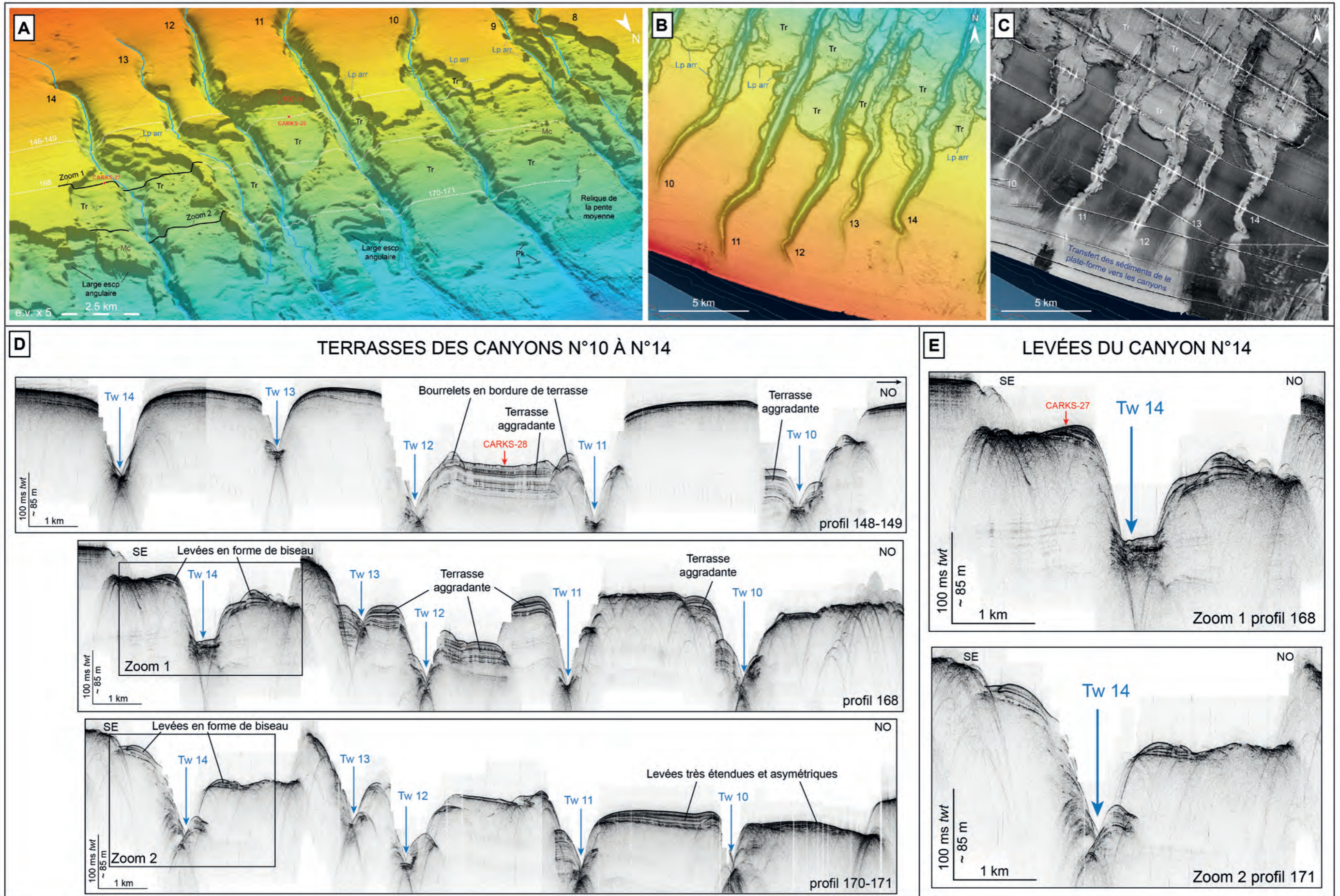
(2) Le deuxième type de terrasse est caractérisé par des formes en biseaux pouvant atteindre 25 m d'épaisseur. Ces morphologies sont interprétées comme des levées construites par débordement d'écoulement *downslope* transitant le long des talwegs. Les levées sont présentes dans le canyon 14, sur chacune des bordures sur environ 1 km (fig. 2.29D et E). Elles sont également observables dans la partie la plus distale du canyon 10 où elles s'étendent sur 2,5 km (profil 170-171, fig. 2.29D).

Figure 2.29 (page suivante) : Caractérisation des canyons n°10 à 14 à partir des données de surface. Zoom sur la carte bathymétrique 3D (A), la carte bathymétrique 2D (B) et l'imagerie EM302 (C). Les profils Chirp montrent les caractéristiques sédimentaires des terrasses des canyons 10 à 14 (D). Ces terrasses sont soit aggradantes, soit en forme de biseau caractéristique des morphologies de levées (E).

Pente nord de LBB, Carambar-Leg 2

ÉLÉMENTS ARCHITECTURAUX

Canyons n°10 à 14 - surface



Les carottes CARKS-28 et CARKS-27 sont prélevées respectivement sur la terrasse aggradante occidentale du canyon 12 et sur la partie proximale de la levée orientale du canyon 14 (fig. 2.29A, D et E). Les deux carottes, d'une longueur de 8,8 m et 7,2 m, montrent majoritairement des dépôts de boue de péri-plate-forme. Cependant, le dernier tronçon de la carotte CARKS-28 indique un niveau riche en argiles épais de 15 cm, caractérisé par une base nette.

Les terrasses des canyons 10 à 13, ont une épaisseur 3 à 4 fois plus importante que celles du canyon 14 (fig. 2.29D). L'imagerie EM302 montre que des dépôts de faible réflectivité (faciès D.I) sont présents sur la pente supérieure et se propage vers les incisions linéaires des canyons 10 à 13 uniquement (fig. 2.29C). Pour le canyon 14, il n'y pas d'axe de transfert clairement visible sur la carte de réflectivité mais uniquement quelques dépôts de faible réflectivité autour de la partie linéaire du canyon (fig. 2.29C). La différence d'épaisseur des terrasses peut donc s'expliquer par un transfert majeur de boue de péri-plate-forme orienté vers les canyons 10 à 13 alors que ce transfert est moindre vers le canyon 14.

2.5. Type 2.b, les canyons partiellement ou totalement comblés : les canyons 17 et 18

Le type 2.b définit les canyons partiellement ou entièrement comblés tels que les canyons 17 et 18 situés à l'extrémité occidentale de la zone d'étude. Ces derniers ont la particularité de confluer en milieu de pente et de s'orienter vers la même embouchure (fig. 2.30A et B). Le canyon 18 se compose d'un talweg principal et de deux talwegs secondaires 18.1 et 18.2. Le talweg principal est caractérisé par une forme en U et une faible profondeur d'incision (70 m maximum). Le talweg du canyon 17 est en revanche très escarpé et peut atteindre 130 m de profondeur. La figure 2.26 indique que ces deux talwegs ne sont pas continus et présentent des zones partiellement comblées à partir de 700 m de bathymétrie.

Les structures internes de ces deux canyons peuvent être observées grâce aux profils Chirp 283, 277, 201 et 149-150 (fig. 2.30D). Dans sa partie proximale le canyon 18 est caractérisé par un puissant corps sédimentaire à échofaciès lités (type I.1) d'une épaisseur maximale de 100 ms *twt* soit environ 80 m (profil 277, fig. 2.30D). Le talweg du canyon 18 semble entailler ce remplissage sur toute sa hauteur et les deux affluents 18.1 et 18.2 longent et incisent les bordures de ce corps sédimentaire. Sur l'imagerie EM302 ce remplissage est caractérisé par une faible réflectivité homogène (faciès D.I) (fig. 2.30C).

En amont du canyon, une fine couche de dépôt à échofaciès transparent légèrement lité (type I.3) est interprété comme un tablier boueux similaire à la couverture sédimentaire d'âge holocène présente sur l'*uppermost slope* (Rankey & Doolittle, 2012) (profil 283, fig. 2.30D). Ces dépôts boueux recouvrent une surface irrégulière avec quelques zones incisées et se terminent en *onlap* à l'ouest sur un échofaciès indistinct (type II.1) à très forte réflectivité (faciès A.I) (profil 283, fig. 2.30D et fig. 2.30C). Cette topographie complexe pourrait jouer un rôle dans l'orientation des écoulements boueux de la pente supérieure vers les canyons.

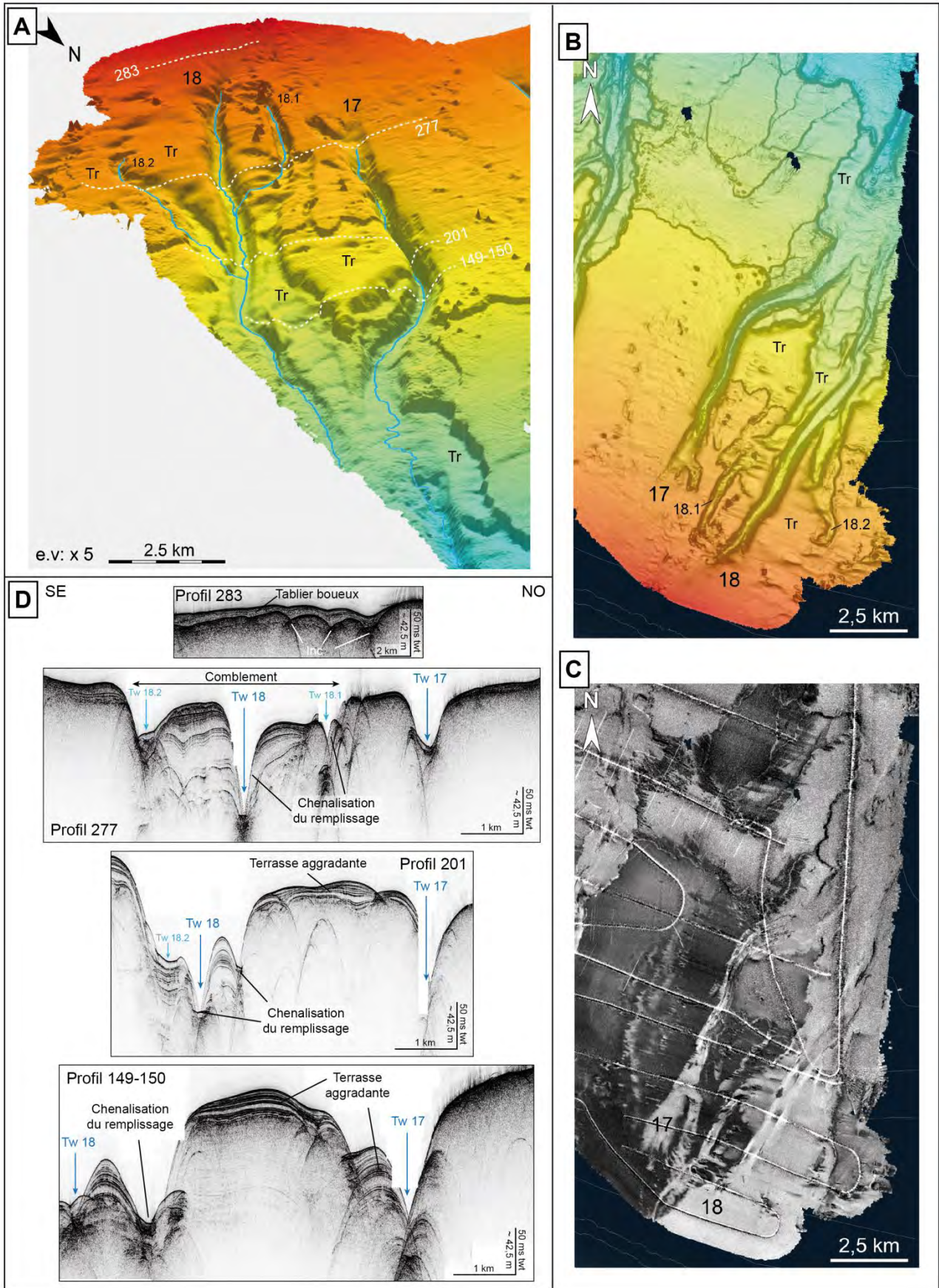


Figure 2.30: Caractérisation des canyons n°17 et 18 à partir des données de surface. Zoom sur la carte bathymétrique 3D (A), la carte bathymétrique 2D (B) et l'imagerie EM302 (C). Les profils de Chirp 283, 277, 201, 149-150 montrent le remplissage sédimentaire à l'intérieur des canyons 17 et 18 (D).

2.6 *Modèle de formation et d'évolution des canyons sous-marins*

La morphologie des 18 canyons sous-marins évolue de manière significative d'ouest en est. En allant vers l'est le confinement des canyons diminue, les canyons, d'abord bien individualisés dans la pente sont ensuite séparés par des interfluves en érosion. Les canyons peuvent présenter aussi bien une partie proximale en forme d'amphithéâtre qu'une morphologie linéaire. Cette partie linéaire se complexifie davantage à l'est avec le développement d'axes tributaires au niveau de la tête de canyon. Enfin, la géométrie des terrasses se diversifie vers les canyons de la partie orientale avec l'apparition de terrasses aggradantes, de levées en forme de biseau et la présence de zones en comblement. D'après ces différences morphologiques, les quatre types de canyon suivant ont pu être distingués :

- *Type 1.a : les canyons sans incision linéaire*
- *Type 1.b : les canyons avec une incision linéaire*
- *Type 2.a : les canyons avec des levées ou des terrasses aggradantes*
- *Type 2.b : les canyons partiellement ou totalement comblés*

Ces quatre types morphologiques sont interprétés comme différents stades de maturité des canyons. Ainsi, d'après ces observations un modèle d'évolution des canyons peut être proposé figure 2.31, de leur initiation jusqu'à leur comblement selon les stades suivant :

- *Stade 1 : initiation des canyons (glissements)*
- *Stade 2 : phase de transition (canyon de type 1.a)*
- *Stade 3 : phase de maturité (canyon de type 1.b)*
- *Stade 4 : remplissage des canyons (canyon de type 2.a)*
- *Stade 5 : comblement des canyons (canyon de type 2.b)*

- *Stade 1 : initiation des canyons*

Les canyons sous-marins s'initient par des déstabilisations gravitaires le long de la pente moyenne entre 650 m et 1000 m de bathymétrie (fig. 2.31). Ces déstabilisations s'expriment soit sous forme de larges glissements tels qu'ils ont été décrits dans la partie occidentale de la zone d'étude, soit sous forme d'érosion linéaire étroite ou angulaire comme celle identifiée en pied de pente entre les canyons 11 et 12 (fig. 2.29A).

Plusieurs facteurs peuvent favoriser l'érosion intra-pente, tels qu'un fort taux de sédimentation et une faible consolidation de la boue de péri-plate-forme. La cartographie des échofaciès a montré un gradient proximal-distal de la cimentation sous-marine le long de la pente entre 300 m et 1000 m de bathymétrie avec des dépôts boueux de moins en moins consolidés dans la partie la plus distale où l'érosion des interfluves est plus importante (Chapitre 1, fig. 2.8 et 2.9). D'autres facteurs de forçages plus globaux, tels que l'eustatisme et l'activité tectonique, peuvent expliquer la répartition des glissements intra-pentes ainsi que leurs positions stratigraphiques. La discussion de l'implication de ce type de facteurs requiert un cadre stratigraphique précis associé à une étude de répartition des éléments architecturaux durant le Néogène. Cet aspect de l'étude sera abordé dans la partie 3 de ce manuscrit.

MODÈLE DE FORMATION ET D'ÉVOLUTION DES CANYONS DE LA PENTE NORD DE LBB

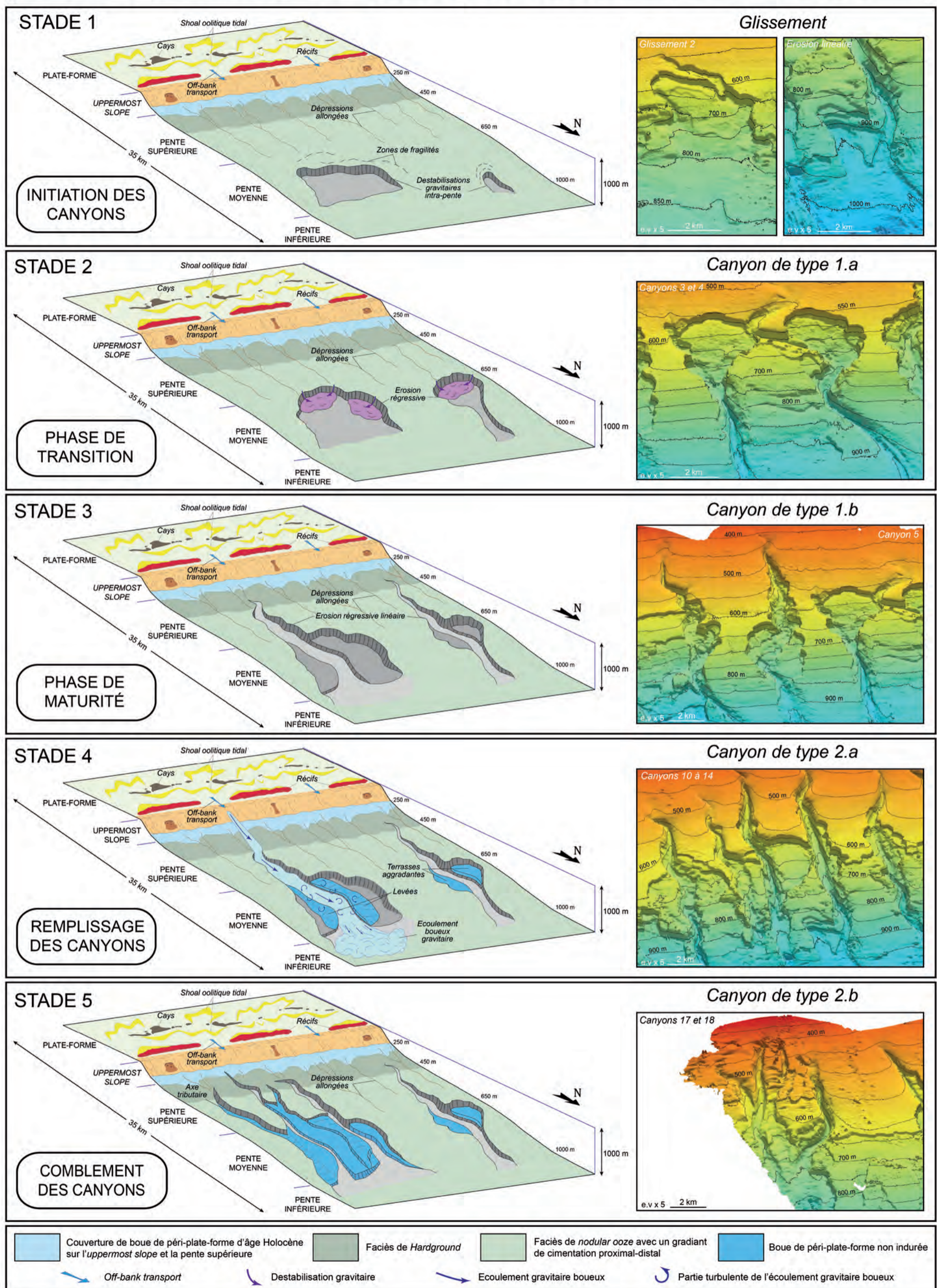


Figure 2.31 : Modèle de formation et d'évolution des canyons de la pente nord de LBB, selon 5 stades de l'initiation des canyons à leurs comblements. Chacune des étapes sont illustrées par des exemples de canyon et de glissement dont les morphologies sont détaillées dans les sections précédentes.

- *Stade 2 : phase de transition (canyon de type 1.a)*

La seconde étape de formation des canyons est une phase de transition vers un stade précoce de canyon. Cette évolution se fait par érosion régressive des déstabilisations intra-pente comme l'atteste la présence de nombreuses loupes d'arrachement (fig. 2.31). A ce stade les canyons peuvent s'élargir considérablement pouvant induire des formes en amphithéâtre. C'est le cas des canyons 3 et 4 qui se forment dans un premier temps par érosion régressive d'une incision linéaire étroite et s'élargissent ensuite considérablement entre 700 m et 550 m de bathymétrie formant une partie proximale en amphithéâtre (fig 2.27). Ces formes en amphithéâtre caractérisent également les terrasses des canyons 12 et 14 plus matures (fig. 2.29).

A ce stade, l'érosion régressive des canyons s'arrête entre 550 et 600 m de bathymétrie. Dans la partie orientale, à partir du canyon 6, cette limite morphologique s'exprime par un escarpement continu pouvant atteindre 100 m de haut. A ce niveau, les interfluves en dessous de cette limite morphologique ne sont plus entièrement préservés.

Cette première limite morphologique peut être le résultat du gradient de cimentation sous-marine avec le passage d'une boue de péri-plate-forme non indurée à un faciès de *nodular ooze*. La présence d'un front diagénétique peut donc expliquer la diminution de l'érosion régressive le long de la pente supérieure.

- *Stade 3 : phase de maturité (canyon de type 1.b)*

A ce stade, l'érosion régressive continue le long de la pente mais selon des processus tout à fait différents. En effet, au-dessus de 600 m de bathymétrie les canyons se poursuivent toujours par érosion régressive mais sous la forme d'incisions linéaires de plus en plus étroites (fig. 2.31). Ces dernières semblent collecter les flux sédimentaires de la pente supérieure particulièrement bien soulignés sur l'imagerie EM302 (S.1, fig. 2.5 et 2.6).

Ce processus est très bien illustré sur les canyons 3 et 4 où les parties en amphithéâtre sont connectées à la pente par des petits conduits chenalisés situés dans la continuité des axes de transfert sédimentaire S.1 (fig. 2.27). Le canyon 5 montre très bien l'évolution morphologique entre le stade de transition et le stade de maturité. Le corps du canyon très large en milieu de pente avec des bordures soulignées par de nombreuses loupes d'arrachement (stade 2) passe ensuite à une incision linéaire avec des parois de plus en plus étroites (stade 3) (fig. 2.28).

L'érosion régressive se termine vers 450 m de bathymétrie. Cela marque la fin des canyons sur la pente supérieure et constitue ainsi la deuxième limite morphologique. De la même manière que pour la première limite morphologique, l'arrêt de l'érosion régressive semble être le résultat de la présence d'un front diagénétique marquant le passage d'un faciès de *nodular ooze* vers un faciès de *harground* le long de la pente supérieure (Chapitre 1, fig. 2.8 et 2.9).

- *Stade 4 : remplissage des canyons (canyon de type 2.a)*

Le stade 4 correspond aux remplissages des canyons par des écoulements boueux. En effet durant cette étape les canyons sont bordés par des terrasses aggradantes ou des levées en formes de biseaux composées de boue de péri-plate-forme. Les sédiments qui forment les terrasses et les levées semblent être issus d'écoulements boueux initiés en haut de pente et permettant le transfert de boue produite sur la plate-forme vers le domaine profond (fig. 2.14D). Les levées et les terrasses sont alors construites par débordements de ces écoulements en partie confinés dans les talwegs (fig. 2.31).

Ce stade de remplissage est particulièrement bien illustré sur les canyons 10 à 14 (fig. 2.29) où certaines terrasses sont caractérisées par des bourrelets en bordures de talweg indiquant ainsi le débordement des écoulements boueux. Plus spécifiquement, le canyon 14 montre des levées en forme de biseau peu développé (fig. 2.29E). Ces géométries de plus faible dimension semblent reliées à la moindre quantité d'écoulement boueux dans le canyon 14 (fig. 2.29C).

Ce remplissage boueux peut être réincisé par de nouvelles érosions résultant du passage des écoulements boueux au travers des larges terrasses. Il en résulte une chenalisation des terrasses pouvant aboutir à l'initiation d'un nouveau canyon. C'est le cas du canyon 13 qui se développe dans la terrasse orientale du canyon 12 (fig. 2.29).

- *Stade 5 : comblement des canyons (canyon de type 2.b)*

Au stade 5, le processus de remplissage peut aboutir aux complements des canyons (fig. 2.31). Les talwegs sont alors moins étroits et de faible profondeur mais persistent tant qu'ils sont entretenus par des écoulements boueux. A ce stade, de nouveaux axes tributaires se développent autour de la tête des canyons (fig. 2.31) caractérisant l'intensification des apports.

Ce stade d'évolution est caractérisé par les canyons de type 2.b définis à partir des canyons 17 et 18 (fig. 2.30). L'orientation de ces canyons diffère des autres canyons d'environ 10° vers l'est et ils ont la particularité de se situer dans le prolongement d'une passe et des *shoals* oolitiques à l'est de *Carter's Cay* (fig. 2.25 et 2.26). La partie proximale du canyon 18 est face à une zone de transfert majeure de boue de péri-plate-forme induisant son comblement partiel. Les talwegs sont cependant entretenus par les écoulements boueux mais ils semblent de moins en moins persistants (fig. 2.30).

2.7. Les facteurs de contrôle de l'évolution des canyons sous-marins

Le modèle d'évolution des canyons sous-marins montre que l'initiation de ces derniers est uniquement issue de processus d'érosion intra-pente (stade 1). Les déstabilisations gravitaires évoluent ensuite vers des systèmes de canyon grâce à deux phases majeures d'érosion régressive (stades 2 et 3). Dans la deuxième phase d'érosion régressive (stade 3), à partir de 600 m de bathymétrie et à environ 10 km de la plate-forme, les flux sédimentaires venant de la plate-forme sont collectés par les incisions linéaires des canyons. Des écoulements boueux assurent ensuite le remplissage des canyons induisant la formation de levées ou de terrasses aggradantes (stade 4). Le stade ultime de ce processus est le comblement du canyon (stade 5) marquant la fin d'un cycle « érosion-remplissage ». La figure 2.32 propose une synthèse de l'impact des différents processus sédimentaires sur l'évolution morphologique des canyons.

Ce modèle d'évolution, de l'initiation des canyons à leur comblement, présente 5 étapes mais ces dernières ne sont pas nécessairement toutes présentes et certaines n'évoluent jamais vers le stade suivant. C'est le cas, par exemple, des glissements de la pente moyenne à l'extrémité ouest de la zone d'étude, le long de la pente progradante. Ces derniers ne connaissent pas de stade d'érosion régressive linéaire pouvant aboutir à la formation des canyons tels qu'ils sont observés dans la partie orientale de la zone d'étude. Le fort taux de sédimentation dans ce secteur semble induire un remplissage relativement rapide des glissements ce qui empêcherait leur migration vers le haut de pente par érosion régressive.

La maturité des canyons augmente vers la partie orientale de la zone d'étude. En effet les canyons 1 à 5 présentent des stades de développement précoce (types 1.a et 1.b), tandis qu'à partir du canyon 6 le confinement des canyons diminue du fait de l'érosion des interfluves. En outre, le développement de terrasses (type 2.a) indique un stade de remplissage (stade 4) pouvant aboutir au comblement du canyon (stade 5), comme on peut l'observer sur les canyons 17 et 18 (type 2.b). Selon le modèle établi, cette évolution morphologique est contrôlée par une intensification des déstabilisations gravitaires (1) et par une augmentation des écoulements boueux venant de la plate-forme (2) (fig. 2.32).

(1) L'étude de la position architecturale et de la distribution des déstabilisations gravitaires passe par une analyse sismo-stratigraphique détaillée qui sera abordée dans la partie 3 de ce manuscrit. Cependant des études antérieures ont montrées l'importance de l'ouverture du Canyon de *Great Abaco* au Crétacé Supérieur sur la structuration de la pente nord de LBB (Van Buren & Mullins, 1983) (fig. 1.36 et 1.61). Ce contrôle structural pourrait induire une intensification des déstabilisations gravitaires dans la partie la plus orientale de la zone d'étude. L'implication de l'ouverture du Canyon de *Great Abaco* sur la sédimentation de pente néogène sera plus largement discutée ultérieurement.

(2) En période actuelle de haut niveau marin relatif, la production carbonatée sur la plate-forme est maximale et induit un important transfert sédimentaire vers la pente. Les précédentes observations montrent cependant que le transfert de boue n'est pas homogène sur toute la pente. La boue de péri-plate-forme semble être transportée par des écoulements boueux confinés dans les canyons. Le rôle des écoulements boueux dans la différenciation des canyons prend toute son importance durant les phases de remplissage (stades 4 et 5) (fig. 2.32). L'intensification du remplissage des canyons peut être liée à la présence d'axes de transferts préférentiels des écoulements gravitaires boueux. En effet, ces derniers semblent être localisés à proximité des passes et pourrait être associés à une dynamique tidale. Cependant les données de la mission Carambar 1 ne sont pas suffisantes pour caractériser précisément l'initiation des écoulements boueux depuis la plate-forme. Seuls les canyons 17 et 18 montrent une relation entre les passes, les courants tidaux et le remplissage des canyons. En effet, ces derniers présentent la même orientation que les *shoals* oolitiques amont situés à l'est de *Carter's Cay* (fig. 2.26). Dans cet exemple les courants tidaux semblent contrôler la morphologie des *shoals* oolitiques de la plate-forme tout comme la morphologie des canyons de la pente.

Ces observations montrent que les canyons sous-marins de la pente nord de LBB sont des éléments architecturaux complexes à la fois vecteur de sédiment vers la pente inférieure mais également des systèmes dépositionnels où l'accumulation sédimentaire est contrôlée par la production carbonatée sur la plate-forme et les écoulements gravitaires boueux.

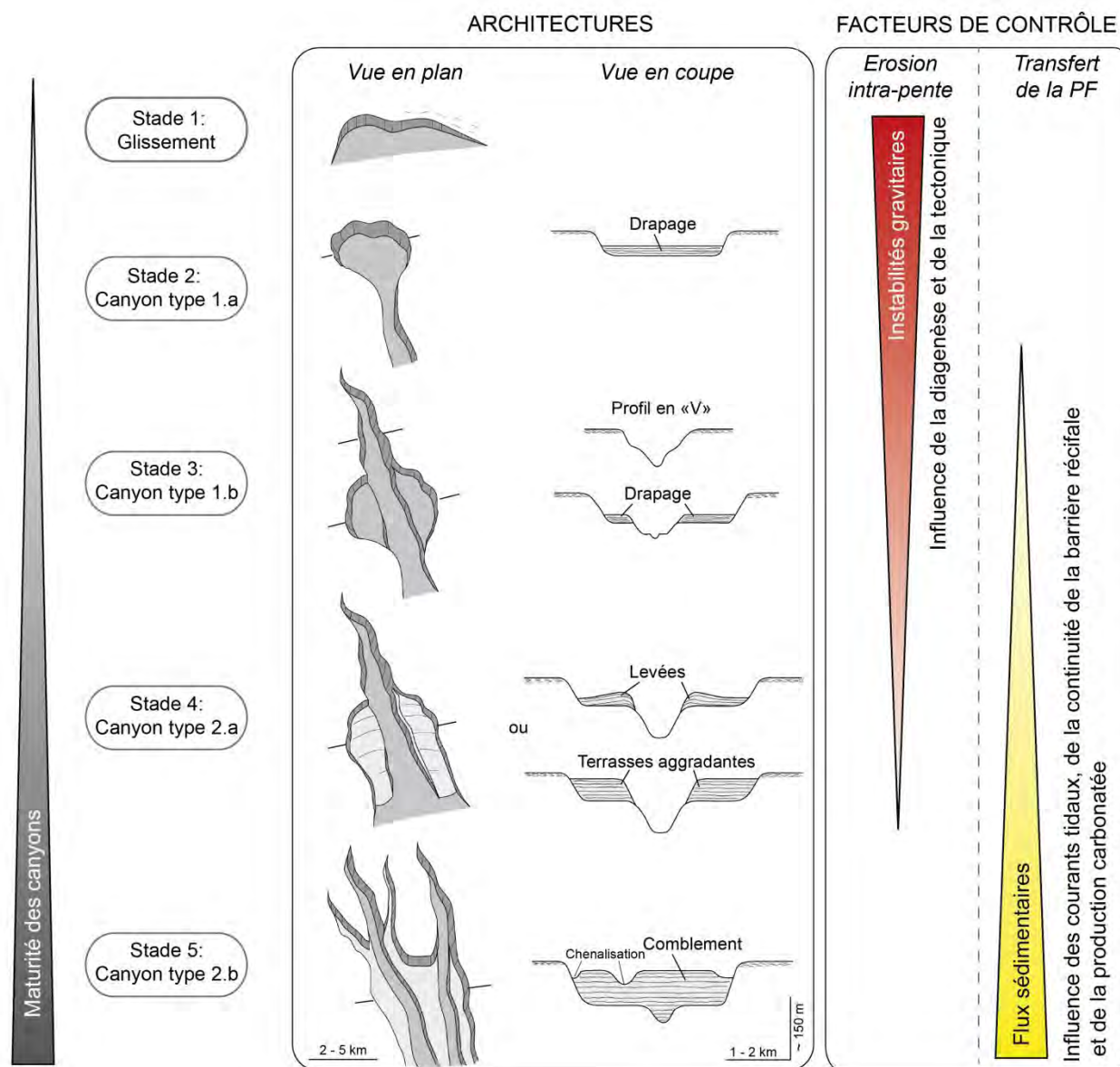


Figure 2.32 : Synthèse sur les architectures de canyons sous-marins et sur l'influence des paramètres de contrôle sur l'évolution des canyons sous-marins le long de la pente nord de LBB.

2.8 Comparaison avec d'autres canyons sous-marins

A partir des 5849 canyons sous-marins silicoclastiques recensés sur l'ensemble des océans du monde, Harris et Whiteway (2011) distinguent trois principaux types de canyon. Les canyons de Type 1 incisent le plateau continental et sont connectés physiquement à un système fluvial. Les canyons de Type 2 incisent également le plateau mais leur connexion avec le système fluvial n'est pas clairement établie. Enfin, les canyons de Type 3 sont restreints à la pente continentale et n'incisent pas le plateau, on parle alors de canyons « aveugles » (Harris et Whiteway, 2011).

Dans le cas des canyons sous-marins de la pente nord de LBB, en domaine purement carbonaté, le système fluvial et le plateau continental sont inexistant. Cependant pour cette étude nous assimilerons les canyons de la pente nord de LBB à des canyons de Types 2 et 3 (*sensu* Harris et Whiteway, 2011) du fait de leur non connexion avec la plate-forme (fig. 2.33). Par opposition, un canyon de Type 1 (*sensu* Harris et Whiteway, 2011) serait un canyon relié à la bordure de la plate-

forme. Dans le cas des plates-formes à barrières récifales discontinues, les canyons peuvent éventuellement être connectés à des passes tidales qui confinent les flux sédimentaires venant de la plate-forme.

Une première comparaison peut être entreprise avec des canyons silicoclastiques de Types 2 et 3 de dimensions équivalentes tels que ceux de la marge californienne ou les canyons méditerranéens du Golfe du Lion, de la marge nord du bassin de Ligure ou encore ceux de la marge Calabro-Ionienne (fig. 2.33A). Tous ces canyons présentent une largeur relativement régulière et sont fréquemment surcreusés par une incision axiale (fig. 2.33C). Les canyons de la pente nord de LBB montrent au contraire un contraste morphologique très marqué. Ils sont caractérisés par une forme très évasée en milieu de pente pouvant former de large amphithéâtre (jusqu'à 4,5 km) et se poursuivent ensuite sur la pente supérieure par des incisions linéaires plus étroites (inférieure à 2 km) (fig. 2.33B).

Une deuxième comparaison peut être réalisée avec des canyons sous-marins de systèmes mixtes tels que ceux de la marge nord-est australienne au nord de la Grande Barrière de Corail (Puga-Bernabéu et al., 2011, cf. Partie 1, fig. 1.25). Tout comme les canyons de la pente nord de LBB, ces derniers peuvent être assimilés à des canyons de Type 1 lorsqu'ils sont connectés à la bordure de plate-forme ou des canyons de Types 2 et 3 lorsqu'il y a absence de connexion. Le modèle d'évolution de ces canyons est très similaire aux stades d'évolutions 1 à 3 des canyons de la pente nord de LBB (fig. 2.31). Toutefois le contraste morphologique n'est pas aussi marqué. Les canyons de la marge nord-est australienne sont très incisés (jusqu'à 400 m de profondeur) et présentent une partie évasée uniquement dans la partie proximale à proximité de la bordure récifale. Dans ce cas, l'érosion régressive atteint son stade ultime jusqu'à la bordure de plate-forme où elle est bloquée par les récifs (fig. 2.33D). Dans ce secteur, l'intense érosion régressive semble être liée à la forte inclinaison de pente (7-15°).

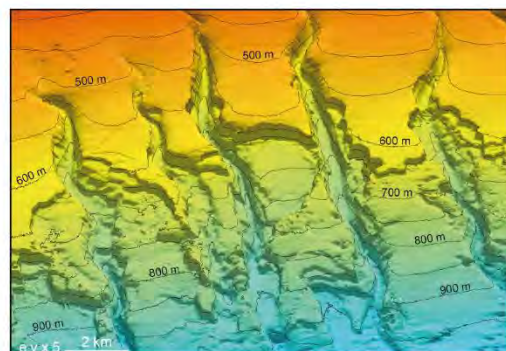
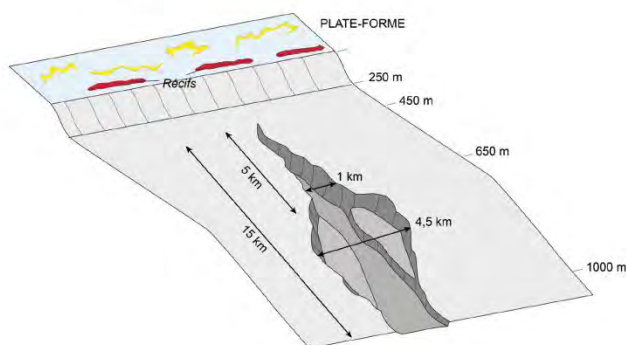
Finalement les canyons de la pente nord de LBB présentent des géométries atypiques observées dans aucun autre système connus à ce jour. Le fort contraste morphologique qui les caractérise semble être lié à un gradient du niveau d'induration de la boue carbonatée. La cimentation sous-marine augmente régulièrement vers le haut de pente limitant ainsi l'érosion régressive. Cette spécificité lithologique associée à un profil de pente convexe et de faible inclinaison permet alors une érosion régressive en deux temps à l'origine de ce contraste morphologique.

Malheureusement la formation des canyons sous-marins en domaine purement carbonaté est relativement peu documentée et il n'existe pas d'autres cas d'étude permettant d'évaluer l'impact de la cimentation sous-marine dans ce type de système.

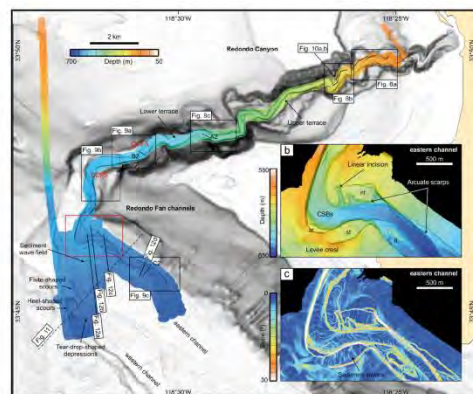
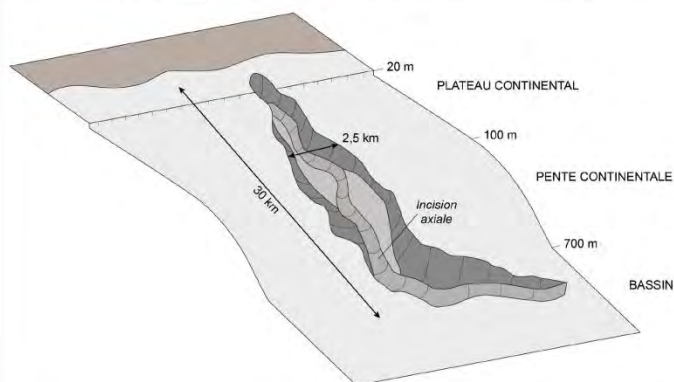
Figure 2.33 (page suivante) : Comparaison des canyons sous-marins de système carbonaté, silicoclastique et mixte. A. Tableau de comparaison des principaux paramètres physiques des canyons de Redondo et Santa Monica sur la marge californienne (Tubau et al., 2015), du Cap Creus et du Bourcart dans le Golfe du Lion (Baztan et al., 2005), de Roya et Verde sur la marge Ligure (Coste, 2014), de Botricello et Assi sur la marge Calabro-Ionienne (Coste, 2014) et des canyons de 10 et 15 de Ribbon Reef sur la marge nord-est australienne (Puga-Bernabéu et al., 2011). Modèles simplifiés et images bathymétriques des canyons sous-marins de la pente nord de LBB (B), du canyon de Redondo de la marge californienne (C) et des canyons Ribbon Reef de la marge NE australienne (D).

A	SYSTÈME CARBONATÉ	SYSTÈME SILICOCLASTIQUE								SYSTÈME MIXTE	
	Pente nord de <i>Little Bahama Bank</i>	Marge Californienne		Golfe du Lion		Marge Ligure		Marge Calabro-Ionienne		Marge NE Australienne, <i>Ribbon Reef</i>	
	Moyenne des 18 canyons	Redondo	Santa Monica	Cap Creus	Bourcart	Roya	Verde	Botricello	Assi	Canyon 15	Canyon 10
Type de canyon <i>sensu</i> Harris et Whiteway (2011)	Type 2 ou 3	Type 2	Type 3	Type 2	Type 2	Type 2	Type 3	Type 2	Type 3	Type 1	Type 2 ou 3
Bathymétrie (m)	460-980	20-700	60-814	120-1850	110-1690	214-2200	192-2180	50-1111	130-1460	135-1791	478-1822
Largeur max (km)	4,5	2,4	2	6,4	4,7	4,2	2,9	1,9	1,1	2,5	2
Incision max (m)	175	390	150	339	360	480	250	144	64	396	328
Longueur (km)	17	29,7	29,1	106	68	24	18	16	42	11,2	7,5
Sinuosité	1,12	1,7	1,2	1,16	1,09	1,15	1,1	1,05	1,45	1,05	1,07
Inclinaison de pente (°)	1,76	1,3	1,5	1,09	1,3	4,8	6,6	3,75	1,93	13,2	12,1
Références		Tubau et al., 2015		Baztan et al., 2005		Coste, 2014		Coste, 2014		Puga-Bernabéu et al., 2014	

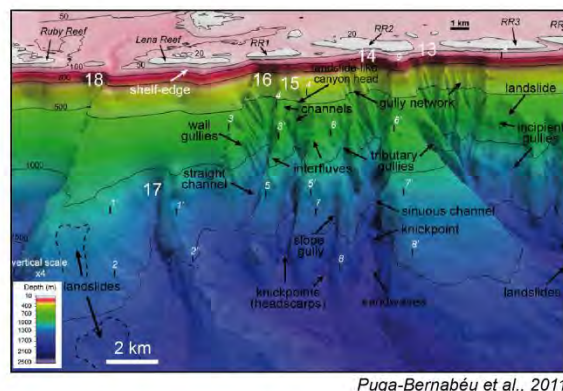
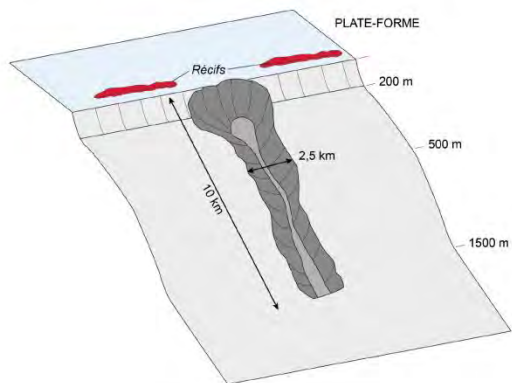
B CANYON SOUS-MARIN D'UN SYSTÈME CARBONATÉ
Exemple: pente nord de *Little Bahama Bank*



C CANYON SOUS-MARIN D'UN SYSTÈME SILICOCLASTIQUE
Exemple: *Canyon Redondo (marge Californienne)*



D CANYON SOUS-MARIN D'UN SYSTÈME MIXTE
Exemple: *Canyon de Ribbon Reef (marge NE Australienne)*



B. LES ELEMENTS ARCHITECTURAUX DE LA PENTE INFÉRIEURE

En-dessous de 1000 m de bathymétrie, les canyons de la partie orientale se poursuivent par un réseau de sillons distributaires se propageant vers des zones de dépôt plus distales. Les sillons distributaires s'initiant à l'embouchure des canyons sont juxtaposés à des nappes d'épandage localisées en face de grandes zones d'arrachement (fig. 2.34). L'ensemble de ces éléments architecturaux est entrecoupé par des structures sédimentaires d'orientation N°300 à N°270 interprétées comme le résultat du passage du courant des Antilles dans ce secteur. L'objectif de cette section est de décrire ces systèmes dépositionnels longtemps considérés comme de simples tabliers de pente formés par l'accumulation de dépôts gravitaires mais dont l'organisation semble en réalité plus complexe.

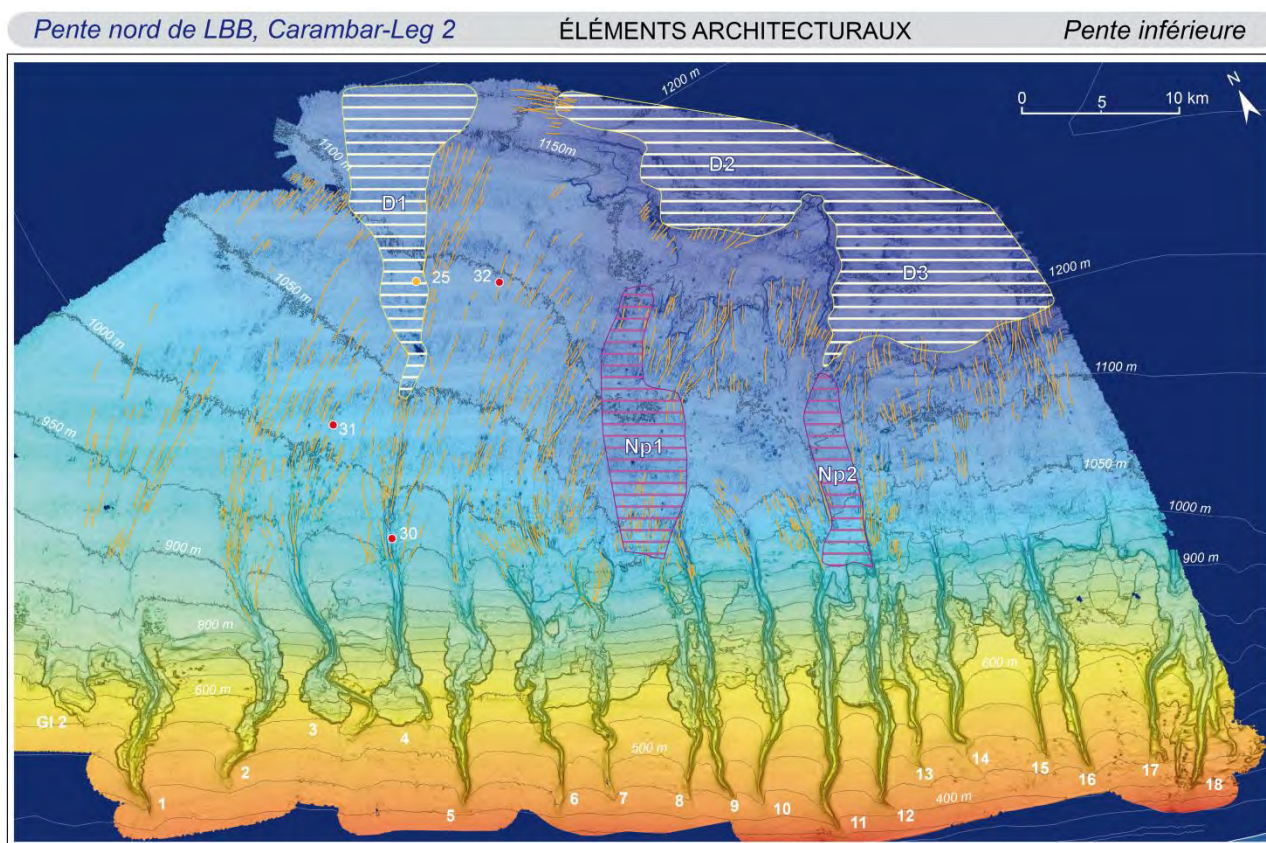


Figure 2.34 : Les éléments architecturaux de la pente inférieure. Les sillons distributaires (traits oranges) s'initient à l'embouchure des canyons et se poursuivent le long de la pente inférieure en direction de trois zones dépositionnelles notées D1 à D3 (rayées jaunes claires). Les sillons distributaires sont juxtaposés à deux nappes d'épandage notées Np1 et Np2 (rayées mauves). Les carottes CARKS-30, 31 et 32 sont localisées dans les sillons distributaires tandis que la carotte CARGC-25 est localisée dans la zone dépositionnelle D1.

1. Les sillons distributaires

Du fait de leur faible profondeur les sillons distributaires sont cartographiés principalement à l'aide de l'imagerie EM302 sur laquelle ils sont soulignés par une faible réflectivité (S.4, fig. 2.35B). Malgré leurs discontinuités, les sillons peuvent être reconnus sur 10 à 30 km de long (fig. 2.34). Leurs profondeurs varient entre 20 m à l'embouchure des canyons et 1 m dans la partie la plus distale pour des largeurs comprises entre 200 m et 50 m (fig. 2.35B). Les sillons distributaires présentent des formes arquées avec une incurvation vers l'est en direction de la plus grande pente (fig. 2.34).

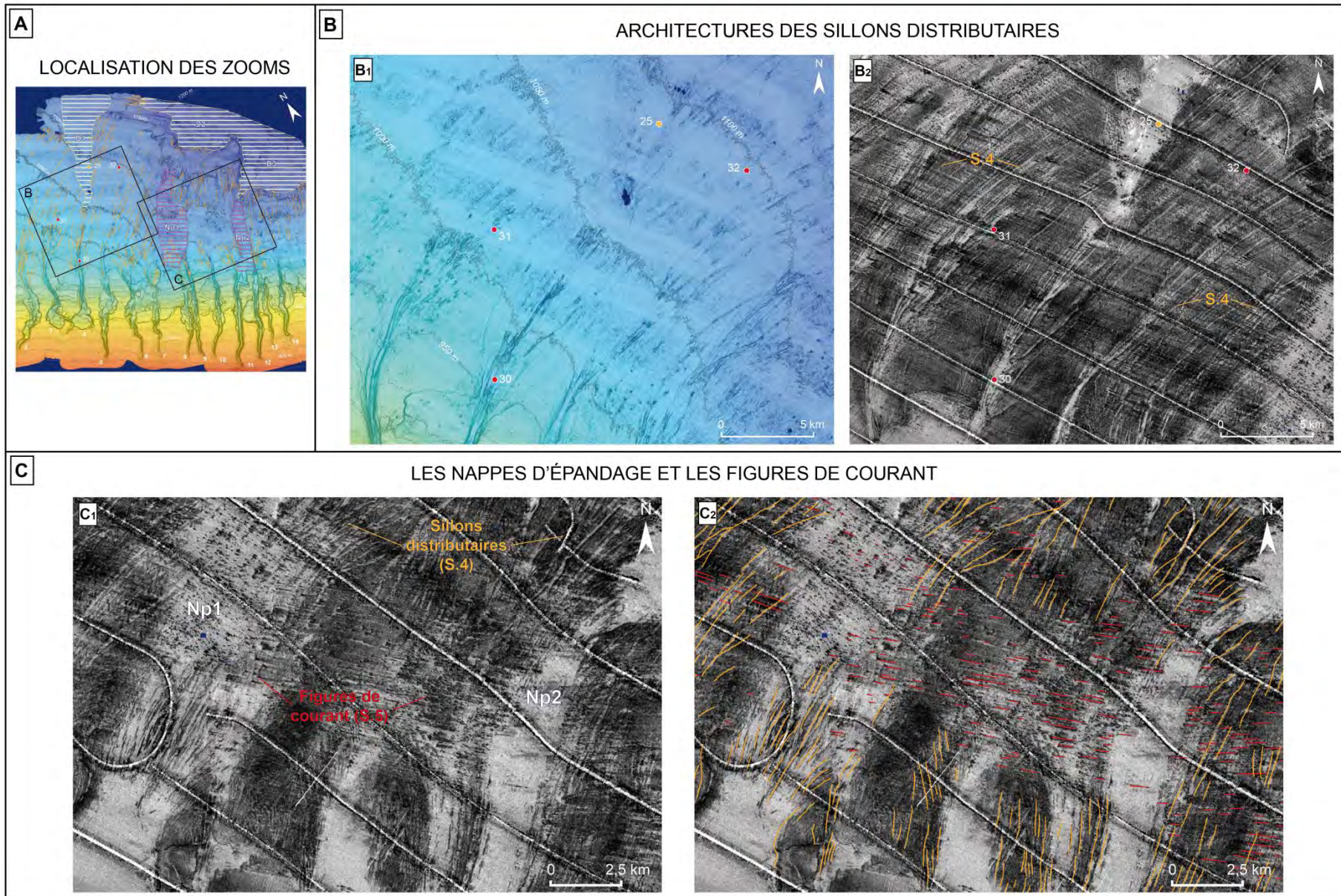


Figure 2.35 (page précédente) : Caractérisation des sillons distributaires selon deux zooms le long de la pente inférieure (A). L'architecture des sillons est illustrée sur le zoom de la carte bathymétrique (B1). Les sillons (S.4) sont identifiables sur l'imagerie EM302 grâce à leur remplissage par des dépôts sableux de faible réflectivité (teinte claire sur la carte) (B2). Un second zoom sur l'imagerie EM302 (C1) illustre des nappes d'épandage et des figures de courants (S.5) entrecoupant les sillons distributaires (interprétation C2).

Les carottes CARKS-30, 31 et 32, d'une longueur inférieure à 5 m, sont localisées dans les sillons distributaires. Chacune de ces carottes montrent dans leur partie sommitale entre 40 cm et 130 cm de sable fin à moyen à foraminifères planctoniques et des ptéropodes.

Aux fronts des canyons 7 à 18, les sillons distributaires sont très discontinus car ils sont associés à de larges dépôts de faible réflectivité interprétés comme des nappes d'épandage (fig. 2.35C). Une première nappe (Np1) se situe au-devant d'une large terrasse entre les canyons 7 et 8, tandis qu'une deuxième nappe (Np2) se situe en face d'une zone en érosion étroite située en pied de pente entre les canyons 11 et 12 (fig. 2.34). Ces deux nappes d'épandage s'étendent sur environ 15 km, entre 950 m et 1000 m de bathymétrie. Du fait de leur position en face de larges zones escarpées, elles sont interprétées comme des dépôts gravitaires issus de glissements en masse. Cependant il n'existe pas de prélèvement sédimentaire dans ce type de dépôt pouvant confirmer cette interprétation.

Enfin, les sillons gravitaires sont entrecoupés par des structures sédimentaires linéaires d'orientation N°300 à N°270 uniquement observables sur l'imagerie EM302 (S.5, fig. 2.35C). Ces structures sont interprétées comme un indicateur du passage du courant des Antilles vers l'ouest, le long de la pente inférieure. Du fait de leurs faibles dimensions il est difficile de savoir s'il s'agit de structure en érosion ou uniquement d'un étalement linéaire des sédiments.

2. Les zones de dépôt distales

Les trois zones dépositionnelles distales sont peu visibles sur la carte bathymétrique (fig. 2.36A) mais sont clairement identifiables sur l'imagerie EM302 (fig. 2.36B). Sur cette dernière les zones dépositionnelles sont caractérisées par une faible réflectivité légèrement hétérogène (faciès D.III) et peuvent être associées à de petits points de très forte réflectivité plus ou moins régulier (S.6).

Les trois zones de dépôts présentent des formes en éventails dont l'allongement se fait dans le sens de la pente (fig. 2.36A et B). Ces petits éventails sous-marins ne sont pas visibles dans leur intégralité et semblent se poursuivre vers l'aval en dehors de la zone d'étude (fig. 2.36A et B). La première zone de dépôt commence à 1050 m de bathymétrie et s'allonge sur au moins 18 km selon une largeur de 1 à 10 km. Les zones de dépôt 2 et 3, plus larges, sont visibles sur 12 km de long avec une largeur comprise entre 2 et 15 km (fig. 2.36A et B).

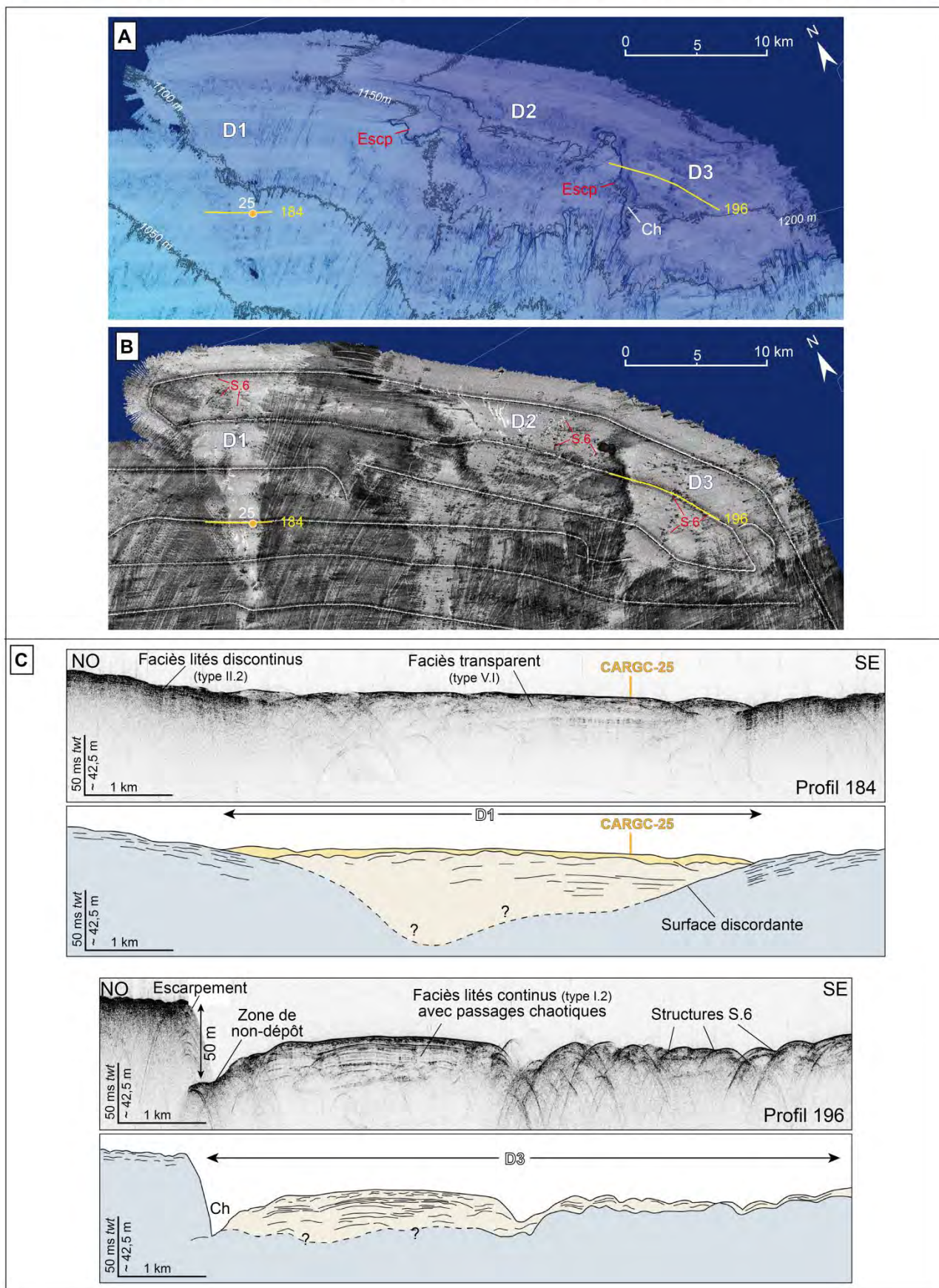
Les profils Chirp 184 et 196 montrent les morphologies internes des zones de dépôt D1 et D3 (fig. 2.36C). La zone de dépôt D1 est dans un creux topographique (profil 184), tandis que la zone de dépôt D3 est bordée à l'ouest par un escarpement de 50 m de haut (profil 196) (fig. 2.36). Ces zones de dépôt sont donc des éléments architecturaux confinés et ne forment pas de relief positif sur le fond marin comme cela est généralement observé dans les lobes des systèmes turbiditiques silicoclastiques.

Les dépôts caractérisant ces éventails sous-marins sont très hétérogènes. Dans la zone de dépôt D1, le profil 184 montre un corps lenticulaire présentant un échofaciès transparent de type V.1 dont la base est difficilement identifiable (fig. 2.36C). La carotte CARGC-25, d'une longueur totale de 2,7 m, prélevée dans le corps lenticulaire montre un sable moyen à grossier avec des débris coquilliers, de nombreux foraminifères et des ptéropodes. La zone de dépôt D3 montre sur le profil 196, une accumulation de dépôt caractérisée par un échofaciès lité alternant avec des passages plus chaotiques. Cet intervalle de dépôt d'environ 30 m d'épaisseur s'amincit vers l'est où il devient de plus en plus irrégulier car entrecoupé par les structures S.6 (fig. 2.36B et C). La bordure ouest de la zone de dépôt D3 est caractérisée par une zone de non-dépôt formant une gouttière le long de l'escarpement orientée dans le sens de la pente (fig. 36A et C). Ce conduit peut être interprété comme le résultat d'écoulements *downslope* situés dans le prolongement des sillons distributaires et plaqués contre l'escarpement.

Bien que ces zones de dépôt semblent faire partie intégrante des petits systèmes gravitaires de la pente nord de LBB, leur origine et leur mode de remplissage reste mal compris. Le profil sismique HR 65, transversal à la zone de dépôt D1, donne cependant des clés de compréhension sur la mise en place de ces structures. Situé dans le même axe que le profil Chirp 184, il indique que le creux topographique confinant la zone de dépôt D1 semble être formé par plusieurs épisodes de déformation syn-sédimentaire (fig. 2.37). En effet, le profil 65 montre quatre unités stratigraphiques néogènes dont la mise en place semblent contrôlée par le jeu de petites failles normales formant plusieurs cuvettes successivement remplies par les dépôts de pente (fig. 2.37). L'implication de déformation syn-sédimentaire dans la structuration de la pente nord de LBB sera plus largement abordée dans la partie 3 du manuscrit.

Figure 2.36 (page suivante) : Caractérisation des trois zones de dépôt distales notées D1 à D3. Les zones de dépôt peu visibles sur la carte bathymétrique (A) sont bien définies sur l'imagerie EM302 (B). La zone de dépôt D1 est confinée dans une cuvette tandis que les zones de dépôt D2 et D3 sont délimitées à l'ouest par un escarpement pouvant atteindre 50 m de haut (A). Les profils de Chirp 184 et 196 montrent l'hétérogénéité sédimentaire de ces zones de dépôt confinées (C).

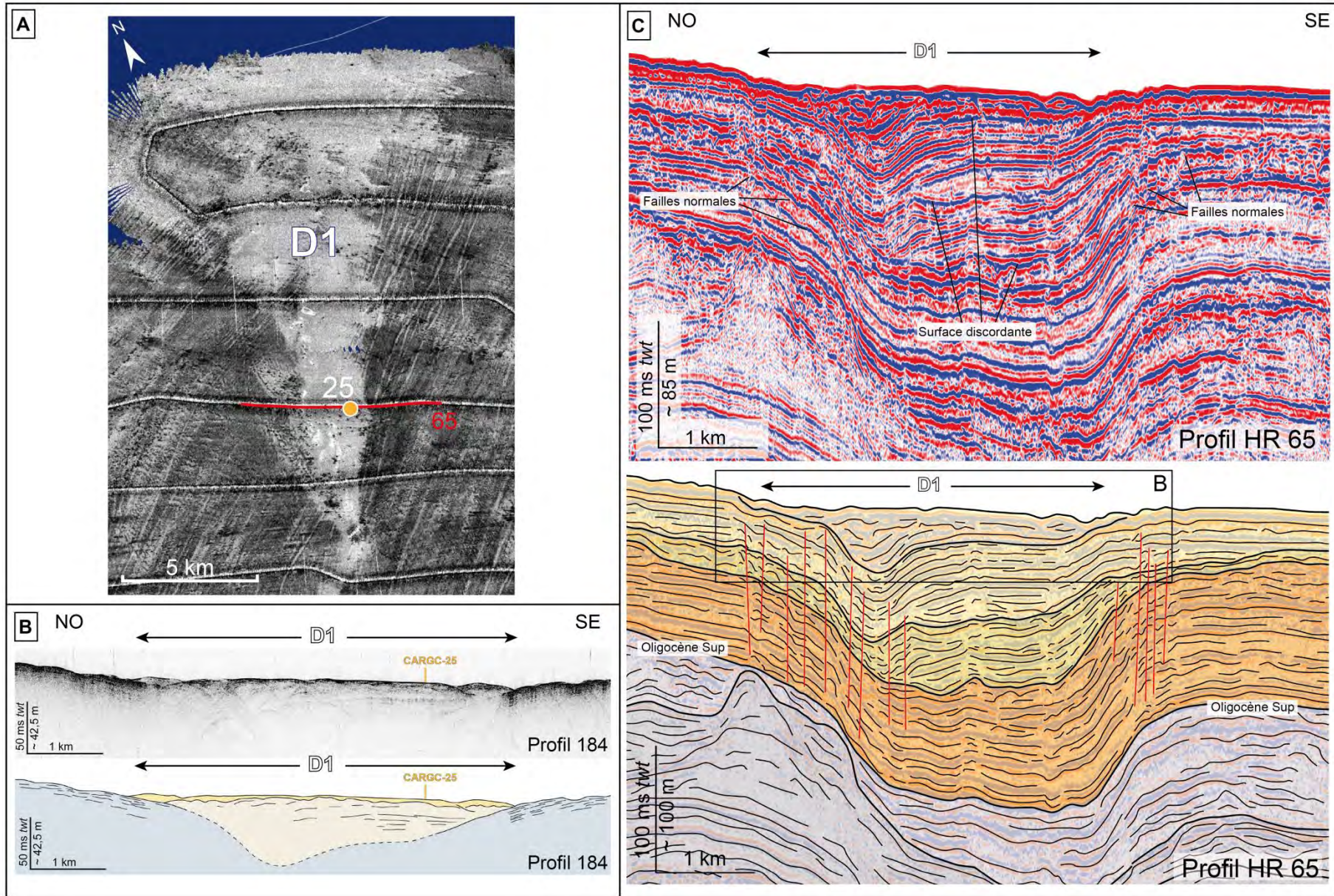
Figure 2.37 (page suivante) : Caractérisation de la zone de dépôt D1 à partir de l'imagerie EM302 (A), le profil Chirp 184 (B) et le profil sismique HR 65 (C). Le profil sismique HR montre que la zone de dépôt D1 est structuralement contrôlée par plusieurs épisodes de déformation syn-sédimentaire durant le Néogène.



Pente nord de LBB, Carambar-Leg 2

ÉLÉMENTS ARCHITECTURAUX

Zone de dépôt 1 - Subsurface



3. Synthèse sur les éléments architecturaux de la pente inférieure

La pente nord de LBB a longtemps été considérée comme un tablier de pente homogène composé de calciturbidites grossières et de débrites issus de l'érosion intra-pente (Mullins et al., 1984). Les nouvelles données de la mission Carambar montrent une toute autre configuration. En effet la pente inférieure ne constitue pas une accumulation de dépôts gravitaires mais montre une pente entaillée par des sillons distributaires associés localement à des nappes d'épandage. Les sillons distributaires se poursuivent ensuite en direction de zones dépositionnelles confinées.

La présence de sillons distributaires met en évidence des processus gravitaires érosifs. En effet seul des écoulements supercritiques avec une capacité de transport suffisante peuvent induire des érosions entre 1 et 20 m de profondeur sur des dizaines de kilomètre de long. Ces éléments suggèrent que ces sillons sont formés plutôt par des écoulements turbulents de haute densité initiés lors d'érosion intra-pente et remobilisant la boue de la pente supérieure (fig. 2.38B), comme l'atteste la présence de sables fins à moyens à foraminifères et ptéropodes à l'intérieur des sillons distributaires (CARKS-30-31-32). Le caractère ponctuel de ces déstabilisations suppose que les sillons sont des structures intermittentes qui seraient formées et remplies par des processus d'érosion et de dépôts instantanés de type *scours & fills*.

Les sillons distributaires semblent ensuite alimenter de larges zones dépositionnelles dans la partie la plus distale. Ces zones dépositionnelles sont confinées dans des cuvettes qui semblent structurellement contrôlées par des épisodes de déformation locaux durant le Néogène. Bien que les sillons se propagent en direction des zones dépositionnelles, le remplissage de ces dernières restent mal compris. En effet, il est difficile d'estimer la part de dépôt gravitaire constituant ces objets par rapport à la part de particules fines issus de la décantation du nuage boueux de péri-plate-forme.

Une partie du matériel sédimentaire arraché à la pente peut être transportée jusqu'aux zones dépositionnelles par des courants gravitaires de haute densité (fig. 2.38B). Ces écoulement pourraient permettre alors le dépôt de sable moyen à grossier avec des débris coquilliers observés sur la carotte CARGC-25.

Une autre partie des sédiments présente un échofaciès lités (type I.2) caractéristique de la boue de péri-plate-forme. Heath et Mullins (1984) montrent qu'à 50 km de la plate-forme la boue de péri-plate-forme est à 50% produite sur le banc et à 50% produite dans la colonne d'eau. La boue issue du banc peut donc être transportée par des écoulements turbulents de faible densité transitant dans les canyons et se poursuivant le long de la pente inférieure. Bien qu'une partie de ces écoulements boueux soit certainement capturée par le courant des Antilles à la sortie des canyons comme le montrent les figures de courant S.5, une partie de la fraction fine restante peut s'accumuler au niveau des zones dépositionnelles distales (fig. 2.38C). De plus, ces zones légèrement confinées semblent être abritées du courant des Antilles dont l'intensité semble moins importante dans ce secteur (absence de structures S.5 et de dépôts avec un étalement SE-NO).

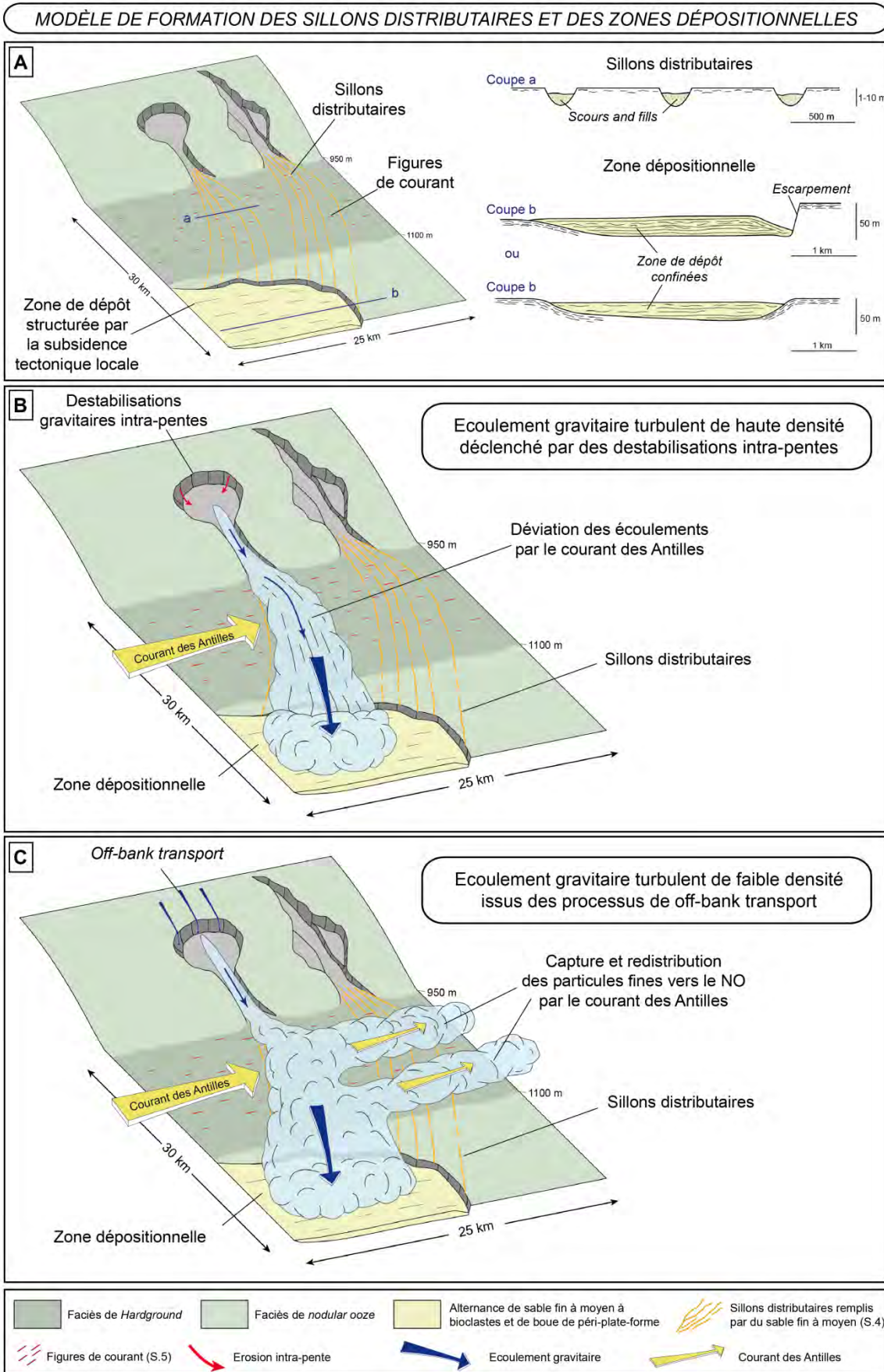


Figure 2.38: Schémas conceptuels de la formation des sillons distributaires et du remplissage des zones dépositionnelles confinées. A. Géométries des éléments architecturaux de la pente inférieure. B. Écoulement de haute densité à l'origine des sillons distributaires et des dépôts sableux dans les zones dépositionnelles. C. Écoulement de faible densité transportant la boue de péri-plate-forme au niveau des zones dépositionnelles.

C. LES MONTS CARBONATÉS D'EAU FROIDE

Les monts carbonatés d'eau froide correspondent à des structures profondes en reliefs d'origine biologique. Sur l'ensemble de la zone d'étude des structures en relief de 2 m à 90 m de haut sont observées. Ces dernières peuvent être interprétées soit comme des blocs isolés soit comme des monts carbonatés d'eau froide. En effet, la présence de monts carbonatés est avérée dans le détroit de Floride, à l'ouest de *Great Bahamas Bank* (GBB) (Correa et al., 2012), ainsi que plus au nord en face de LBB (Neumann et al., 1977 ; Messing et al., 1990). Enfin des monts carbonatés d'eau froide sont également identifiés par Mullins et al. (1981) le long de la pente inférieure au nord de LBB entre 1000 m et 1300 m de bathymétrie. Dans cette étude, l'analyse morpho-bathymétrique de ces structures et leur observation sur les profils Chirp permet, par analogie aux précédents travaux, d'interpréter ces objets comme des monts carbonatés d'eau froide. La section suivante propose la description morphologique des monts carbonatés rencontrés ainsi que l'étude de leur répartition spatiale.

Sur l'ensemble de la zone, 1330 structures en relief ont été cartographiées, parmi lesquelles 1013 peuvent être interprétées comme des monts carbonatés d'eau froide. Ces derniers sont répartis dans quatre différentes classes selon leur localisation (fig. 2.39A). Pour chaque classe de monts carbonatés des paramètres morphologiques telles que la taille, la surface sur le fond marin et la forme sont renseignées (fig. 2.39B).

(1) La première classe correspond aux monts carbonatés localisés le long de la pente moyenne à l'extrémité ouest de la zone d'étude entre 600 et 800 m de bathymétrie (fig. 2.39A). Dans ce secteur plusieurs monts carbonatés semblent être agglomérés les uns aux autres formant des structures allongées dans le sens de la pente, tandis que d'autres monts, de plus faible dimension s'allongent selon une direction SE-NO (fig. 2.39C1). Dans cette partie de la pente progradante où les taux de sédimentation sont importants, les monts carbonatés sont partiellement recouverts par de la boue de péri-plate-forme formant un drapage sédimentaire asymétrique (fig. 2.39D). Les flancs SE sont souvent recouvert en *onlap* par des dépôts boueux ou entourés par une rigole de faible profondeur (flèches rouges, fig. 2.39C1 et D) tandis par les flancs NO sont juxtaposés à de large *scours* (flèches bleues, fig. 2.39C1 et D).

(2) La seconde classe de monts carbonatés se compose de monts situés au pied de la pente moyenne entre les glissements 1 et 2 et le canyon 1, entre 750 et 850 m de bathymétrie (fig. 2.39A). Les monts sont regroupés au pied des destabilisations de pente où ils bordent les extrémités distales de ces systèmes associés à des écoulements *downslope* (fig. 2.39C2 et D). Dans ce secteur, les monts carbonatés présentent des formes circulaires et des formes légèrement allongées selon un axe SE-NO (fig. 2.39 C2).

(3) La troisième classe comprend les monts carbonatés localisés sur les bordures des canyons et sur les escarpements des zones d'interfluve (fig. 2.39C3) dans la partie orientale de la zone d'étude entre 600 m et 800 m de bathymétrie (fig. 2.39A). De manière à ne pas inclure les blocs dans l'analyse dimensionnelle, les monts situés à l'intérieur des canyons et au pied des bordures escarpés n'ont pas été recensés. Cette catégorie comprend les monts carbonatés les plus hauts, atteignant en moyenne 20 m, mais présentant des surfaces relativement faible (fig. 2.39B).

Pente nord de LBB, Carambar-Leg 2

ÉLÉMENTS ARCHITECTURAUX

Monts carbonatés d'eau froide

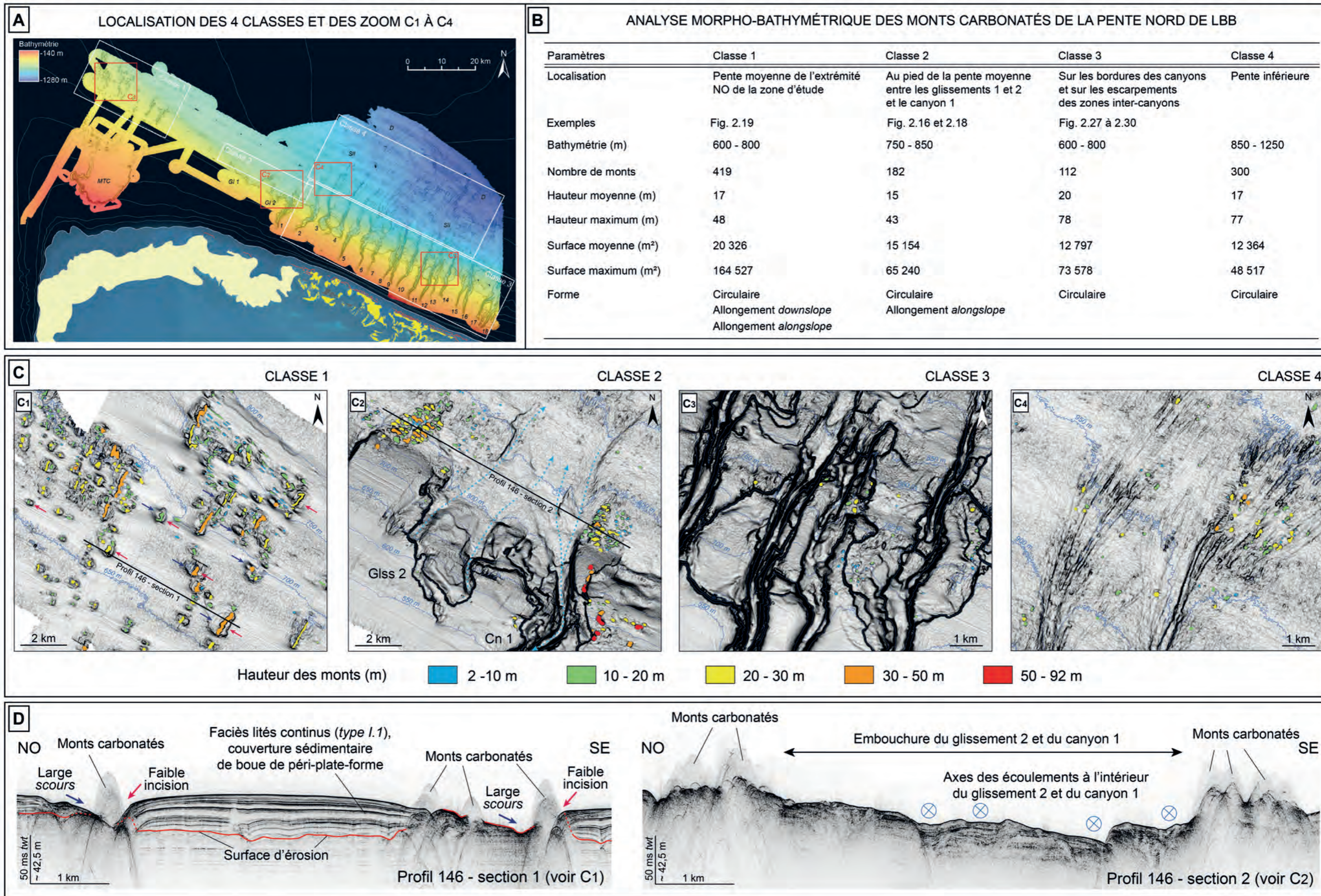


Figure 2.39 (page précédente) : Caractérisation morpho-bathymétrique des monts carbonatés d'eau froide. (A) Localisation des quatre classes de monts carbonatés sur la carte bathymétrique. (B) Analyse dimensionnelle des monts carbonatés. (C) Zooms sur les monts carbonatés issus des quatre classes. (D) Profils Chirp 146 (localisés sur les zooms C1 et C2) illustrant les caractéristiques acoustiques des monts carbonatés ainsi que leur enfouissement partiel par les dépôts sédimentaires composés de boue de péri-plate-forme.

(4) La dernière classe regroupe les monts carbonatés de la pente inférieure orientale entre 850 m et 1250 m de bathymétrie (fig. 2.39B), en partie identifié par Mullins et al. (1981). A ce niveau les monts carbonatés de forme circulaire sont associés aux sillons distributaires (fig. 2.39C4). Ces deux types d'éléments architecturaux sont caractérisés par un échofaciès hyperbolique sur les profils Chirp, ce qui explique leur fréquente confusion dans les précédentes études (Mullins et al., 1981 et 1984). En effet, sans échantillon, la faible résolution spatiale du sondeur de sédiment ne permet pas la distinction entre ces deux structures.

Les travaux antérieurs sur les monts carbonatés rencontrés sur les fonds bahamiens montrent que ces derniers sont contrôlés majoritairement par les courants de fond, le taux de sédimentation, la nature et la topographie du substrat (Neumann et al., 1977; Mullins et al., 1981; Messing et al., 1990; Correa et al., 2012). Par conséquent les monts carbonatés sont de très bons indicateurs de la dynamique sédimentaire le long des pentes bahamiennes.

Ainsi, l'alignement des monts carbonatés de la classe 1 marque la position d'anciens glissements en partie ensevelis (fig. 2.19). En effet les monts carbonatés utilisent les bordures des glissements, généralement fortement indurées (faciès A.I fig. 2.4 à 2.6), comme substratum sur lesquels ils peuvent croître s'ils reçoivent un apport en nutriment et en O₂ suffisant. L'influence des glissements en masse sur la position des monts carbonatés est très bien décrite le long de la pente ouest de GBB. Dans ce secteur, les monts se forment sur des blocs issus de glissements et formant des hauts topographiques. Ils s'alignent alors dans le sens de la pente (Correa et al., 2012).

Du fait de leur dépendance vis à vis d'un apport en nutriments et en O₂ fournis par les courants de fond (Neumann et al., 1977 ; Mullins et al., 1981), les monts carbonatés sont également des indices potentiels sur la circulation des courants ou la présence d'écoulements gravitaires. Dans la partie occidentale de la pente nord de LBB, l'allongement SE-NO des monts carbonatés des classes 1 et 2 (fig. 2.39B) souligne le trajet du courant des Antilles à partir de 600 m de bathymétrie. En revanche, les monts carbonatés des classes 3 et 4, respectivement associés aux canyons et aux sillons distributaires, tendent à confirmer le transit d'écoulements gravitaires boueux dans ces systèmes. Les écoulements boueux, circulant le long des canyons et des sillons, pourraient apporter les nutriments nécessaires aux développements des organismes constructeurs des monts carbonatés.

Enfin à l'extrémité nord-ouest de la zone (classe 1), la croissance des monts carbonatés est en compétition avec le taux de sédimentation. Les monts carbonatés sont alors partiellement ensevelis par la décantation hémipélagique constituée majoritairement de boue de péri-plate-forme. Les monts carbonatés n'étant pas totalement ensevelis (fig. 2.19), leur taux de croissance reste supérieur au taux de sédimentation estimé à 3 cm/kyr sur la carotte CARKS-20 (Chabaud et al., *en révision*).

CHAPITRE 3

-

MODELE DE LA DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE ACTUELLE DE LA PENTE NORD DE LITTLE BAHAMA BANK

La pente nord de LBB ouverte sur l’océan prograde vers le nord depuis le Miocène inférieur. Dans le contexte actuel de haut niveau marin, la production carbonatée est maximale et supérieure à la capacité d’accommodation de la plate-forme. Dans ces conditions, la boue carbonatée produite en grande quantité sur la plate-forme est alors transférée vers le domaine profond où elle se mélange à la boue produite dans la colonne d’eau pour former la boue de péri-plate-forme (Schlager et James, 1978). Les données de surface à haute résolution de la mission Carambar permettent de reconstituer les morphologies et d’étudier la distribution sédimentaire le long de la pente nord de LBB. Grâce à l’étude intégrée de ces données il est alors possible d’appréhender les processus sédimentaires impliqués dans le transfert de boue vers le domaine profond. Ce chapitre propose un modèle de la dynamique sédimentaire actuelle régit selon cinq processus majeurs. Nous verrons que l’évolution de ces facteurs de forçage est à l’origine de la grande variabilité morphologique observée d’est en ouest le long de la pente nord de LBB.

A. MODELE DE LA DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE LE LONG DE LA PENTE NORD DE LBB

La figure 2.40 est un modèle de la dynamique sédimentaire actuelle le long de la pente nord de LBB construit à partir de l'étude de la distribution des sédiments en surface (chapitre 1) et de l'analyse des éléments architecturaux (chapitre 2). Il s'organise selon quatre grands domaines physiographiques caractérisés par différents stades d'induration des sédiments et la présence d'éléments architecturaux spécifiques à chacun de ces domaines :

- **L'uppermost slope** est définie depuis la bordure de la plate-forme jusqu'à 300 m de bathymétrie. Ce secteur de la pente s'étend seulement sur quelques kilomètres suivant une forte inclinaison (jusqu'à 30°). Entre 200 m et 300 m de bathymétrie, la pente est recouverte par de la boue de péri-plate-forme non indurée (fig. 2.40).
- **La pente supérieure**, entre 300 m et 650 m de bathymétrie, présente une inclinaison inférieure à 1,5°. Elle est caractérisée par un gradient de cimentation sous-marine qui induit le passage de faciès de *hardground* à un faciès de *nodular ooze* à environ 500 m de bathymétrie (fig. 2.40).
- **La pente moyenne**, plus accentuée (jusqu'à 2,5°), commence à 650 m et se termine en pied de pente à 1000 m et 800 m de bathymétrie respectivement dans la partie orientale et occidentale. Elle est caractérisée par la présence de nombreux glissements et canyons. Ces zones en dépression sont majoritairement remplies par de la boue de péri-plate-forme non indurée (fig. 2.40).
- Enfin, **la pente inférieure** commence à 1000 m ou 800 m de bathymétrie et se poursuit sur le reste de la zone d'étude jusqu'à 1300 m de bathymétrie dans la partie orientale. Cette dernière est caractérisée par une deuxième limite de faciès à environ 1100 m de bathymétrie entre un faciès de *hardground* et de *nodular ooze*. La pente inférieure est entaillée par des sillons distributaires qui s'initient à l'embouchure des canyons et se propagent vers des zones de dépôts confinées situées dans la partie orientale en dessous de 1100 m de bathymétrie (fig. 2.40).

La sédimentation le long de la pente nord de LBB est contrôlée par cinq processus majeurs : le transfert de boue depuis la plate-forme vers le domaine profond (*off-bank transport*) (1), la cimentation sous-marine (2), l'érosion intra-pente (3), la remobilisation des sédiments par le courant des Antilles (4) et les constructions carbonatées d'eau profonde (5) (fig. 2.40).

(1) La boue de péri-plate-forme s'accumule principalement à l'extrémité nord-ouest de la zone d'étude, sur *l'uppermost slope* et le long de la pente moyenne à l'intérieur des glissements et des canyons. Le transfert de la boue produite sur la plate-forme vers le domaine profond est plus important depuis l'extrémité nord-ouest caractérisée par l'absence de barrière récifale et orientée sous le vent (Hine et Neumann, 1977) (fig. 2.40).

La partie orientale de la plate-forme orientée face aux vents est caractérisée par une barrière récifale discontinue qui confine les courants tidaux et entraîne la formation de *shoals* oolitiques en amont des récifs et autour des *cays* (Rankey et Reeder, 2011; Reeder et Rankey, 2008 ; 2009) (fig. 2.40). A ce niveau, les flux sédimentaires sortants sont alors confinés dans les passes et peuvent ensuite se poursuivre le long de la pente sous forme d'écoulements gravitaires boueux (fig. 2.40). Une première zone d'accumulation de boue de péri-plate-forme est identifiée sur *l'uppermost slope* où une

couverture boueuse d'âge holocène recouvre une surface indurée (Rankey et Doolittle, 2012). Cette couverture boueuse se biseaute sur la pente supérieure où elle a tendance à s'orienter vers les canyons (fig. 2.40). La présence de structures allongées S.1 montrent que les écoulements boueux se poursuivent le long de la pente supérieure où ils sont ensuite collectés par les canyons (fig. 2.40). Enfin, sur les bordures des canyons, la présence de terrasses aggradantes et de levées composées de boue de péri-plate-forme témoignent d'un remplissage des canyons par débordement des écoulements boueux confinés dans les talwegs (fig. 2.40). Le remplissage des canyons semble plus important à l'extrémité est de la zone d'étude en aval des larges passes tidales.

(2) Dans la partie orientale de la zone d'étude, au-dessus de 1000 m de bathymétrie, la pente est caractérisée par un gradient de cimentation. L'induration des sédiments diminue distalement induisant un changement de faciès à environ 500 m de bathymétrie avec le passage de surface très indurée (*harground*) à des dépôts partiellement lithifiés (*nodular ooze*) (fig. 2.40). Ce gradient de cimentation est interprété comme le résultat d'un potentiel diagénétique de la boue de péri-plate-forme et le vannage des courants de fond (Mullins et al., 1984 ; Heath et Mullins, 1984). La boue de péri-plate-forme proche de la plate-forme est composée principalement d'aragonite et de calcite magnésienne (Ar et Ca-Mg) et possède un fort potentiel diagénétique. En s'éloignant de la plate-forme les pourcentages de minéraux métastables (Ar et Ca-Mg) diminuent à la faveur de la calcite (Ca) plus stable réduisant ainsi l'intensité de la cimentation sous-marine (Heath et Mullins, 1984).

Un deuxième gradient de cimentation est observé le long de la pente inférieure avec une transition de faciès à environ 1100 m de bathymétrie (fig. 2.40). Dans ce secteur le changement d'induration des sédiments pourrait être le résultat du courant des Antilles actif en pied de pente qui remobiliserait les particules fines et accélérerait la cimentation sous-marine.

(3) L'érosion intra-pente affecte l'ensemble de la pente nord de LBB. Dans la partie occidentale, elle induit la formation de plusieurs glissements actuellement en cours de remplissage par de la boue de péri-plate-forme. En marge de ces glissements, dans la partie proximale, une large cicatrice d'arrachement témoigne de la présence d'un ancien *Mass Transport Complex* (MTC) (Tournadour et al., 2015) (fig. 2.40). Dans la partie orientale, l'érosion intra-pente produit des éléments architecturaux d'un autre type. En effet dans ce secteur, les déstabilisations de la pente sont à l'origine des canyons sous-marins (fig. 2.40). Ces derniers sont initiés par des petites incisions linéaires en pied de pente ou par de plus larges glissements. Ils évoluent ensuite vers un stade de canyon mature selon deux épisodes successifs d'érosion régressive. L'intensité de l'érosion régressive semble contrôlée par le gradient de cimentation sous-marine décrit précédemment. La forte induration des sédiments dans la partie proximale a pour conséquence de limiter l'érosion régressive qui se poursuit vers le haut de pente selon une incision linéaire de plus en plus étroite. A la sortie des canyons, des sillons distributaires entaillent ensuite la pente inférieure sur plusieurs dizaines de kilomètres (fig. 2.40). Ces derniers partiellement remplis de sables fins à foraminifères et clastes de ptéropodes sont probablement formés par des écoulements de haute densité initiés par des déstabilisations intra-pente récurrentes dont témoignent les nombreuses loupes d'arrachement sur les bordures des canyons.

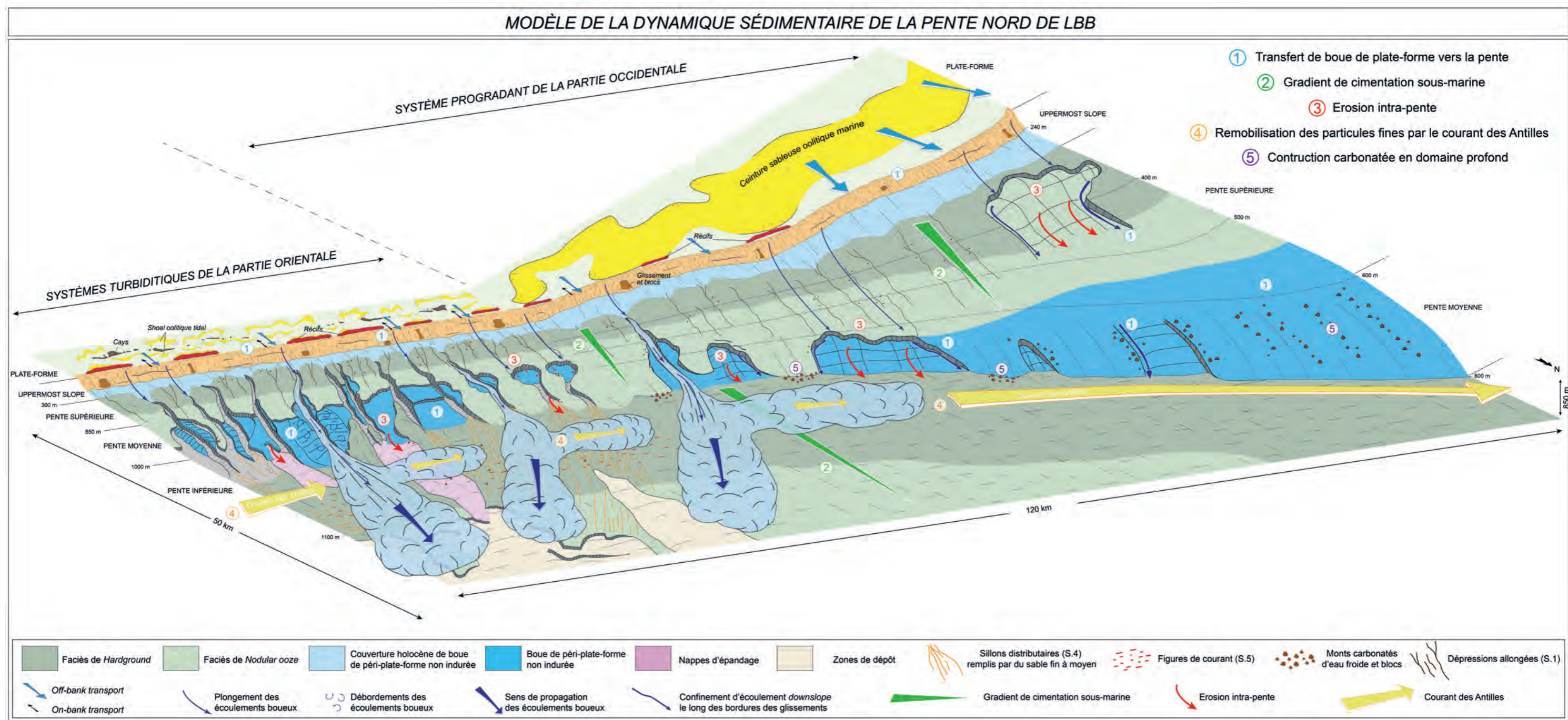


Figure 2.40 : Modèle de la dynamique sédimentaire actuelle de la pente nord de Little Bahama Bank. La sédimentation le long de la pente est contrôlée par cinq processus sédimentaires : le transfert de boue depuis la plate-forme vers le domaine profond (1), la cimentation sous-marine (2), l'érosion intra-pente (3), la remobilisation des sédiments par le courant des Antilles (4) et les constructions carbonatées d'eau profonde (5).

(4) Les structures sédimentaires S.5 d'orientation N300° à N270° (fig. 2.40) ainsi que la présence de niveaux argileux dans la boue de péri-plate-forme attestent du passage du courant des Antilles le long de la pente inférieure. Ce dernier semble particulièrement actif en pied de pente où il capture probablement les particules fines à l'embouchure des canyons pour les remobiliser vers l'extrémité ouest de la zone d'étude (fig. 2.40). En dessous de 1100 m de bathymétrie, les structures S.5 sont plus rares ce qui suggère que le courant des Antilles est moins important ou absent. Cela permettrait alors à la boue de péri-plate-forme de s'accumuler dans les zones de dépôt distales observées dans la partie orientale (fig. 2.40).

(5) Enfin la pente nord de LBB est caractérisée par la présence de nombreux monts carbonatés d'eau froide (fig. 2.40). La croissance de ces monts carbonatés est dépendante de l'apport en nutriments et en oxygène apportés par les courants. Leurs positions à l'extrémité ouest de la zone d'étude (zone 1), sur les bordures des canyons et des glissements (zones 2 et 3) et autour des sillons distributaires (zone 4) témoignent à la fois de la présence d'écoulements *alongslope* et *downslope*.

Le modèle de dépôt proposé à l'issue de cette première partie s'éloigne fortement du modèle de *base-of-slope apron* proposé par Mullins et al. (1984) pour la partie orientale de la pente. Les canyons linéaires initialement identifiés présentent une architecture plus complexe. Ils ne sont pas uniquement vecteur de sédiment vers la pente inférieure mais également un lieu d'accumulation de la boue carbonatée (fig. 2.40). De plus, ce nouveau modèle ne montre pas de tablier de dépôts gravitaires continu et parallèle à la pente. En effet, en contexte de haut niveau marin, les dépôts gravitaires semblent se limiter aux petits sillons distributaires et quelques nappes d'épandage (fig. 2.40).

B. EVOLUTION MORPHOLOGIQUE EST-OUEST DE LA PENTE NORD DE LBB

Des grandes différences morphologiques sont observables entre la partie orientale et occidentale de la zone d'étude (fig. 2.41). La pente de la partie occidentale est environ deux fois plus étendue que dans la partie orientale, elle est alors qualifiée de système progradant. La partie orientale, quant à elle, est caractérisée par la présence de canyons sous-marins se poursuivant par des sillons distributaires en direction de zones de dépôt distales confinées. L'ensemble forme alors de petits systèmes turbiditiques semblables à ceux que l'on peut observer dans les systèmes silicoclastiques (fig. 2.41). Comment expliquer une telle différence morphologique sur une même période de temps et dans un secteur géographique restreint ? A quoi est due la différence de progradation d'est en ouest et pourquoi aucun système turbiditique ne se développe dans la partie occidentale de la zone d'étude ?

La forte expansion de la pente occidentale peut s'expliquer par d'importants apports de boue de péri-plate-forme à la fois par des courants *downslope* et *alongslope*. En effet, à l'extrémité nord-ouest de la plate-forme, les flux sédimentaires sortants sont conséquents du fait de la position sous le vent et de l'absence de barrière récifale. Par opposition, le transfert de boue semble plus limité sur la bordure de plate-forme face aux vents où se développe une barrière récifale qui limite les flux sédimentaires (fig. 2.40). D'autre part le courant des Antilles semble capturer les particules fines à la sortie des canyons et les déposer vers la partie occidentale (fig. 2.40). Le courant des Antilles est donc un facteur de contrôle supplémentaire limitant l'expansion de la pente orientale.

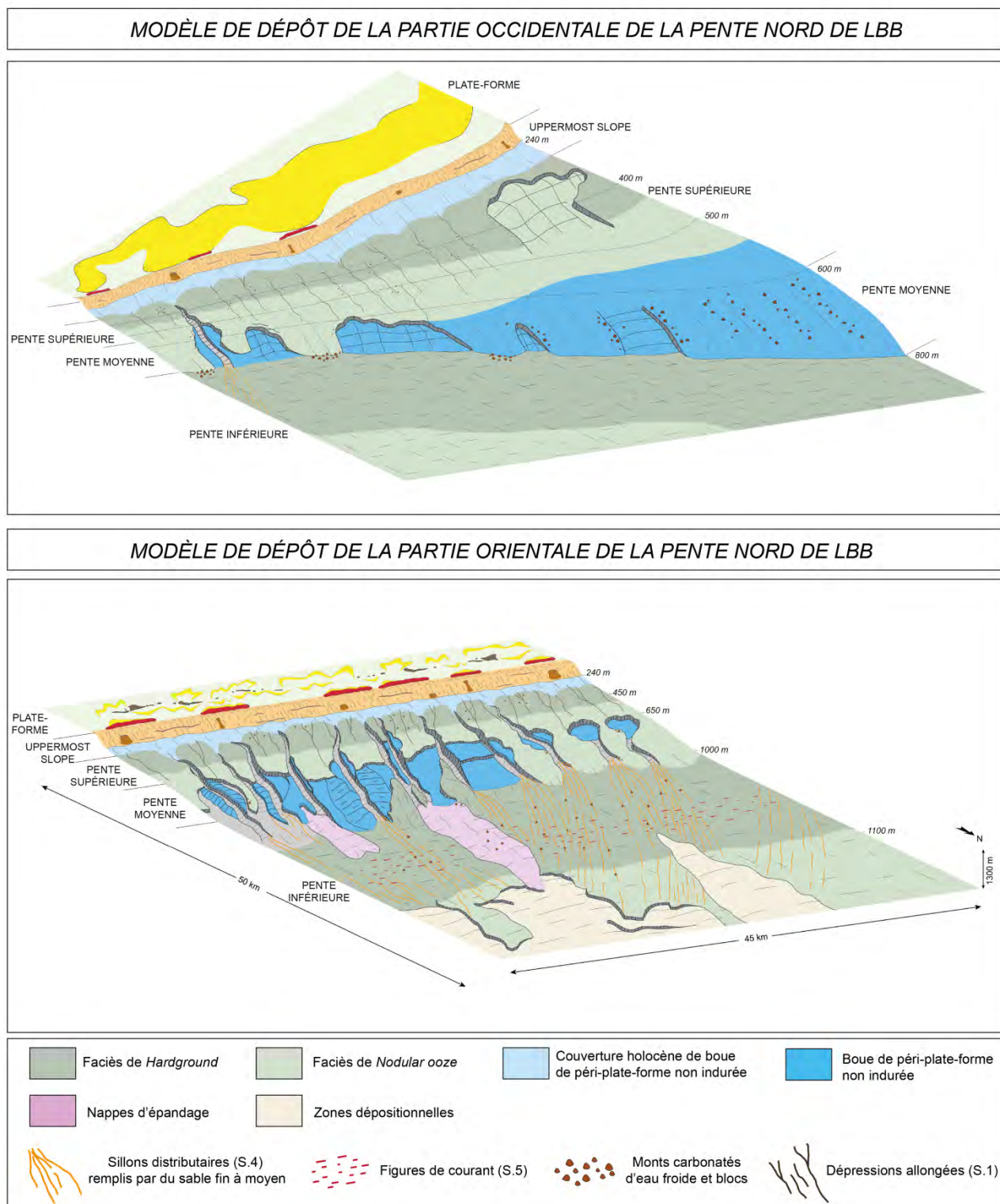


Figure 2.41 : Comparaison des deux modèles de dépôts observés le long de la pente nord de LBB. Un système progradant caractérise la partie occidentale tandis que des petits systèmes turbiditiques entaillent la partie orientale de la pente.

L'autre différence majeure entre les deux systèmes sédimentaires réside dans l'absence d'architectures en *by-pass* dans la partie occidentale (fig. 2.41). Un important taux de sédimentation dans la partie occidentale pourrait expliquer cette différence. En effet, dans ce secteur les glissements semblent être très rapidement remplis par la boue de péri-plate-forme empêchant alors leur évolution vers des systèmes de canyon (fig. 2.41). De plus, les écoulements boueux initiés en bordure de plate-forme semblent jouer un rôle déterminant dans l'individualisation de système turbiditique. En effet les écoulements boueux collectés par les canyons semblent entretenir les petits systèmes turbiditiques assurant ainsi leur pérennité sur la pente (fig. 2.40). Dans la partie occidentale, la présence d'écoulements boueux *downslope* ont également pu être identifiés, cependant ils ne sont probablement pas suffisants pour pallier au remplissage rapide des dépressions par la boue de péri-plate-forme (fig. 2.40). Dans la partie orientale en revanche, le confinement des flux sédimentaires à la sortie des passes pourrait induire des écoulements boueux à forte capacité de transport rapidement collectés par la partie linéaire des canyons à 5 km seulement de la plate-forme (fig. 2.40).

C. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Cette première partie de l'étude a permis d'identifier les processus sédimentaires impliqués dans la sédimentation actuelle de la pente nord de LBB et de proposer un modèle de dépôt pour l'ensemble de la pente. Ce dernier met en évidence une évolution morphologique est-ouest fortement liée aux variations du transfert de boue et à l'intensité du courant des Antilles. Dans le contexte actuel de haut niveau marin, la production carbonatée est maximale, mais le transfert de la boue vers le domaine profond n'est pas homogène sur toute la pente. En effet, la boue est plus largement exportée depuis les bordures de plate-forme situées sous le vent et dépourvues de barrière récifale. De plus, le courant des Antilles remobilise les particules fines du nuage boueux de péri-plate-forme limitant ou favorisant ainsi l'expansion de la pente.

Cette première partie a également mis en avant l'existence de systèmes turbiditiques dans la partie orientale de la zone d'étude. Ces systèmes sont initiés lors de phases d'érosion intra-pente dont les déstabilisations initiales peuvent évoluer vers des systèmes de canyons. L'expansion des canyons et leur pérennité sur la pente dépend ensuite de l'intensité des écoulements gravitaires boueux et du taux de sédimentation. Actuellement les canyons tendent à être comblés mettant ainsi fin à un cycle « érosion-remplissage ».

Ces observations réalisées, il reste maintenant à savoir comment la pente évolue au cours des temps géologiques. A quelle(s) période(s) sont initiées les larges déstabilisations gravitaires et quels sont leurs facteurs de déclenchement ? Combien de temps dure le cycle « érosion-remplissage » des canyons sous-marins ? Comment s'effectue l'accumulation sédimentaire le long de la pente inférieure ? Quel est l'impact du courant des Antilles sur la progradation de la pente ? Et enfin, existe-t-il une évolution latérale est-ouest des morphologies de pente au cours du Néogène ?

PARTIE 3

-

EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE DE LA PENTE NORD DE LITTLE BAHAMA BANK DE L'ALBIEN A L'ACTUEL : *ETUDE SISMO-STRATIGRAPHIQUE*

INTRODUCTION

La première étude sismo-stratigraphique de la pente nord de LBB (fig. 3.1, Van Buren et Mullins, 1983) a permis de mettre en relation l'évolution de la pente avec l'ouverture du Canyon de *Great Abaco* et de caractériser les architectures de cette pente carbonatée durant le Cénozoïque. Les auteurs décrivent une sédimentation profonde complexe montrant à la fois des évidences d'accrétion mais également la présence de canyons sous-marins et de surfaces d'érosion. Quelques années plus tard, le forage de trois puits ODP et de nouvelles acquisitions sismiques permettent un calage litho-stratigraphique des dépôts au nord de LBB de l'Albien à l'Actuel (fig. 3.1, Leg 101, Austin et al., 1986 ; Harwood and Towers, 1988). La pente est alors définie comme une pente progradante vers le nord entrecoupée de nombreux glissements et d'incisions.

Les nouvelles données de la mission Carambar 1 permettent une caractérisation de la pente nord de LBB à partir de 1548 km de lignes sismiques multitraces Haute Résolution (HR) (fig. 3.1). Elles offrent d'une part, un cadre d'étude plus étendu que dans les études précédentes, car environ la moitié de l'acquisition de données est réalisée dans la partie occidentale encore jamais investiguée. D'autre part, la haute résolution des données permet une caractérisation plus détaillée des séquences sismiques et des éléments architecturaux rencontrés.

Cette partie a pour objectif l'analyse sismo-stratigraphique de la pente nord de LBB à partir de ce nouveau jeu de données afin de reconstituer l'évolution tectono-sédimentaire de la pente depuis l'Albien à l'Actuel et de mieux comprendre l'évolution de la pente durant le Néogène.

Pour répondre à cet objectif la partie 3 s'organise en trois chapitres. Le chapitre 1 propose une présentation des caractéristiques litho-stratigraphiques des trois puits ODP (Leg 101) et de leur calage sur la sismique HR. Le calage des puits permet l'interprétation de quatre séquences sismiques correspondant à des cortèges de dépôts mis en place depuis l'Albien. Le chapitre 2 est une description détaillée de ces quatre séquences sismiques présentant une importante variabilité latérale. Enfin, le chapitre 3 propose une synthèse sur l'évolution tectono-sédimentaire de la pente nord de LBB depuis l'Albien à l'Actuel organisée en deux axes. Elle présente dans un premier temps une reconstitution de l'évolution géologique replacée dans le cadre géodynamique des Caraïbes. Dans un second, la synthèse montre l'évolution de la pente au Néogène en lien avec la plate-forme de LBB.

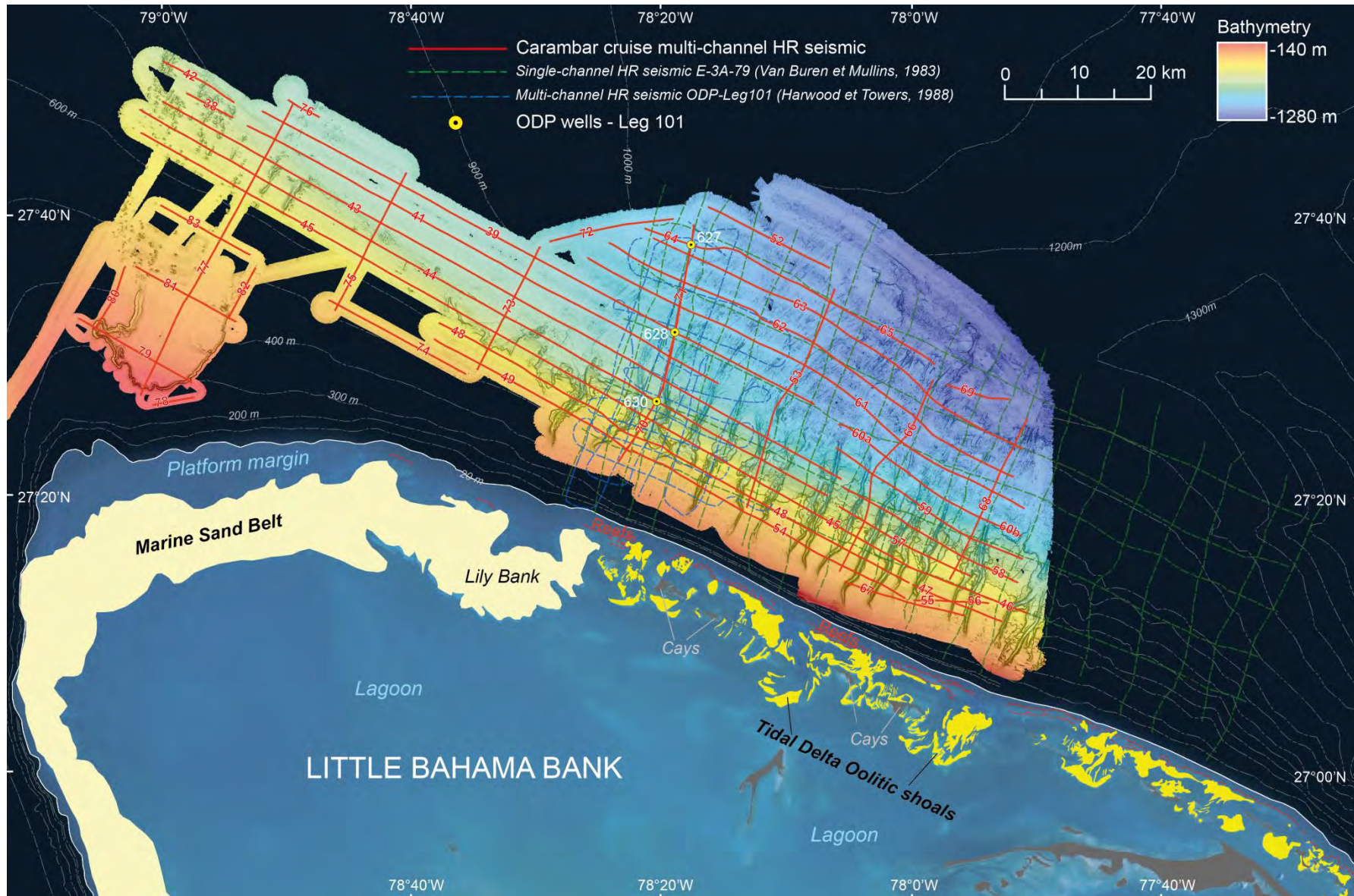


Figure 3.1 : Plan de position des lignes de sismique HR multitraces de la mission Carambar (lignes rouges) et localisation des puits ODP (cercles jaunes), des lignes sismiques de la mission E-3A-79 (Van Buren et Mullins, 1983) (lignes en pointillés verts) et de la mission ODP Leg 101 (Harwood et Towers, 1988) (lignes en pointillés bleus).

CHAPITRE 1
-
METHODOLOGIE ET PREMIERES INTERPRETATIONS

A. CALAGE DES PUITES ODP A LA SISMIQUE ET DECOUPAGE SISMO-STRATIGRAPHIQUE

1. Calage sismique des unités litho-stratigraphiques des puits ODP

Les trois puits ODP 627, 628 et 630 du Leg 101 fournissent des informations sur l'évolution litho-stratigraphique de la pente nord de LBB de l'Albien à l'Actuel (fig. 1.62) (Austin et al., 1986). Le calage des puits avec la sismique est réalisé à partir des données de vitesse et de densité mesurées par diagraphies de puits et sur les carottes (Annexe C). Cependant les données de ces deux paramètres physiques étant incomplètes, quelques ajustements sont parfois nécessaires. Malgré ces incertitudes, les discontinuités stratigraphiques et les changements de lithologie décrits aux puits ont été facilement identifiés sur les profils sismiques de la mission Carambar (fig. 3.2 et 3.3).

▪ Puits 627

Le puits 627 situé à 1036 m de bathymétrie pénètre 536 m de sédiments, ce qui correspond à un intervalle de 0,54 s *twt* sur la sismique. Les six unités sédimentaires décrites au niveau du puits peuvent être identifiées sur le profil 70-71 (fig. 3.2).

- L'unité VI est constituée de dolomie et de gypse, caractéristiques d'un environnement de plate-forme interne. Elle correspond à des réflexions parallèles planes et de très forte amplitude sur la sismique.
- L'unité V est constituée de craie marneuse qui marque l'approfondissement de la plate-forme interne et le passage à un environnement néritique. Elle est également caractérisée par des réflexions parallèles mais avec une légère diminution de l'amplitude.
- L'unité IV représente une section condensée constituée de calcaires poreux. Elle est caractérisée par des réflexions sismiques de très forte amplitude. Sa base est marquée par un hiatus stratigraphique entre le Cénomaniens moyen et le Coniacien inférieur.
- L'unité III est composée de craies à nanfossiles du Campanien supérieur et résulte d'une sédimentation pélagique en domaine marin profond au sud du *Blake Plateau*. Cette unité est caractérisée par des réflexions parallèles de très faible amplitude. Son sommet correspond à une surface de *hardground* identifiée sur la sismique par une discordance dont la limite inférieure est définie par des tronçures d'érosion.
- L'unité II surmontant cette surface correspond à de la boue carbonatée et de la craie argileuse du Paléocène et de l'Eocène. A ce niveau, les réflexions sismiques sont parallèles et de plus forte amplitude mais elles sont alternativement continues à très irrégulières. Le sommet de l'unité II est marqué par une importante discontinuité stratigraphique entre l'Eocène et le Miocène moyen.
- Cette discontinuité est surmontée d'une épaisse débrite datée du Miocène inférieur – Miocène moyen (sous-unité IC) à la base de la séquence de dépôt de pente de l'unité I. La débrite est composée de clastes de boue indurée et de craie dans une matrice boueuse dominée par des foraminifères et des nanfossiles avec quelques spicules d'éponges. Sur la sismique, la débrite s'exprime par un faciès chaotique. Elle est recouverte par un intervalle de boue carbonatée principalement constituée de nanfossiles, alternant avec des niveaux turbiditiques correspondants à des packstones et des grainstones à foraminifères planctoniques et plus

rarement à éléments provenant de la plate-forme (sous-unité IB). Cette sous-unité est caractérisée par un faciès sismique à réflexions très continues de forte amplitude avec un contact en *downlap* sur le faciès chaotique. Elle se termine par un intervalle de boue de péri-plate-forme avec des turbidites et des *slumps* du Miocène supérieur au Quaternaire (sous-unité IA), caractérisé par des réflexions irrégulières et de forte amplitude. Au sommet de cette sous-unité, la quantité de micrite et d'aragonite augmente. A ce niveau, les réflexions sont alors plus continues et subparallèles et semblent se terminer en *downlap* sur les niveaux à *slumps* (fig. 3.2).

▪ *Puits 628*

Le puits 628 situé à 966 m de bathymétrie pénètre 298,4 m de sédiments ce qui correspond à un intervalle de 0,32 s *twt* sur la sismique (fig. 3.3A).

- L'unité III datée de l'Eocène est composée de calcaire siliceux et de boue carbonatée. Elle est caractérisée sur la sismique par des réflexions de faible amplitude, très discontinues à chaotiques. Le sommet de cette unité est marqué par un hiatus stratigraphique entre l'Eocène moyen et l'Eocène supérieur caractérisé par des réflexions continues et de forte amplitude (fig. 3.3A).
- L'unité II correspond à un intervalle de 130 m d'épaisseur datant de l'Oligocène et constitué de boue carbonatée dominée par des nannofossiles avec quelques niveaux à micrite, à débris squelettiques et à spicules d'éponges. Cette unité est relativement homogène avec uniquement la présence de quelques turbidites et d'un *slump* au sommet. Le profil sismique montre en revanche une grande variabilité de faciès avec une alternance de faciès chaotiques et de faciès à réflexions parallèles de forte amplitude (fig. 3.3A). Le sommet de cette unité correspond à un *hardground* qui s'exprime sur la sismique par une réflexion de forte amplitude.
- Enfin l'unité I est composée de boue de péri-plate-forme avec des turbidites et des *slumps* (sous-unités ID et IC). Elle est caractérisée par des réflexions irrégulières de forte amplitude. Dans la partie supérieure de l'unité, la fréquence des turbidites diminue (sous-unité IB). Cette transition est marquée par un changement de faciès sismique avec des réflexions de très forte amplitude se terminant en *onlap* et en *downlap* sur une surface de discordance (fig. 3.3A). La même transition de faciès lithologique et sismique est observée au niveau de la sous-unité IA du puits 627 (fig. 3.2).

▪ *Puits 630*

Le puits 630 situé à 807 m de bathymétrie pénètre 250 m de sédiment, ce qui correspond à un intervalle de 0,31 s *twt* sur la sismique (fig. 3.3B).

- L'unité II du Miocène supérieur correspond à de la boue de péri-plate-forme avec une abondance d'aiguilles d'aragonite alternant avec de nombreuses turbidites. Cette unité est caractérisée sur la sismique par des réflexions de forte amplitude très irrégulières.
- L'unité I se compose à 90 % de boue de péri-plate-forme et 10% de turbidites. Le faciès sismique qui caractérise cette unité qui s'étend du Miocène supérieur au Pléistocène montre des réflexions parallèles planes ou ondulées de forte amplitude.

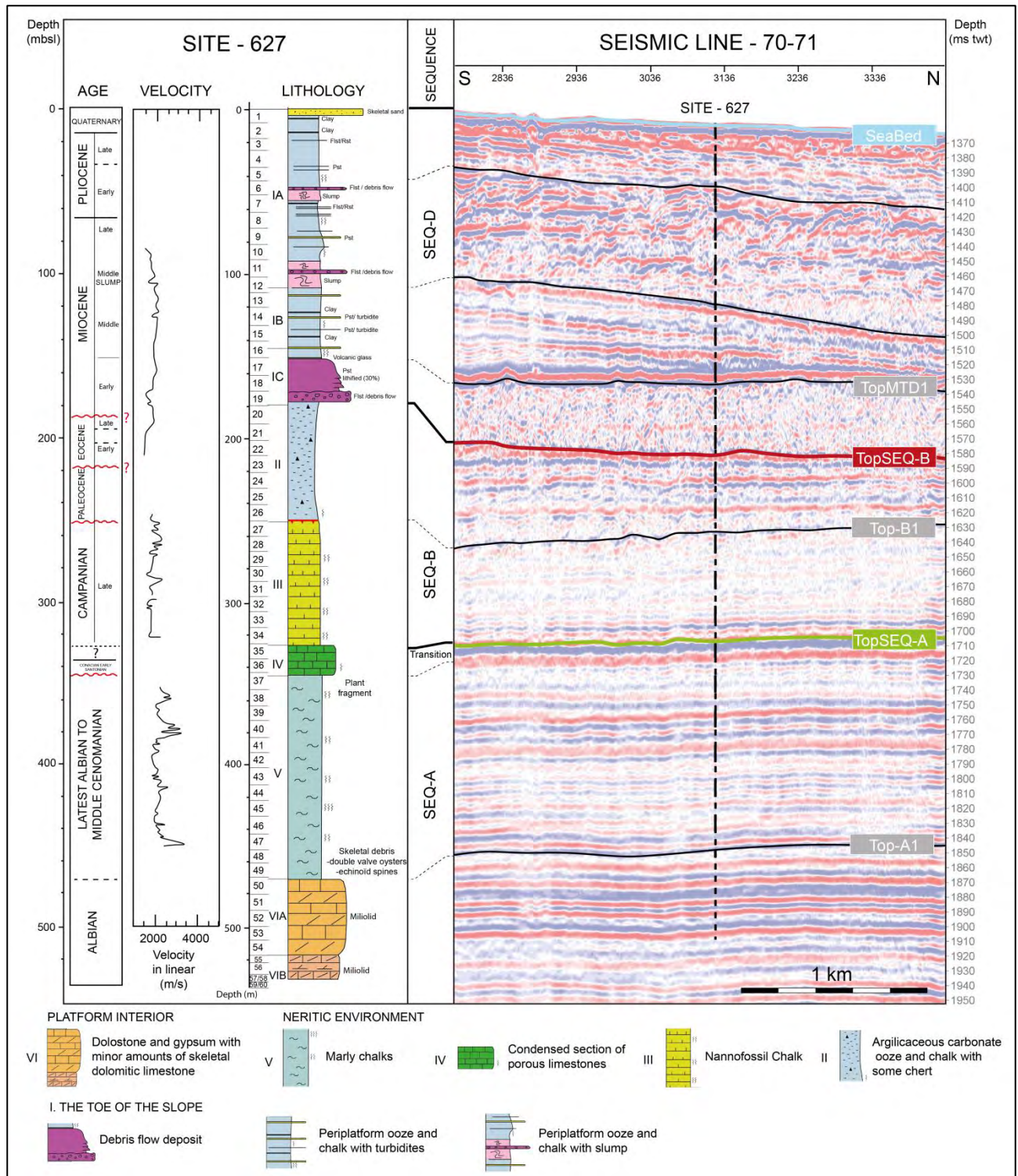


Figure 3.2 : Calage des unités litho-stratigraphiques présentes au puits ODP-627 sur la ligne sismique 70-71.

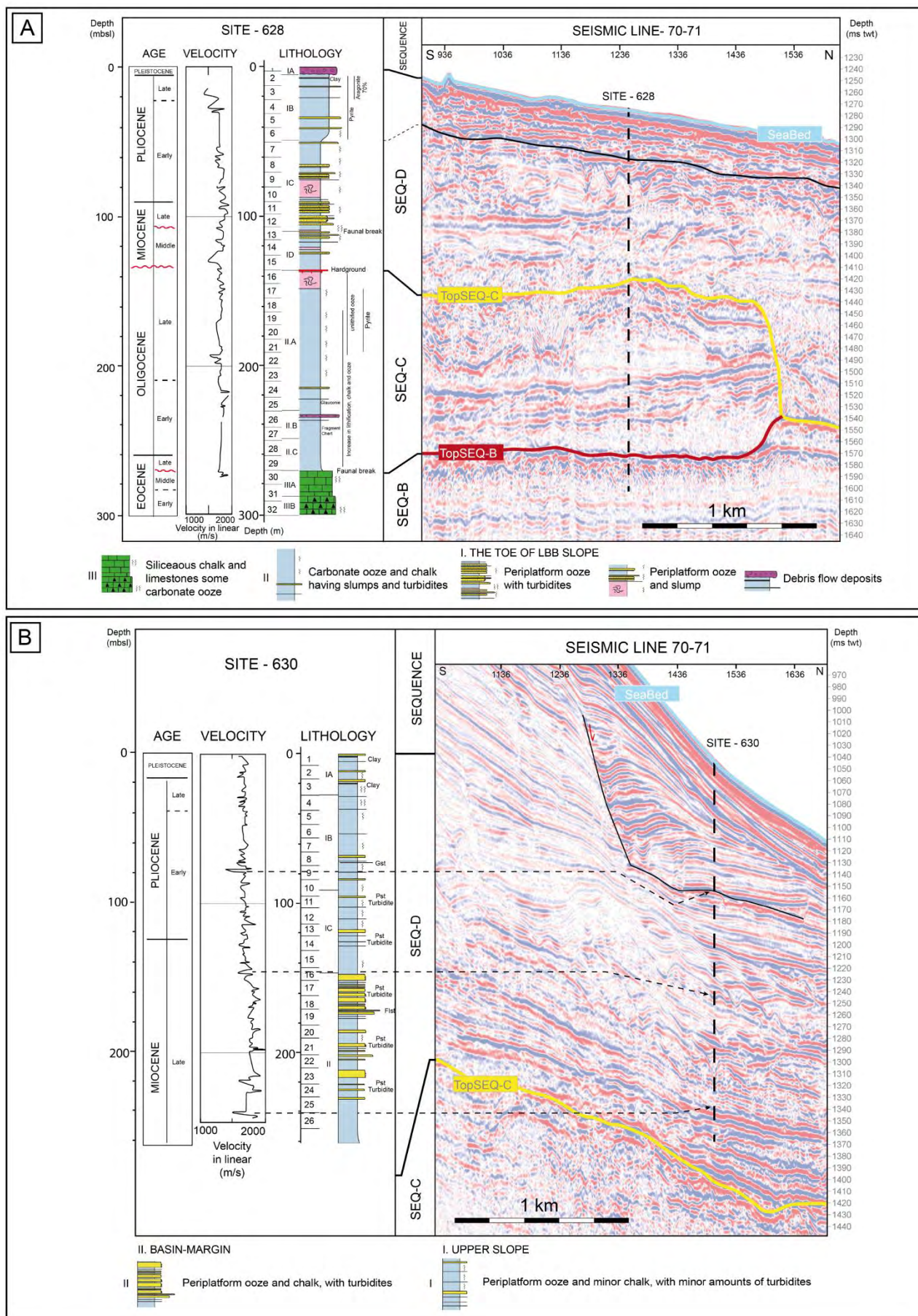


Figure 3.3 : Calage des unités litho-stratigraphiques présentes au niveau des puits ODP-628 (A) et ODP-630 (B) sur la ligne sismique 70-71.

2. Corrélation des puits sur la sismique et découpage stratigraphique

La corrélation des trois puits ODP selon un transect sud-nord est réalisée par l'intermédiaire du profil sismique composite 70-71 qui passe par les trois puits et sur lequel il est possible d'identifier quatre séquences sismiques correspondant à différents cortèges de dépôt englobant les unités lithostratigraphiques décrites précédemment (fig. 3.4).

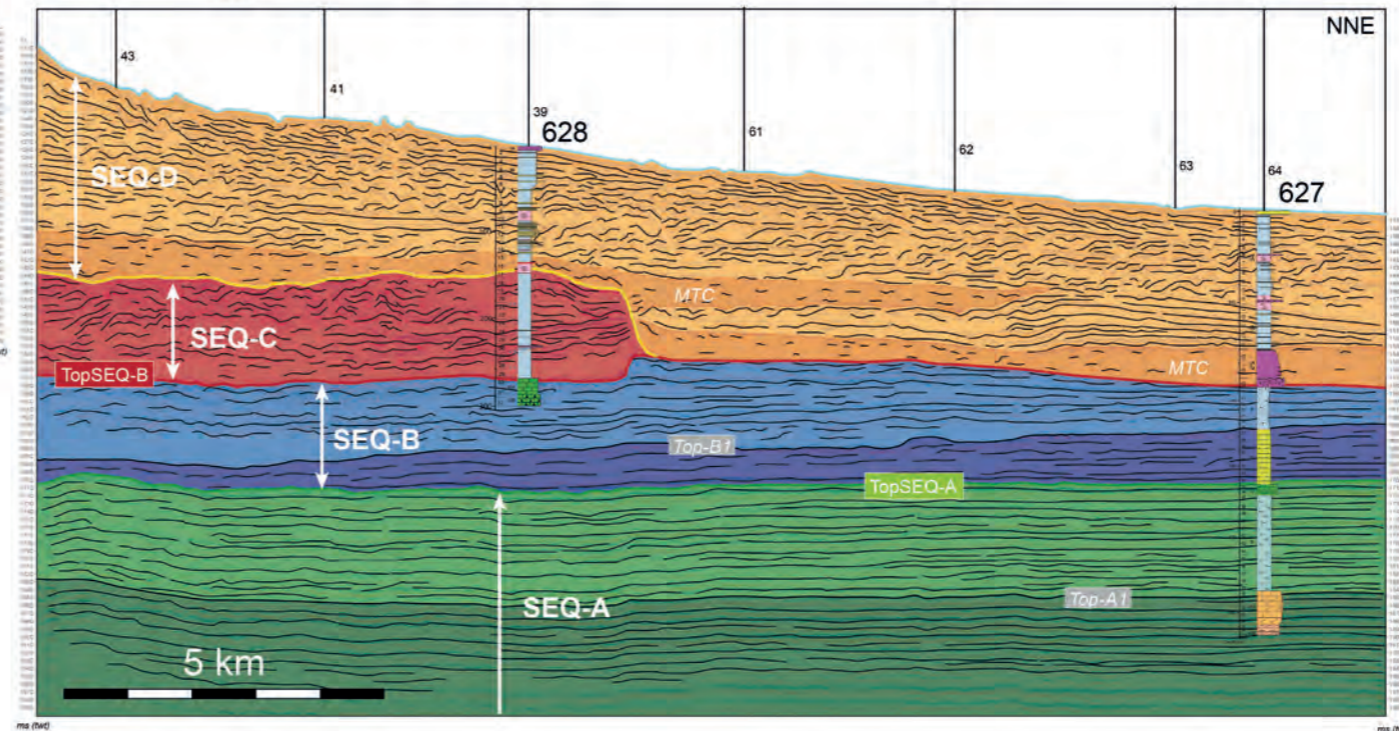
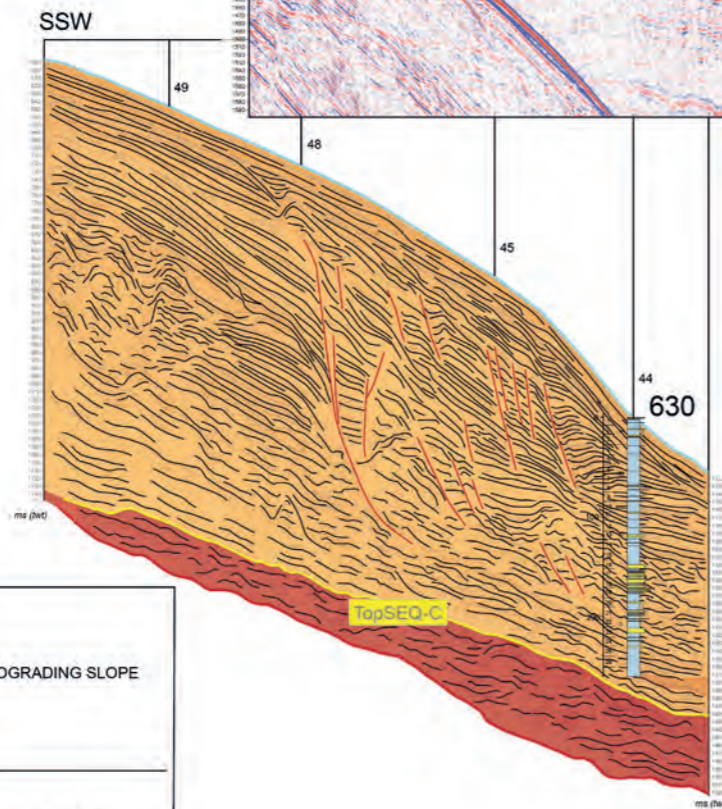
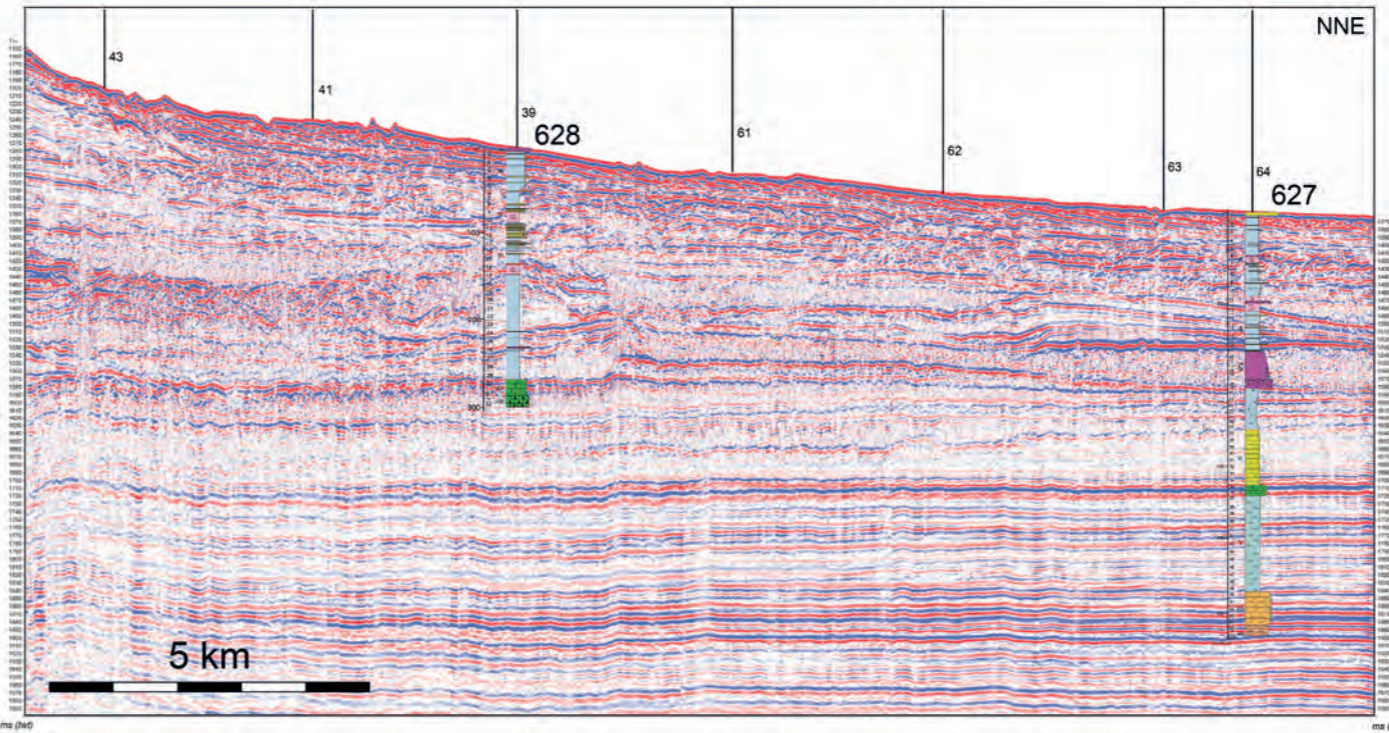
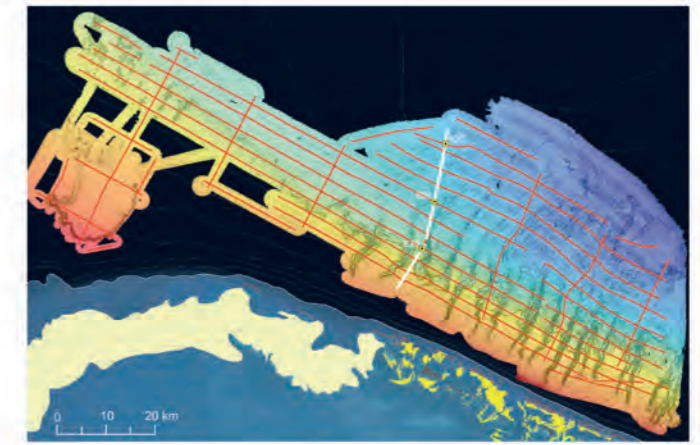
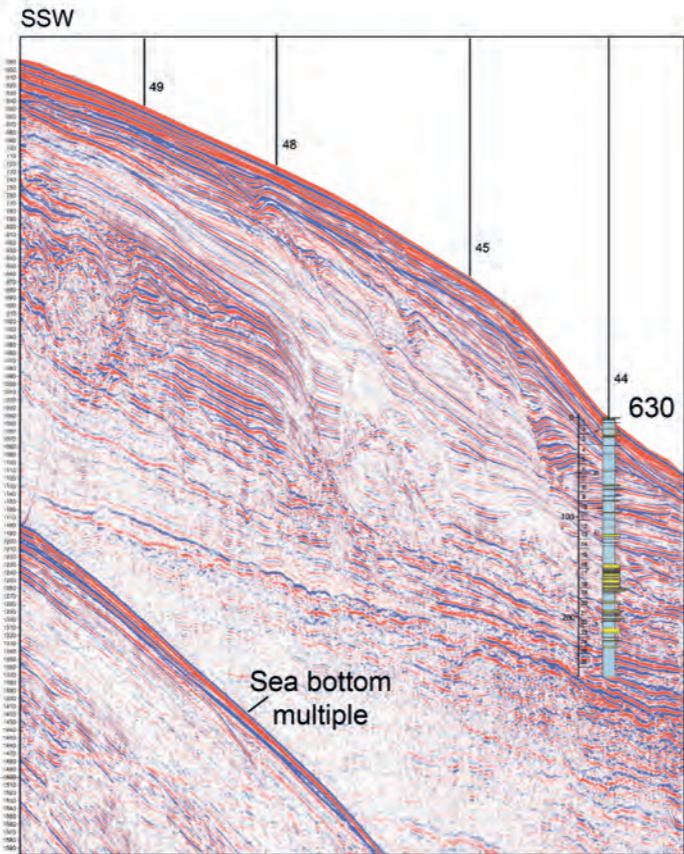
- La première séquence sismique SEQ-A correspond à la méga-plate-forme interne du Crétacé Inférieur surmontée par un environnement néritique (fig. 3.4). L'enneigement complet de la méga-plate-forme du Crétacé est limitée à son sommet par l'unité IV du puits 627 qui correspond à trois réflexions de très forte amplitude sur la sismique. Cette section condensée de 20 m de calcaires poreux est caractérisée par des dépôts compris entre le Coniacien inférieur et le Campanien supérieur. L'unité IV n'a pu être datée dans sa partie supérieure mais un hiatus stratigraphique entre le Cénomaniens supérieur et le Coniacien inférieur a pu être identifié à la base de cette section condensée.
- La deuxième séquence sismique SEQ-B comprend les dépôts du domaine profond du plateau océanique. Elle est limitée au sommet par une discontinuité stratigraphique entre l'Eocène moyen et l'Eocène supérieur au niveau du puits 628 et entre l'Eocène et le Miocène inférieur au niveau du puits 627 (fig. 3.4). Au sein de cette séquence, une discordance délimitée par des tronçatures d'érosion et des terminaisons en *onlaps* correspond au *hardground* observé au niveau du puits 627. Il sépare des craies à nannofossiles du Campanien inférieur des dépôts de boue carbonatée argileuse du Paléocène-Eocène.
- La troisième séquence sismique SEQ-C correspond aux dépôts oligocènes de boue de péri-plate-forme observés uniquement au niveau du puits 628. En effet, cette dernière n'est pas continue sur l'ensemble de la zone d'étude. A 1 km en aval du puits 628, la séquence SEQ-C se termine par un important escarpement d'environ 100 m de haut, expliquant l'absence de dépôts oligocènes au niveau du puits 627 (fig. 3.4). Cette séquence présente une organisation complexe caractérisée par des faciès sismiques très hétérogènes.
- Enfin, la quatrième séquence sismique SEQ-D correspond aux dépôts de la pente progradante du Miocène inférieur à l'Actuel. La pente supérieure, constituée principalement de boue de péri-plate-forme et de quelques turbidites est caractérisée par des réflexions ondulées à subparallèles très continues, de faible à forte amplitude marquées par des surfaces de glissement (fig. 3.4). La pente inférieure, quant à elle, montre la présence de nombreuses turbidites, de débrites et de *slumps* caractérisés par de réflexions subcontinues à discontinues de forte amplitude. Plusieurs intervalles à faciès chaotiques sont également identifiés en bas de pente et sont interprétés comme des *Mass Transport Complexes* (MTCs) (fig. 3.4).

La figure 3.5 résume les principales caractéristiques de ces quatre séquences sismiques et leurs interprétations en termes d'environnement de dépôt. Les événements géologiques majeurs qui ont marqués les Bahamas et le *Blake Plateau*, ainsi que les équivalences avec les séquences sismiques des précédentes études sont également indiqués.

Dans le chapitre suivant, une description sismo-stratigraphique détaillée de chacune de ces séquences sera proposée afin de comprendre l'évolution de la pente nord de LBB.

Figure 3.4 (page suivante) : Corrélation des puits ODP et identification des quatre séquences sismiques sur le profil composite 70-71.

PROFILE 70-71



AGE	SEISMIC SEQUENCE	ENVIRONMENT
PLIOCENE	SEQ-D	PROGRADING SLOPE
EARLY MIOCENE TO LATE MIOCENE	SEQ-D	PROGRADING SLOPE
OLIGOCENE	SEQ-C	SLOPE
PALEOCENE TO EOCENE	SEQ-B	OCEANIC PLATEAU
LATE JURASSIC TO CRETACEOUS	SEQ-B	OCEANIC PLATEAU
ALBIAN TO MIDDLE CRETACEOUS	SEQ-A	NERITIC ENVIRONMENT
ALBIAN	SEQ-A	INNER PLATFORM

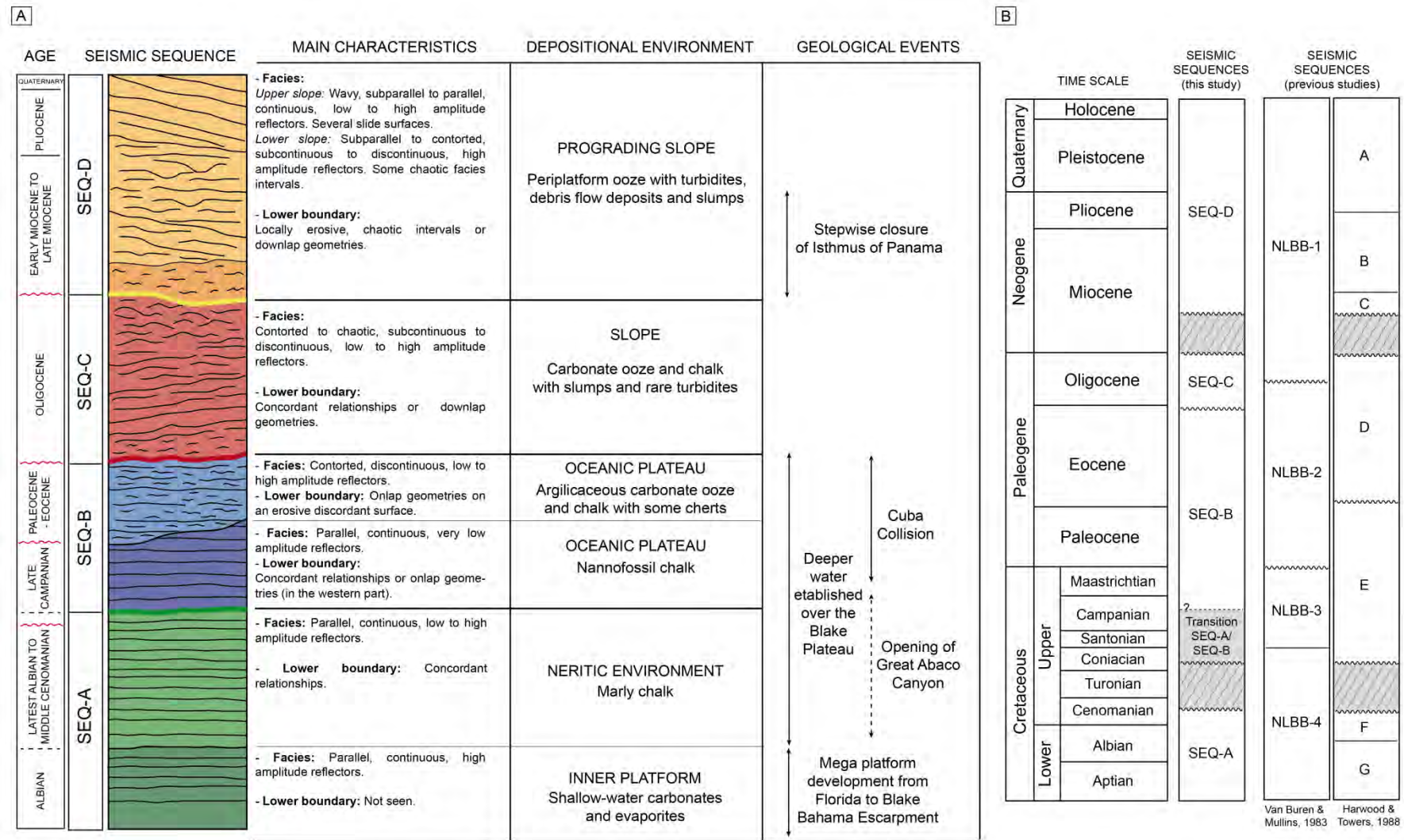


Figure 3.5 : Principales caractéristiques des séquences sismiques et interprétations des environnements de dépôts avec indication des événements géologiques majeurs ayant affecté les Bahamas et le Blake Plateau. Localisation des séquences sismiques SEQ-A à SEQ-D sur l'échelle stratigraphique et corrélation avec les séquences sismiques des précédentes études de Van Buren et Mullins (1983) et de Harwood et Towers (1988).

CHAPITRE 2
-
ANALYSE SISMO-STRATIGRAPHIQUE

Les séquences sismiques décrites dans le chapitre 1 présentent une grande variabilité latérale et longitudinale sur l'ensemble de la zone d'étude (fig. 3.6). Deux parties distinctes caractérisent la zone d'étude. La partie occidentale est relativement tabulaire tandis que la partie orientale est marquée par une large dépression dans laquelle s'organisent les dépôts. Dans ce chapitre nous proposons une description détaillée des quatre séquences sismiques de manière à comprendre leur mise en place et leur évolution spatiale.

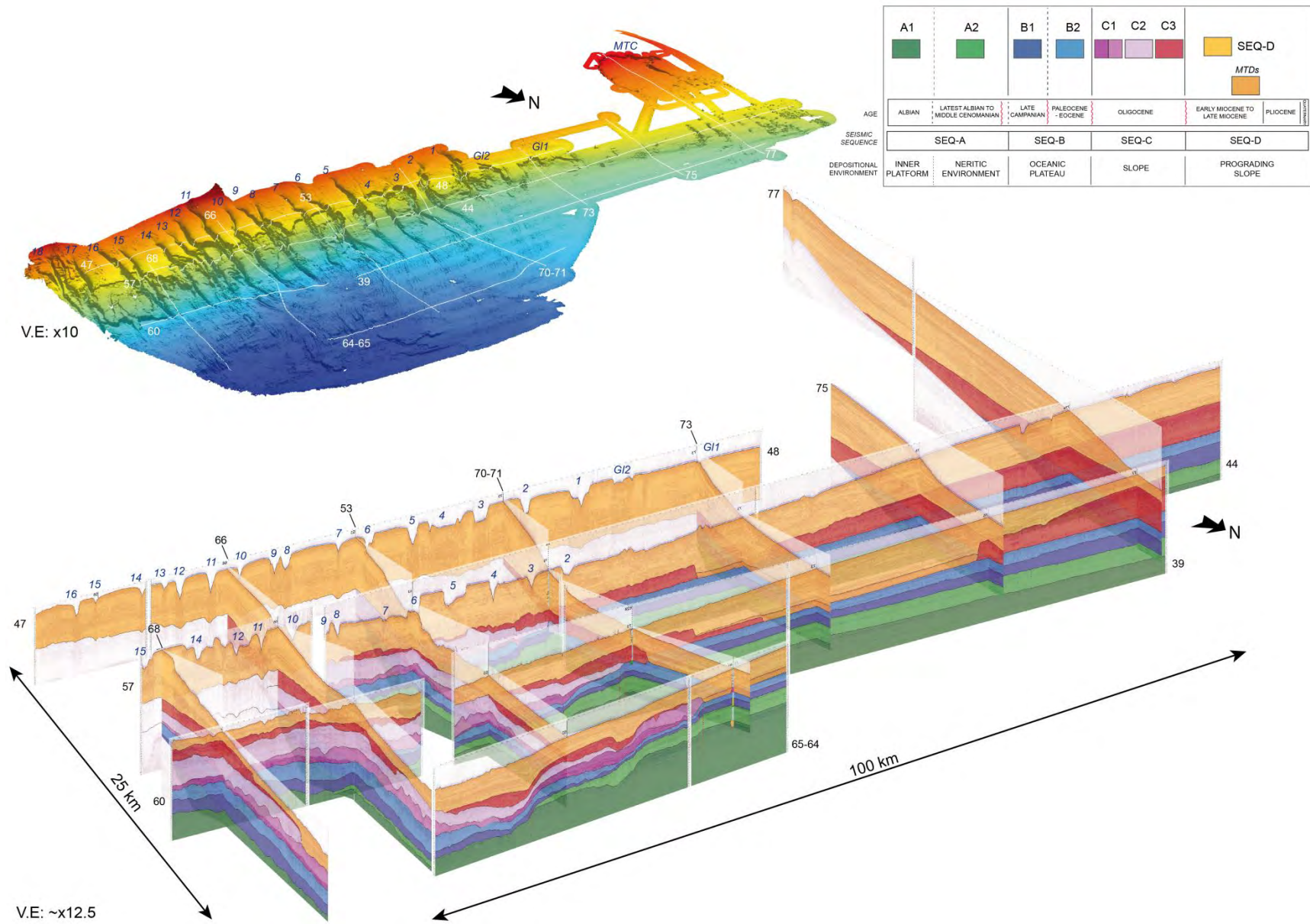


Figure 3.6 : Assemblage pseudo 3D de l'interprétation sismo-stratigraphique de la pente nord de LBB.

A. LA SEQUENCE SISMIQUE SEQ-A, MEGA-PLATE-FORME ET ENVIRONNEMENT NERITIQUE

La séquence sismique SEQ-A est la première séquence de dépôt identifiable sur la zone d'étude (fig. 3.7). Elle constitue une partie de la méga-plate-forme du Crétacé Inférieur présente sur l'ensemble des Bahamas, de la Floride au *Blake Plateau*.

1. Limites de séquence

La limite entre la séquence SEQ-A et la SEQ-B est caractérisée par un ensemble de trois réflexions parallèles, continues et de forte amplitude que l'on nommera unité de transition (fig. 3.8). Cet ensemble forme un intervalle d'environ 20 ms *twt* et correspond à un niveau condensé de calcaire poreux qui s'étend du Coniacien inférieur au Campanien supérieur. Cet enregistrement sédimentaire réduit correspond à un intervalle de temps relativement long. Il est alors nécessaire de comprendre ses relations avec les séquences SEQ-A et SEQ-B.

- *Limite supérieure de la séquence SEQ-A*

La base de l'unité de transition est marquée au niveau du puits 627 par un hiatus stratigraphique entre le Cénomaniens supérieur et le Coniacien inférieur. Sur la sismique, ce hiatus est relativement peu visible. Seules quelques troncatures d'érosion sont observées à proximité du puits 627 (fig. 3.8A).

- *Limite inférieure de la séquence SEQ-B*

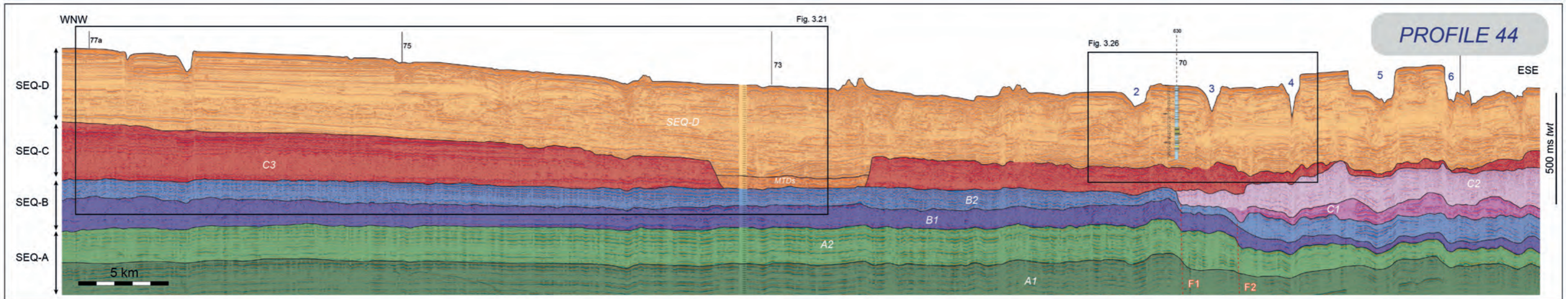
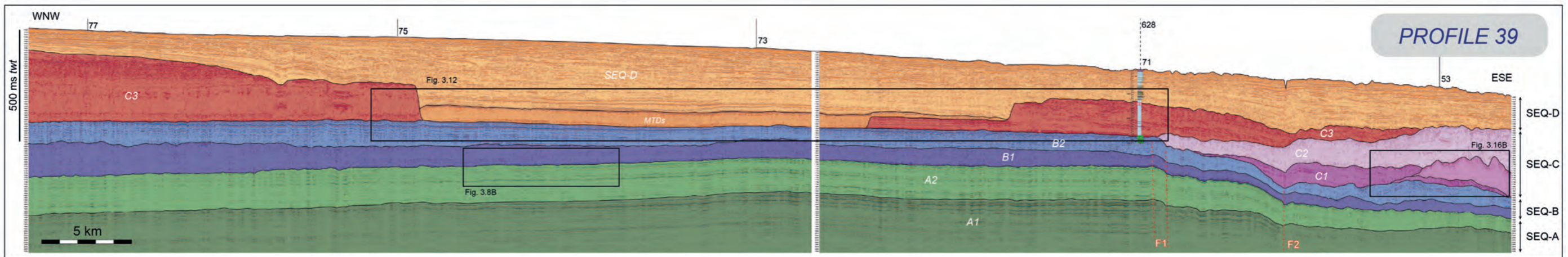
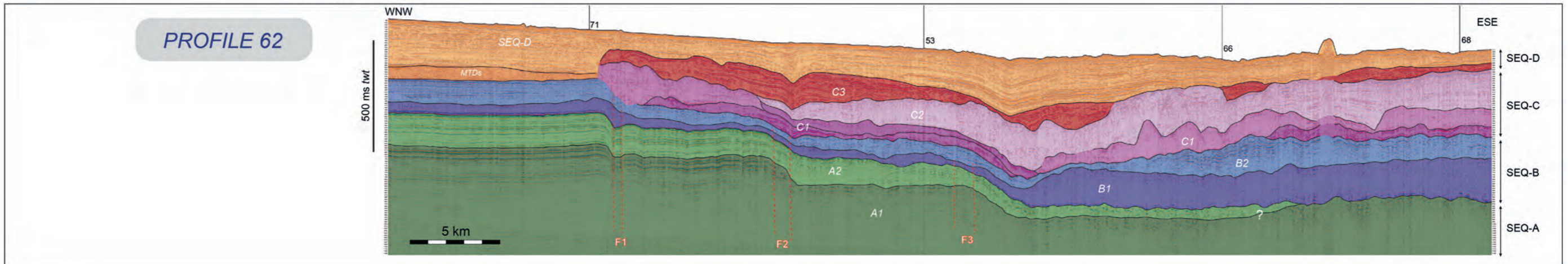
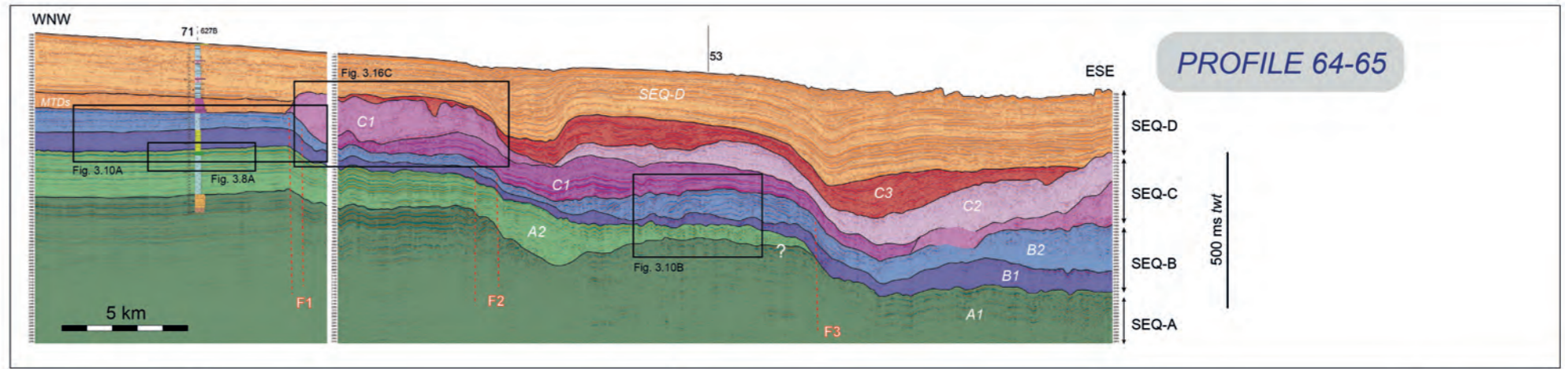
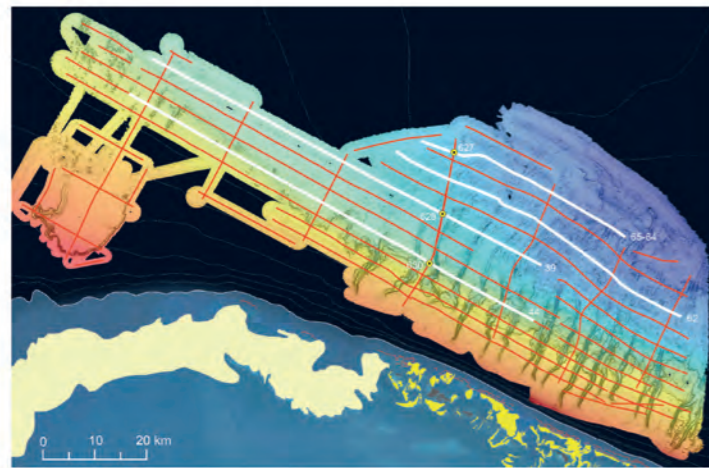
La limite supérieure de l'unité de transition n'a pu être datée du fait du faible taux de récupération de sédiment dans cette unité litho-stratigraphique au niveau du puits 627. Cependant, cette limite est bien visible sur la sismique où elle est marquée d'une part par un changement de faciès sismique et d'autre part par des terminaisons en *onlap* à l'extrémité ouest de la zone d'étude (fig. 3.8B).

Dans le reste de l'étude nous utiliserons la limite supérieure de l'unité de transition pour délimiter les séquences SEQ-A et SEQ-B.

2. Les faciès sismiques et sous-unités de la séquence SEQ-A

La séquence sismique SEQ-A est caractérisée par deux faciès sismiques principaux montrant une évolution d'est en ouest (fig. 3.9). Ces deux faciès constituent les sous-unités A1 et A2 (fig. 3.7). Le premier faciès sismique de la sous-unité A1 correspond aux dépôts carbonatés de la plate-forme interne et présente des réflexions parallèles, continues et de forte amplitude (fig. 3.9). Dans la partie orientale, ce faciès devient très discontinu avec des réflexions de plus faible amplitude (fig. 3.7 et 3.9). Cependant ce changement de faciès est potentiellement liée à la résolution trop faible de la sismique dans cette zone de forte épaisseur sédimentaire. Le faciès sismique de la sous-unité A2 caractérise des craies marneuses d'un environnement néritique. Ce faciès est plus hétérogène que le précédent et présente des réflexions parallèles, continues à discontinues, de faible à forte amplitude (fig. 3.9). Latéralement ce faciès devient plus discontinu vers la partie orientale et semble se biseauter et disparaître sur la sous-unité A1 (fig. 3.7).

Figure 3.7 (page suivante): Evolution longitudinale des séquences sismiques SEQ-A à SEQ-D sur l'ensemble de la zone d'étude à partir de l'interprétation des profils longitudinaux 64-65, 62, 39 et 44. Les profils non interprétés sont disponibles en annexe D.



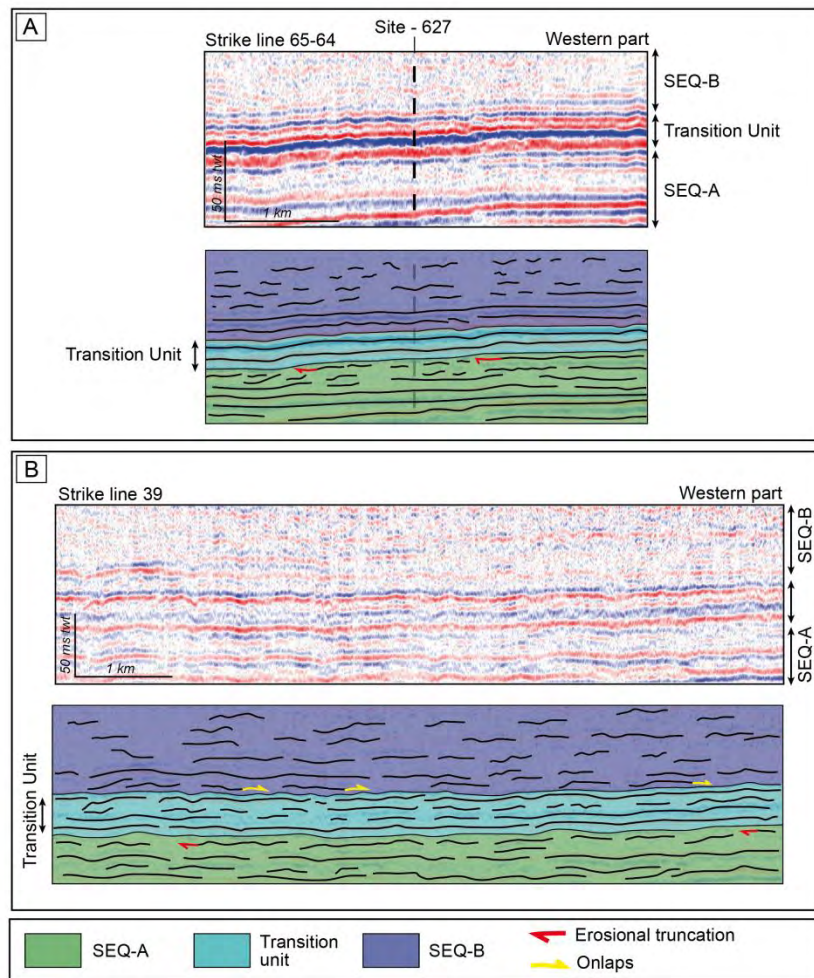


Figure 3.8 : Unité de transition entre les séquences SEQ-A et SEQ-B. La localisation des zooms est indiquée sur les profils sismiques de la figure 3.7.

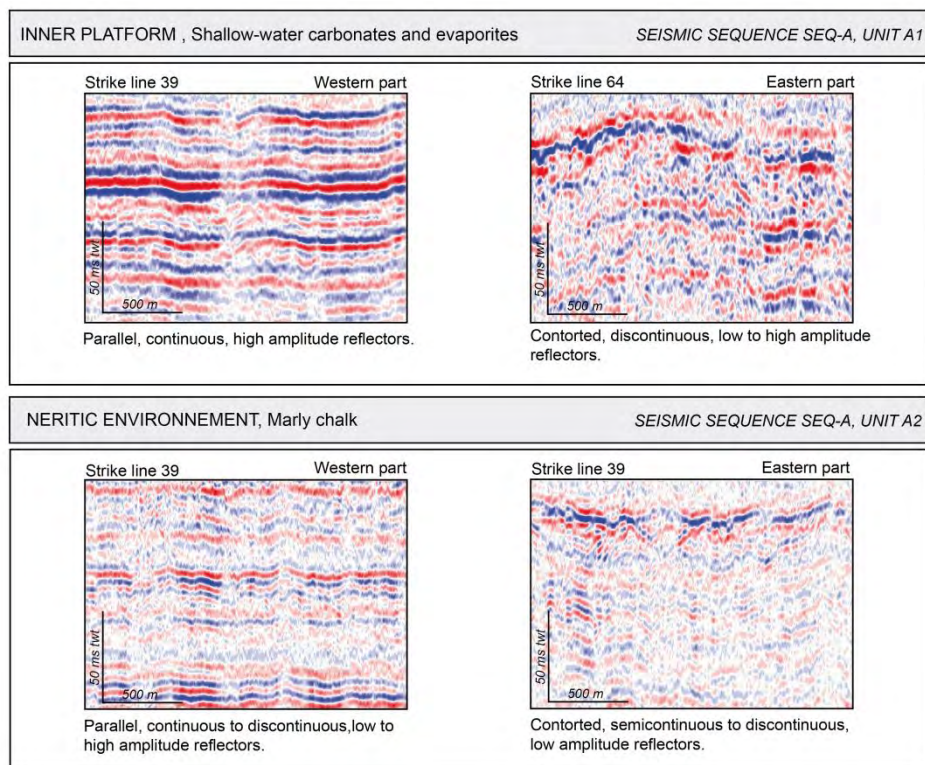


Figure 3.9 : Faciès rencontrés dans la séquence sismique SEQ-A.

3. Carte isochrone du sommet de la séquence SEQ-A

Le sommet de la séquence SEQ-A (horizon sismique « Top-SEQ-A ») a pu être pointé sur l'ensemble de la zone d'étude en dessous de 600 m de bathymétrie (fig. 3.10). En effet, sur le haut de pente, au-dessus de 600 m de bathymétrie, l'épaisseur des dépôts néogènes (SEQ-D) est telle que la séquence SEQ-A est trop profonde pour être visible sur les profils sismiques. Lorsque l'horizon « Top-SEQ-A » est observé au niveau de la pente supérieure, sa profondeur en temps est souvent sous-évaluée du fait de la différence de vitesse des ondes acoustiques dans les sédiments et dans la colonne d'eau (dans la séquence NLBB-1 de Van Buren et Mullins (1983) $V_p = 1,92 \text{ km.h}^{-1}$). Ceci explique la remontée des isochrones dans la partie proximale de la zone d'étude (fig. 3.10).

La carte isochrone du sommet de la séquence SEQ-A montre que la partie orientale est structurée par une large dépression organisée selon trois plateaux séparés par des escarpements dont la hauteur varie entre 50 ms et 100 ms *twt*. Ils sont interprétés comme les escarpements de trois failles normales ou zones de flexure notées F1 à F3 (fig. 3.7 et 3.10). A l'extrémité orientale de la zone d'étude, l'horizon sismique « Top-SEQ-A » remonte d'environ 100 ms *twt* induisant une gouttière d'axe SO-NE (fig. 3.10). Dans la partie occidentale, le sommet de la séquence SEQ-A s'abaisse progressivement de 60 ms *twt* sur presque 40 km formant alors un anticlinal d'axe SO-NE (fig. 3.7 et fig. 3.10).

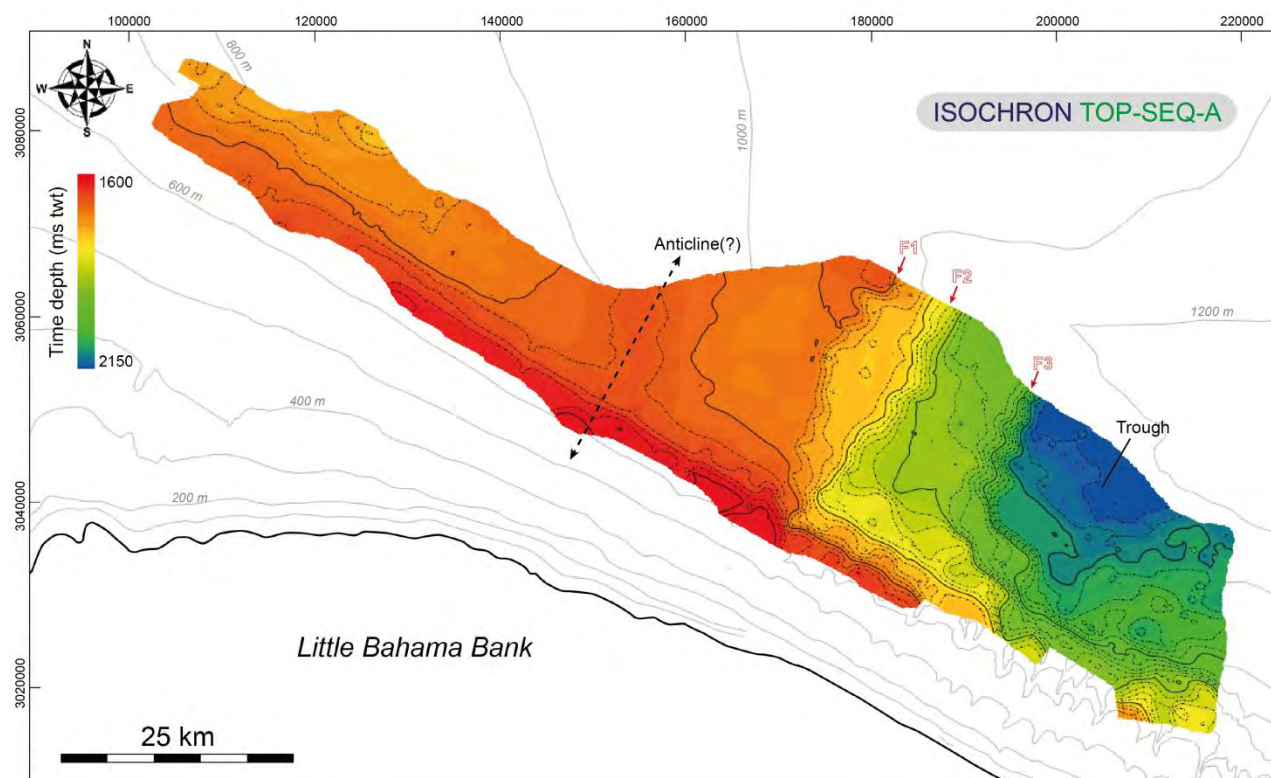


Figure 3.10 : Carte isochrone du sommet de la séquence SEQ-A. Les lignes noires continues sont espacées de 100 ms *twt* et les lignes noires en pointillés de 20 ms *twt*. Les lignes grises indiquent la bathymétrie actuelle.

B. LA SEQUENCE SISMIQUE SEQ-B, DOMAINE PROFOND DU PLATEAU OCEANIQUE

La séquence sismique SEQ-B marque l'enneigement définitif de la méga-plate-forme carbonatée du Crétacé Inférieur et la séparation physiographique des Bahamas et du *Blake Plateau*.

1. Limites de séquence

- *Limite supérieure de la séquence SEQ-B et limite inférieure de la séquence SEQ-C:*

La limite entre les séquences SEQ-B et SEQ-C correspond à un hiatus stratigraphique entre l'Eocène moyen et l'Eocène supérieur au niveau du puits 628. Dans la partie occidentale, cette surface n'est pas délimitée par des terminaisons de réflexion mais par un changement de faciès sismique (fig. 3.7). En revanche, dans la partie orientale, cette limite est délimitée à la fois par un changement de faciès et par des terminaisons de réflexions de la séquence SEQ-C en *onlap* et en *downlap* (fig. 3.7).

2. Faciès sismiques et sous-unités de la séquence SEQ-B

La séquence sismique SEQ-B est caractérisée par plusieurs faciès sismiques. A la base de la séquence, le premier faciès sismique constitue la sous-unité B1 (fig. 3.11). Il montre des réflexions parallèles continues à discontinues, de très faible amplitude à transparentes. Ce faciès sismique correspond à un intervalle de craie riche en nannofossiles observé au niveau du puits 627. Latéralement cette unité B1 s'épaissit vers l'extrémité ouest de la zone (profils 39 et 44, fig. 3.7). A l'extrémité orientale, cette unité est également présente sur un intervalle épais d'environ 200 ms *twt* caractérisé par un faciès sismique transparent (profil 62, fig. 3.7).

Dans la partie supérieure de la séquence SEQ-B, deux faciès sismiques constituent la sous-unité B2 (fig. 3.7). Dans la partie occidentale, le faciès sismique de cette unité est caractérisé par des réflexions parallèles à déformées, continues à discontinues, de faible à forte amplitude (fig. 3.11A). Il correspond à un intervalle de boue argileuse et de craie observé au niveau du puits 627. Dans la partie orientale un nouveau faciès caractérise l'unité B2. Il est formé par des réflexions subparallèles et légèrement mamelonnées, continues à discontinues, de forte amplitude (fig. 3.7 et fig. 3.11B).

La limite entre les sous-unités B1 et B2 s'exprime par un *hardground* au niveau du puits 627 marqué par des tronçures d'érosion et des terminaisons en *onlap* sur la sismique (fig. 3.11A). Cette limite est très peu visible latéralement vers l'ouest de la zone d'étude. Dans la partie orientale, la limite entre les sous-unités B1 et B2 est marquée par des terminaisons de réflexions en *downlap* et en *onlap* de l'unité B2 sur l'unité B1 (fig. 3.11B).

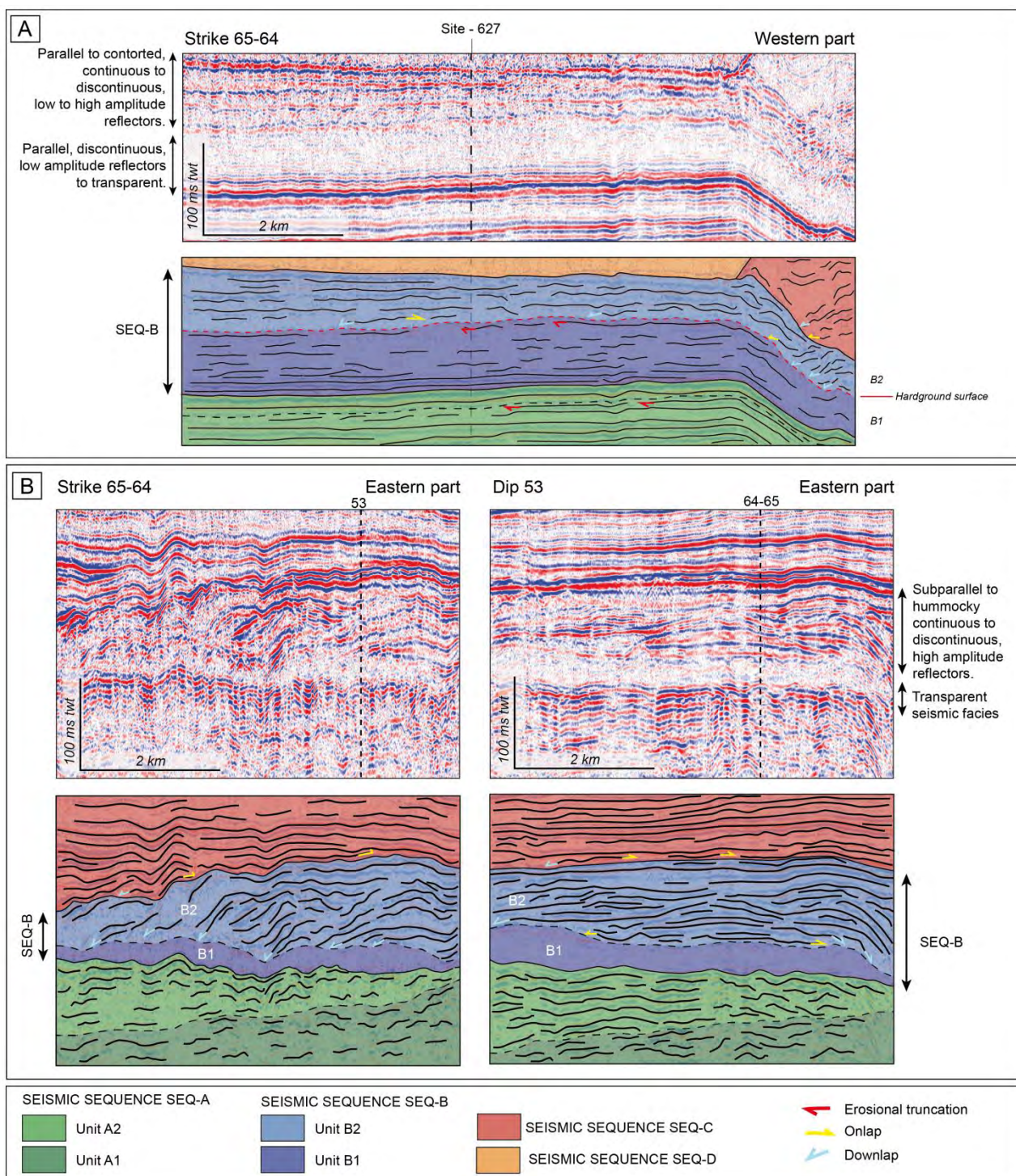


Figure 3.11: Organisation de la séquence SEQ-B et des sous-unités B1 et B2 dans la partie occidentale (A) et orientale (B) de la zone d'étude. Les localisations des zooms du profil 64-65 sont indiquées sur la figure 3.7.

3. Carte isochrone et carte d'épaisseur de la séquence SEQ-B

La carte de profondeur du sommet de la séquence SEQ-B (horizon sismique « Top-SEQ-B ») montre que la large dépression de la partie orientale affectant la séquence SEQ-A est en partie comblée par les dépôts de la séquence SEQ-B (fig. 3.12A). Cependant la gouttière persiste au centre de la dépression et les trois zones de flexure F1 à F3 sont toujours visibles mais leur rejet semble moins important que dans la séquence SEQ-A (fig. 3.7 et 3.10). Le relief lié à l'anticlinal présent sur la carte figure 3.10 concernant la séquence SEQ-A s'est estompé suggérant que la phase de plissement est terminée.

La carte d'épaisseur (fig. 3.12B) indique que les dépôts de la séquence SEQ-B remplissent les zones identifiées en dépression sur la carte isochrone « Top-SEQ-A » (fig. 3.11). Les dépôts profonds du plateau océanique atteignent 200 ms *twt* à l'extrémité occidentale de la zone d'étude, à l'ouest de l'anticlinal, et à l'extrémité orientale, dans la dépression. Les dépôts restent cependant très minces sur les deux premiers plateaux de la large dépression orientale (fig. 3.12B).

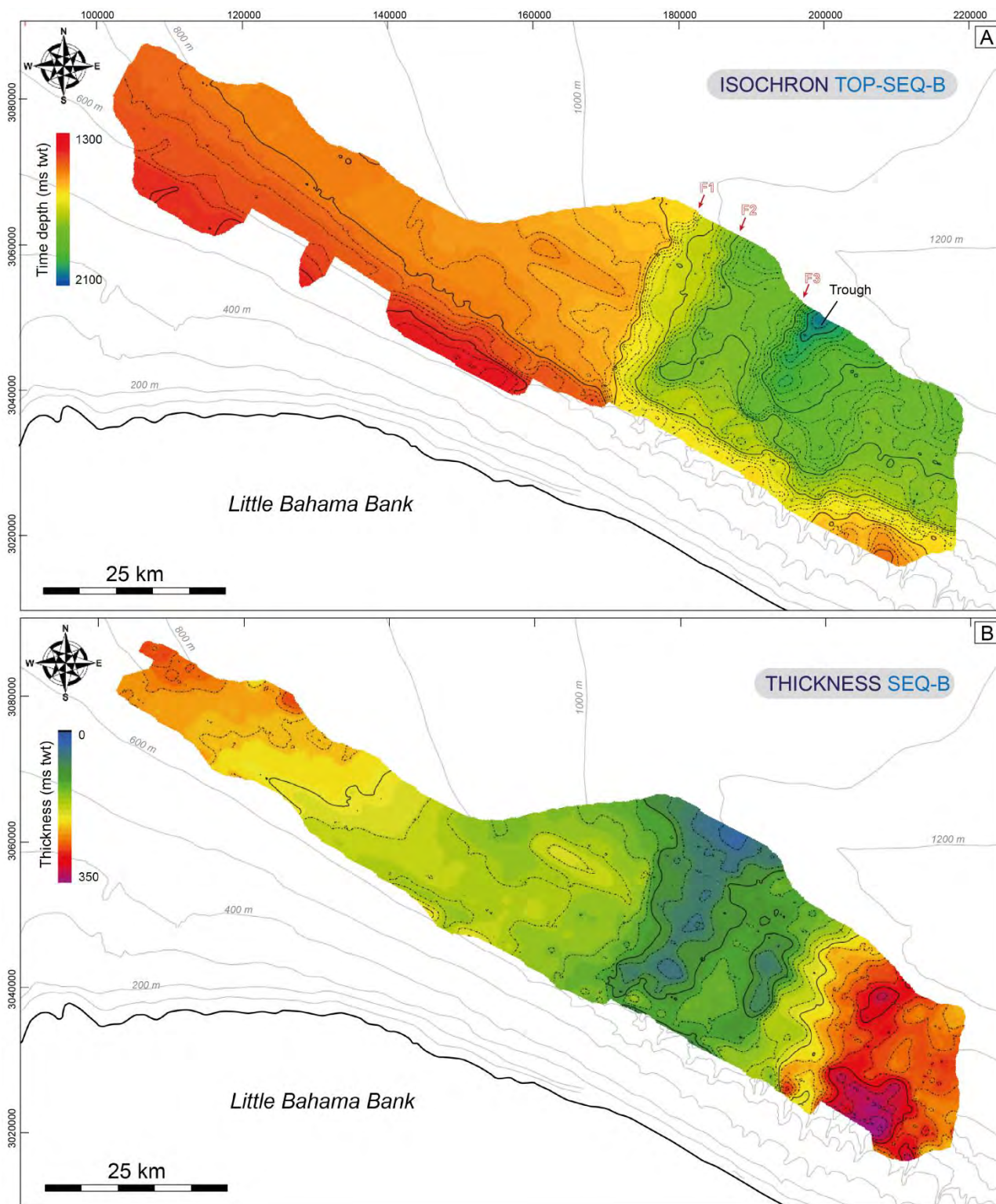


Figure 3.12 : Carte isochrone de l'horizon « Top-SEQ-B »(A) et carte d'épaisseur de la séquence SEQ-B (B). Les lignes noires continues sont espacées de 100 ms *twt* et les lignes noires en pointillés de 20 ms *twt*. Les lignes grises indiquent la bathymétrie actuelle.

C. LA SEQUENCE SISMIQUE SEQ-C

Les dépôts oligocènes de la séquence SEQ-C correspondent à l'initiation de la pente nord de LBB avec la présence au niveau du puits 628 des premiers intervalles de boue de péri-plate-forme et de débris squelettiques originaires de la plate-forme (Annexe C). Latéralement, vers la partie occidentale, la séquence SEQ-C est tronquée par une surface d'érosion majeure associée à un MTC du Miocène inférieur - Miocène moyen identifié au niveau du puits 627 (fig. 3.6 et 3.7). Dans la partie orientale, la séquence SEQ-C se subdivise en trois sous-unités qui comblent la zone en dépression affectant les séquences sous-jacentes. Ces dernières sont caractérisées par des faciès sismiques atypiques et de nombreuses discontinuités (fig. 3.6 et 3.7).

1. Limites de séquence

- *Limite supérieure de la séquence SEQ-C et limite inférieure de la séquence SEQ-D:*

La limite supérieure de la séquence SEQ-C est marquée au niveau du puits 628 par un hiatus stratigraphique entre l'Oligocène supérieur et le Miocène moyen exprimé par un *hardground* (fig. 3.4). Sur la sismique, cette surface est délimitée par des troncatures d'érosion de la séquence SEQ-C et des terminaisons de réflexion en *onlap* et *downlap* de la séquence SEQ-D sur la séquence SEQ-C (fig. 3.7).

2. Faciès sismiques et sous-unités de la séquence SEQ-C

- *Partie occidentale*

Dans la partie occidentale, la séquence SEQ-C montre une organisation tabulaire avec une succession de trois faciès notés $F_{C.I}$ à $F_{C.III}$ formant une sous-unité appelée C3 (fig. 3.7 et fig. 3.13). A sa base, cette sous-unité est caractérisée par des réflexions parallèles, discontinues de moyenne à forte amplitude ($F_{C.I}$). Ces réflexions sont ensuite tronquées au sommet par un intervalle à faciès chaotique contenant quelques niveaux à réflexions parallèles et discontinues ($F_{C.II}$). Enfin la partie sommitale de la séquence SEQ-C est caractérisée par des réflexions parallèles, discontinues, de moyenne à forte amplitude et tronquées au sommet ($F_{C.III}$) (fig. 3.13).

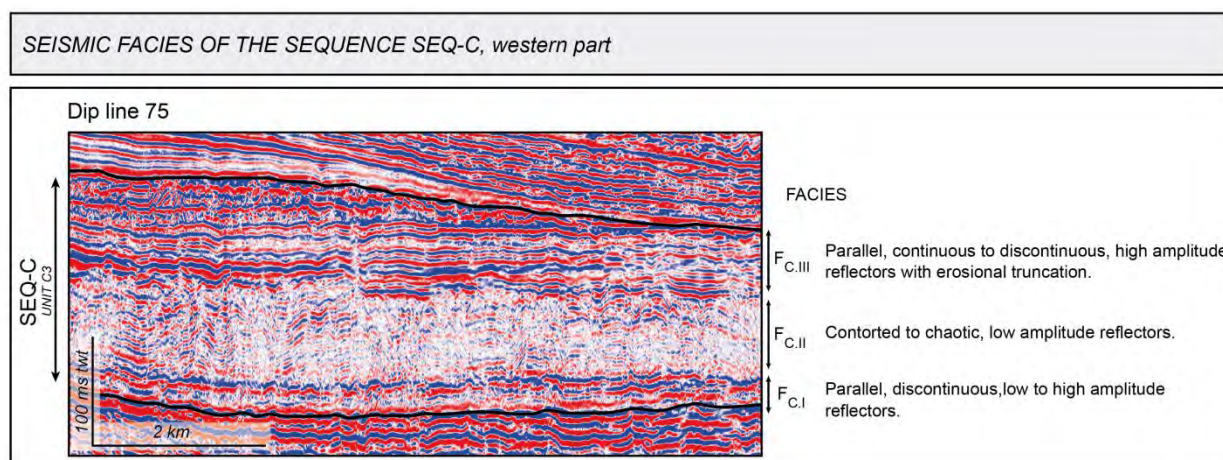


Figure 3.13 : Faciès rencontrés dans la séquence sismique SEQ-C au niveau de la zone occidentale.

A l'est du MTC, à proximité du profil 70-71, l'organisation de la séquence SEQ-C n'est plus tabulaire mais de plus en plus désorganisée (fig. 3.4). Les réflexions de la partie supérieure sont déformées et inclinées vers l'est en direction de la large dépression de la partie orientale (profil 39, fig. 3.7).

▪ Partie orientale

La séquence SEQ-C est jusqu'à 1,5 fois plus épaisse dans la partie orientale en dépression et montre une organisation plus complexe. A ce niveau, la séquence SEQ-C s'organise selon trois sous-unités notées C1 à C3 et délimitées par des terminaisons de réflexion et des changements de faciès (fig. 3.14). Les sous-unités C1 et C2 sont présentes uniquement dans la partie orientale de la zone d'étude et montre une grande variabilité latérale des géométries et des faciès sismiques (profil 62, fig. 3.15).

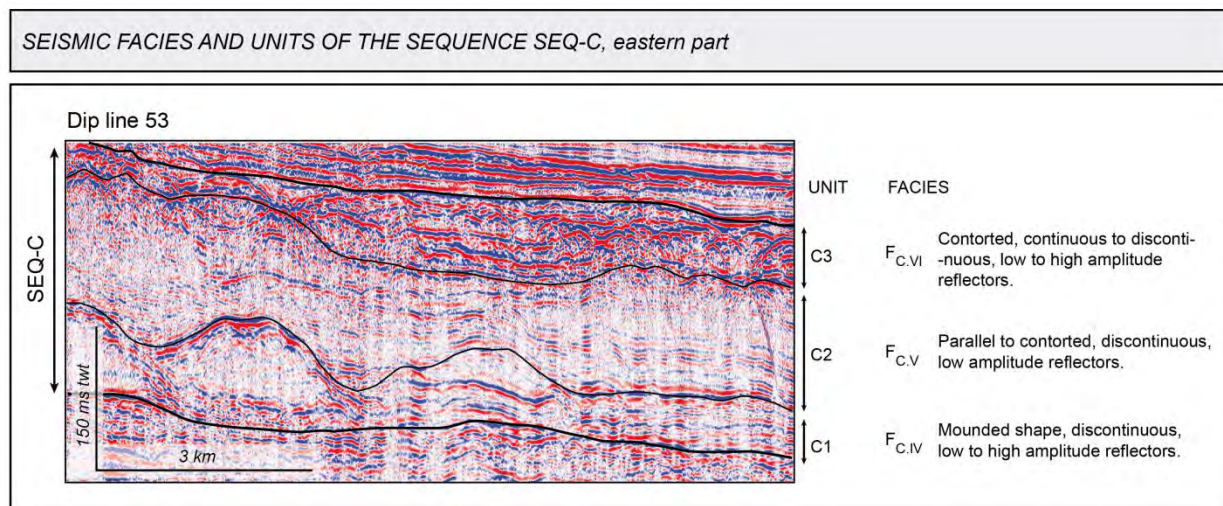
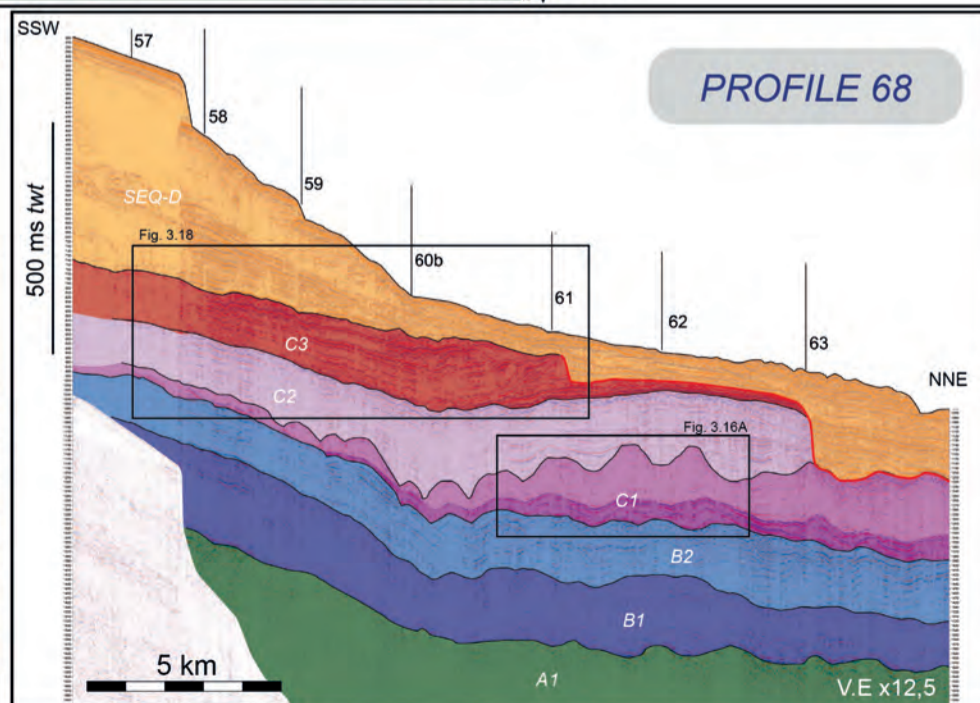
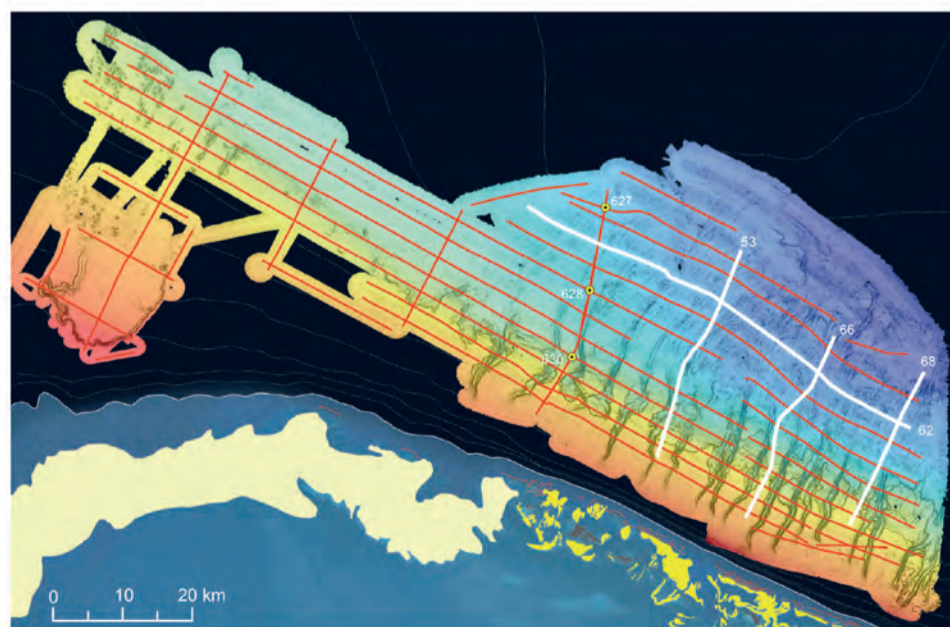
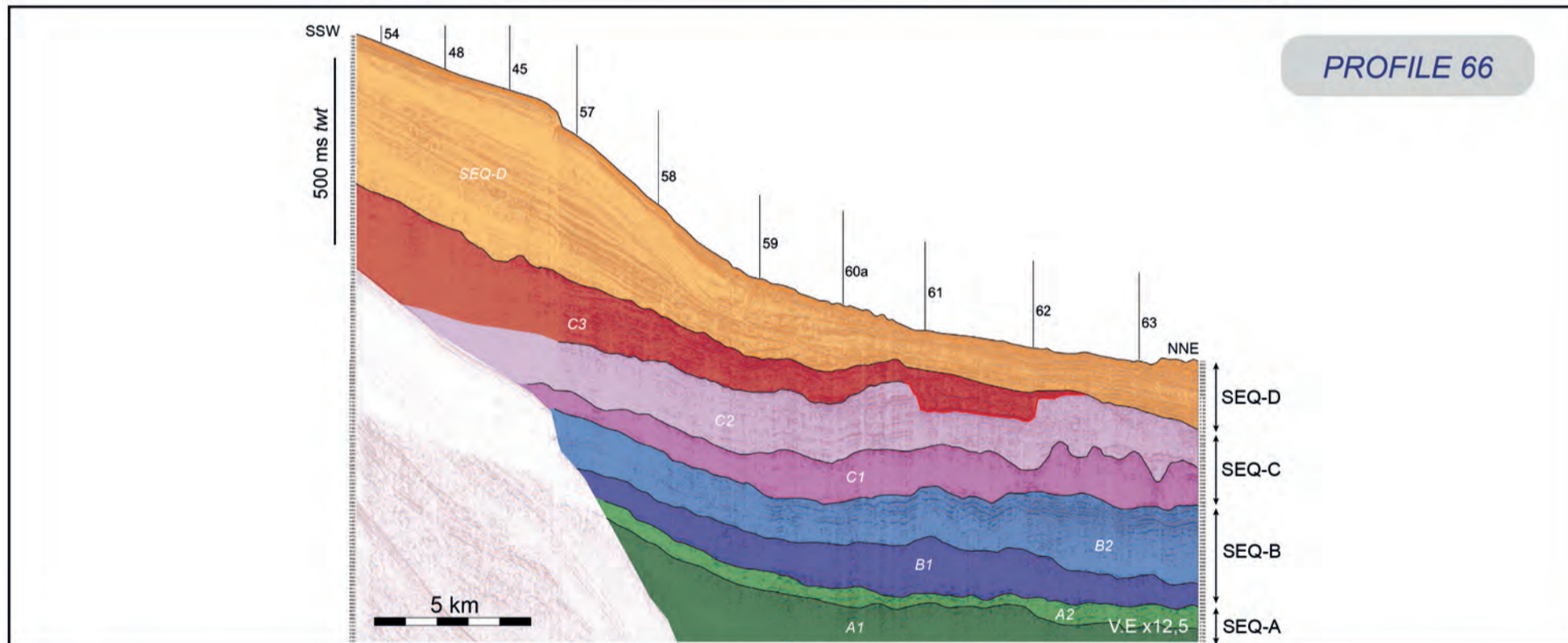
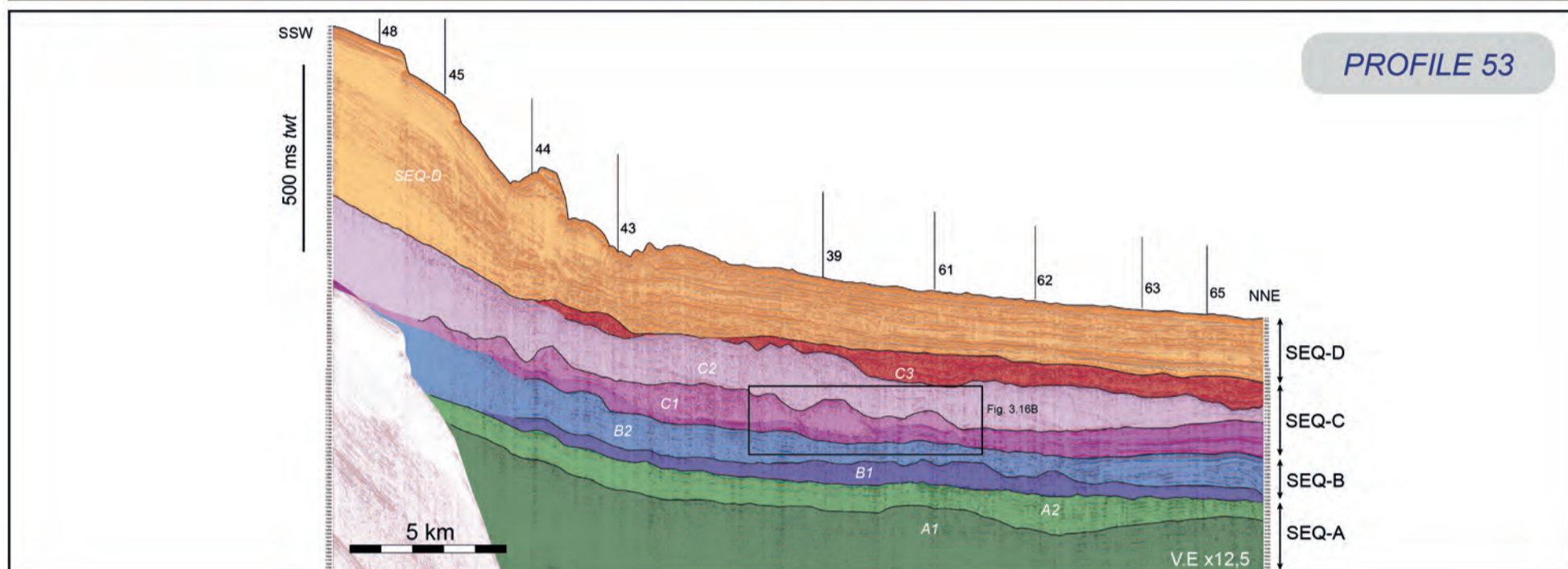
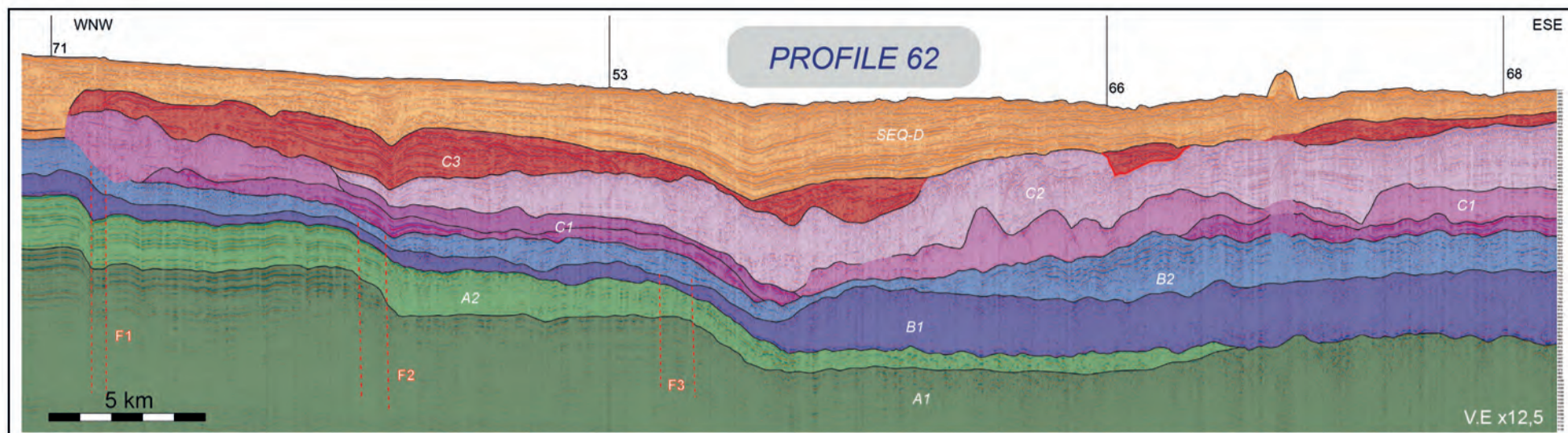


Figure 3.14 : Sous-unités et faciès rencontrés dans la séquence sismique SEQ-C de la partie orientale.

La première sous-unité C1 est caractérisée à sa base par des réflexions en formes de dômes, continues à discontinues et de forte amplitude (F_{C.IV}) reposant en *onlap* et en *downlap* sur la séquence sous-jacente SEQ-B (fig. 3.14, 3.15 et 3.16). A la base de l'unité, des réflexions continues de forte amplitude forment une sorte de socle pour de nouveaux dômes caractérisés par des réflexions discontinues, de plus faible amplitude et en *downlap* sur les précédents (fig. 3.16). L'ensemble aggradant forme alors plusieurs groupes de dômes au sein de la dépression orientale (fig. 3.17). Un dôme présente en moyenne une largeur de 1 à 2 km et une hauteur de 100 à 150 ms *twt* soit 120 m à 180 m pour une vitesse de 2,4 km.s⁻¹ (cf. V_p de NLBB-2 dans Van Buren et Mullins, 1983). Les dômes observés peuvent présenter des géométries variées que l'on peut regrouper selon trois types (fig. 3.16). A l'extrémité orientale de la zone d'étude, au niveau du profil 68, les dômes semblent répartis à la suite les uns des autres et l'ensemble forme finalement des réflexions ondulées (type A, fig. 3.16A). Au niveau du profil 53, en revanche, ils semblent amoncelés les uns sur les autres et présentent des formes très irrégulières avec un faciès sismique transparent (type B, fig. 3.16B). Enfin sur la bordure ouest de la dépression, ils semblent particulièrement bien développés et en compensation les uns par rapport aux autres (type C, fig. 3.16C).

Dans les précédentes études, ces structures étaient interprétées comme des blocs glissés au niveau de la pente (Van Buren et Mullins, 1983). La sismique HR de Carambar indique que ces structures sont en réalité caractérisées par des géométries aggradantes. Cela suggère, que ces dômes sont des monts carbonatés d'eau froide formés en domaine profond.

Figure 3.15 (page suivante): Evolution longitudinale et latérale des séquences sismiques SEQ-A à SEQ-D dans la partie orientale de la zone d'étude à partir de l'interprétation des profils sismiques 62, 53, 66 et 68. Les profils non interprétés sont disponibles en annexe D.



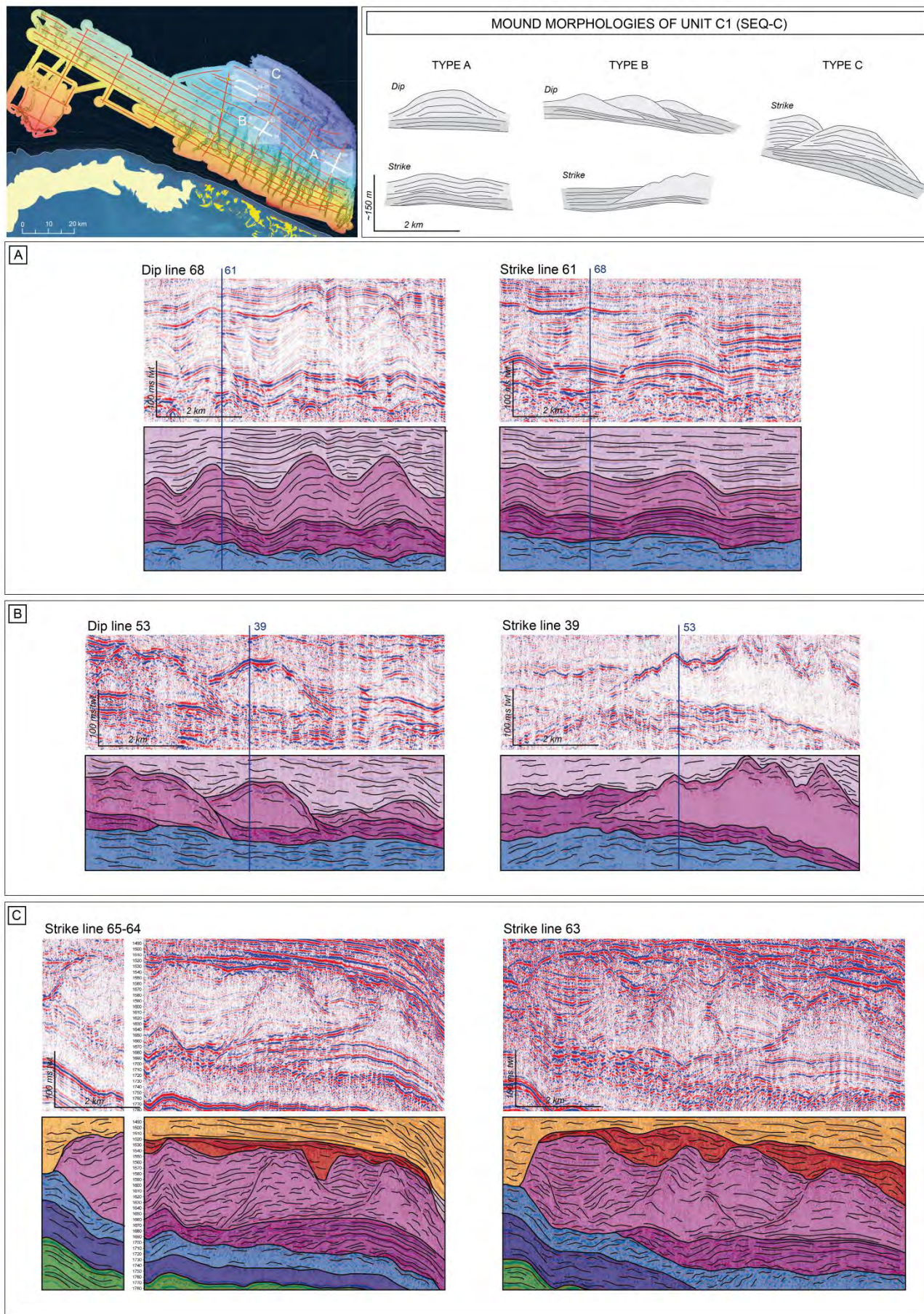


Figure 3.16 : Caractérisation de la sous-unité C1 de la séquence sismique SEQ-C. Cette sous-unité présente des dômes aggradants distincts ou accolés les uns aux autres (type A), superposés (type B) ou en compensation (type C) (localisation des zooms sur les profils 39 et 65-64, fig. 3.7 et sur les profils 53 et 68, fig. 3.15).

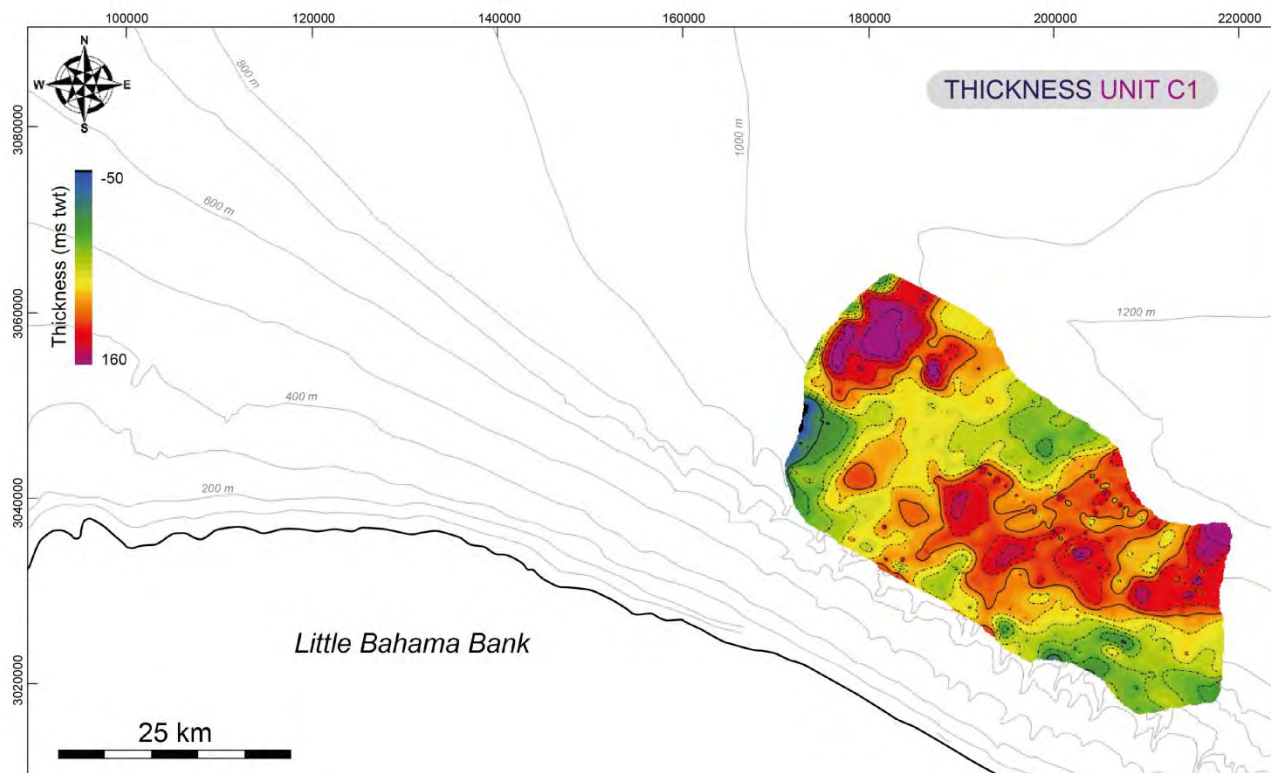


Figure 3.17 : Carte d'épaisseur de l'unité C1 de la séquence SEQ-C. Cette séquence est caractérisée par des dômes de 1 à 2 km de large et de 100 à 150 ms twt de haut. Les lignes noires continues sont espacées de 100 ms twt et les lignes noires en pointillés de 20 ms twt. Les lignes grises indiquent la bathymétrie actuelle.

La seconde sous-unité C2 repose en *onlap* et en *downlap* sur la sous-unité C1 (fig. 3.14 et 3.15). Elle est caractérisée par des réflexions subparallèles, discontinues et de faible amplitude ($F_{C.V}$) (fig. 3.14). Localement, le sommet de cette unité présente des tronçures d'érosion. Sur le profil 66, par exemple, une zone en érosion forme une large entaille d'environ 4 km de large et de 75 ms twt de haut (fig. 3.15). De même, sur le profil 68, une autre zone en érosion induit un escarpement dans la partie distale des unités C2 et C3 (fig. 3.15).

Enfin la troisième sous-unité C3 repose en *onlap* et en *downlap* sur la sous-unité C2 (fig. 3.14 et fig. 3.15). Cette dernière est caractérisée par des réflexions très déformées à chaotique, discontinues, de forte amplitude ($F_{C.VI}$) (fig. 3.14). Dans la partie proximale, les réflexions de cette sous-unité semblent plus continues et moins déformées (profil 66 et 68, fig. 3.15). En revanche, à l'extrémité orientale de la zone d'étude, le profil 68 montre une unité C3 caractérisée par des petits chevauchements formant une zone en compression en pied de pente. Ces derniers sont ensuite interrompus par un escarpement d'environ 50 ms twt (fig. 3.18).

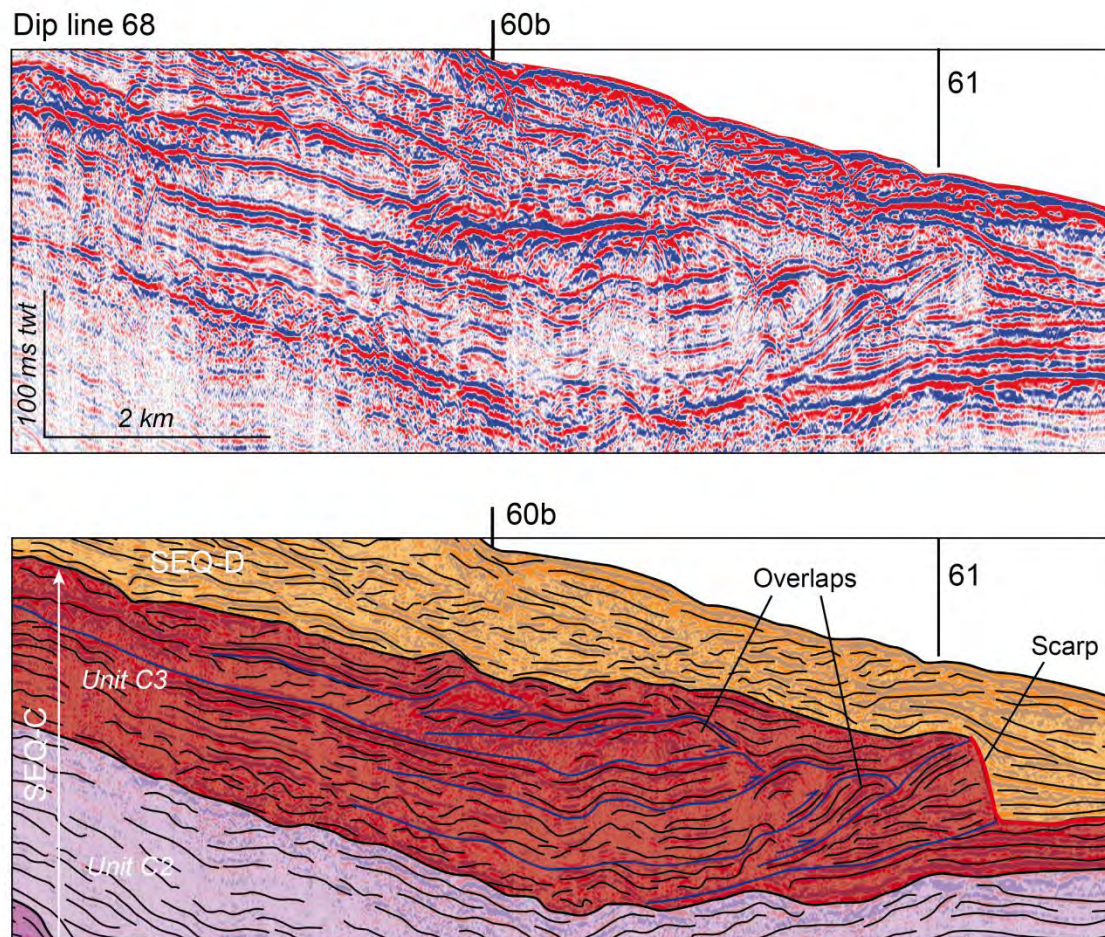


Figure 3.18 : Caractérisation de la sous-unité C3 de la séquence SEQ-C à l'extrémité orientale de la zone d'étude sur le profil 68 (localisation du zoom sur le profil 68, figure 3.15). A ce niveau l'unité C3 est très déformée, elle est caractérisée par une zone en compression marquée par la présence de chevauchements.

3. Carte isochrone et carte d'épaisseur de la séquence SEQ-C

Le sommet de la séquence SEQ-C est caractérisé par une surface très érosive. La carte isochrone de l'horizon « Top-SEQ-C » permet de visualiser la hauteur de l'escarpement associé au MTC du Miocène inférieur – Miocène moyen au centre de la partie occidentale (fig. 3.19A). A l'est de ce MTC, les dépôts de la séquence SEQ-C semblent ensuite s'orienter en direction de la large dépression orientale. Dans la partie distale de cette dépression, le sommet de la séquence SEQ-C forme de petites gouttières (fig. 3.19A).

La carte d'épaisseur montre que les dépôts de la séquence SEQ-C sont bien développés et/ou préservés de l'érosion à l'extrémité de la partie occidentale (fig. 3.19B). Les dépôts les plus épais sont situés à l'extrémité ouest de la large dépression orientale où ils peuvent atteindre 450 ms *twt*. Mais ces derniers peuvent également être entrecoupés par d'importantes érosions (profil 68, fig. 3.15 et fig. 3.19B).

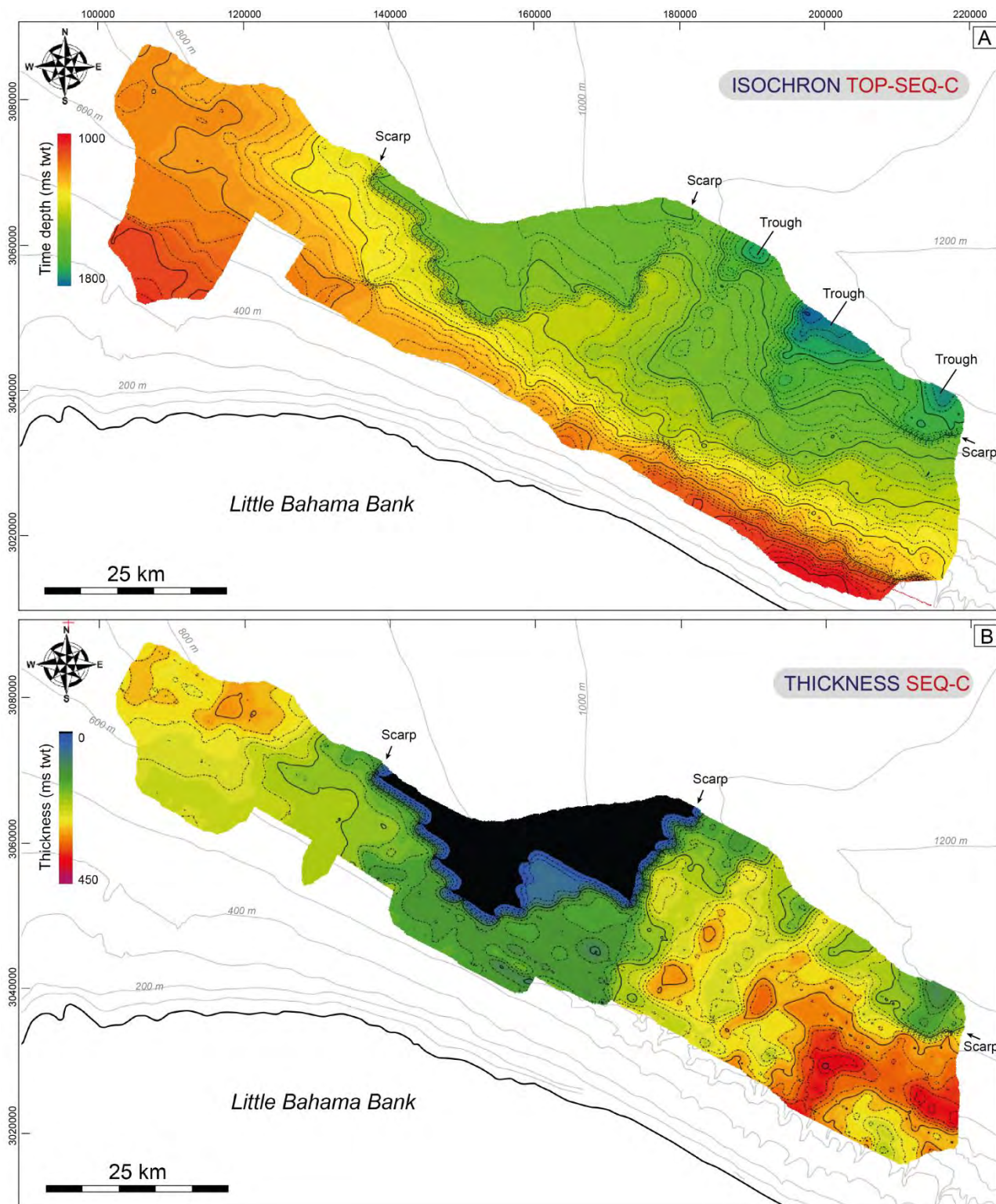


Figure 3.19 : Carte isochrone de l'horizon « Top-SEQ-C »(A) et carte d'épaisseur de la séquence SEQ-C (B). Les lignes noires continues sont espacées de 100 ms twt et les lignes noires en pointillés de 20 ms twt. Les lignes grises indiquent la bathymétrie actuelle.

D. LA SEQUENCE SISMIQUE SEQ-D

La séquence SEQ-D correspond aux dépôts de la pente nord de LBB depuis le Miocène inférieur jusqu'à l'Actuel. En effet, sur la pente supérieure, une puissante accumulation de boue de péri-plate-forme se dépose sous la forme de cliniformes progradants vers le nord. Ces derniers sont entrecoupés par de nombreux glissements et incisions qui rendent l'interprétation sismique difficile sur l'ensemble de la zone d'étude. La pente inférieure, quant à elle, est principalement constituée de dépôts gravitaires intercalés avec de la boue de péri-plate-forme.

1. Les faciès sismiques de la séquence SEQ-D

La pente nord de LBB est caractérisée par des faciès sismiques très variés témoignant de la diversité des types de dépôt et des processus sédimentaires associés (fig. 3.20).

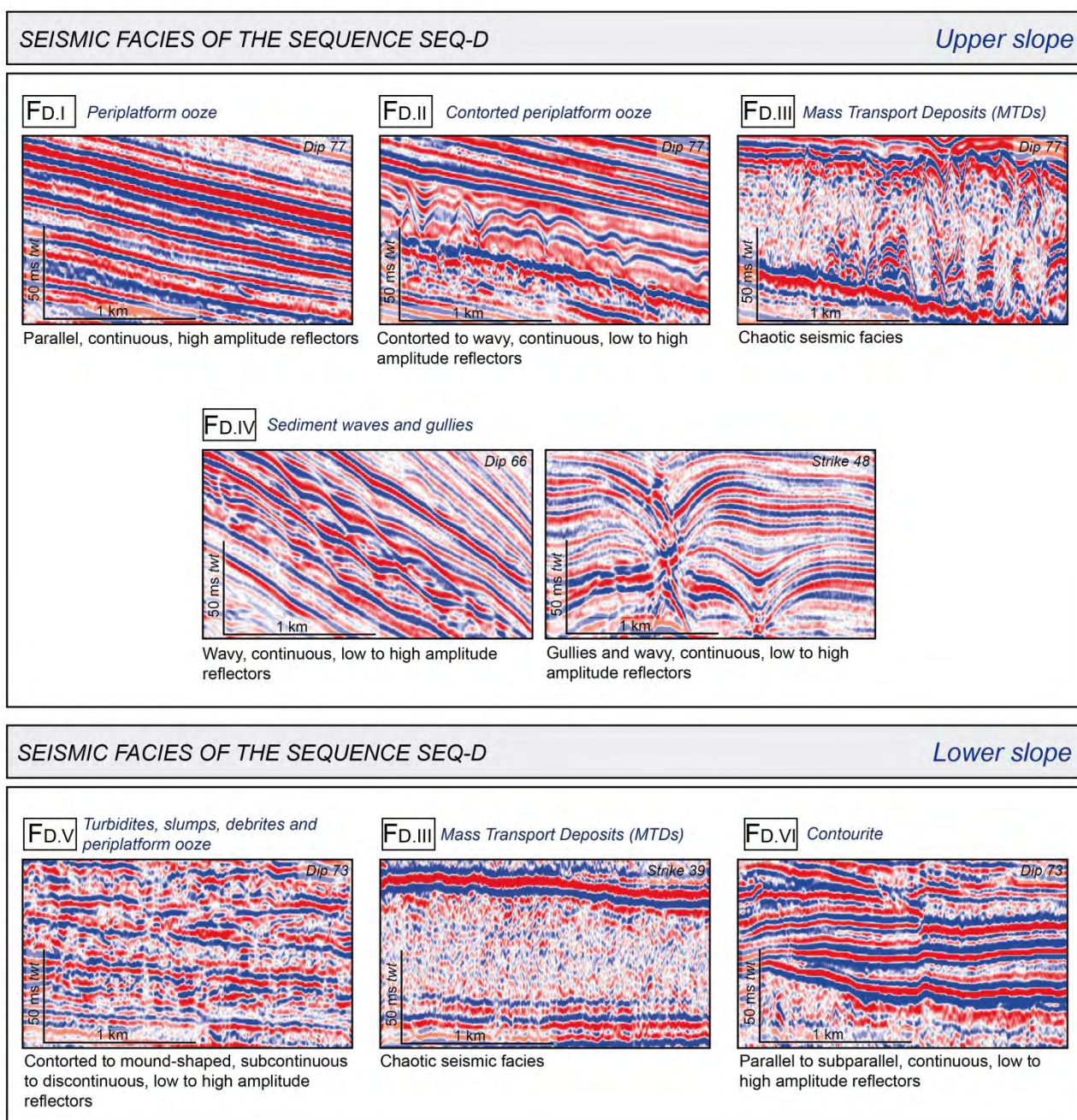


Figure 3.20 : Faciès sismiques rencontrés dans la séquence SEQ-D.

On distingue les faciès de la pente supérieure de ceux de la pente inférieure :

- La **pente supérieure** est dominée par un faciès sismique à réflexions parallèles, très continues et de forte amplitude interprété comme de la boue de péri-plate-forme (F_{D,I}). Localement, ce faciès est associé à des surfaces de glissement ou d'arrachement. Les réflexions continues deviennent alors irrégulièrement ondulées (F_{D,II}). A l'extrémité ouest de la zone d'étude, un faciès sismique chaotique (F_{D,III}) présent sur le haut de pente est interprété comme des MTDs confinés, potentiellement d'âge pliocène (Tournadour et al., 2015). Dans la partie orientale, la séquence SEQ-D montre longitudinalement un faciès à réflexions ondulées, continues et de faible à forte amplitude (F_{D,IV}). Latéralement ce même faciès correspond à une succession d'incisions alternant avec des réflexions continues et légèrement ondulées (F_{D,IV}).
- La **pente inférieure** est dominée par un faciès à réflexions discontinues à continues, de faible à forte amplitude interprétées comme des turbidites, des *slumps* et des débrites alternant avec de la boue de péri-plate-forme (F_{D,V}). Plusieurs intervalles chaotiques sont également présents le long de la pente inférieure et sont interprétés comme des MTDs (F_{D,III}). Les plus importants forment un large MTC d'âge miocène qui marque la base de la séquence SEQ-D (fig. 3.4). Enfin, plusieurs intervalles à réflexions parallèles très continues et de forte amplitude (F_{D,VI}) sont observées sur la pente inférieure. Ces derniers sont souvent associés aux zones d'escarpement des MTCs ou des surfaces d'érosion et sont interprétés comme des dépôts contouritiques.

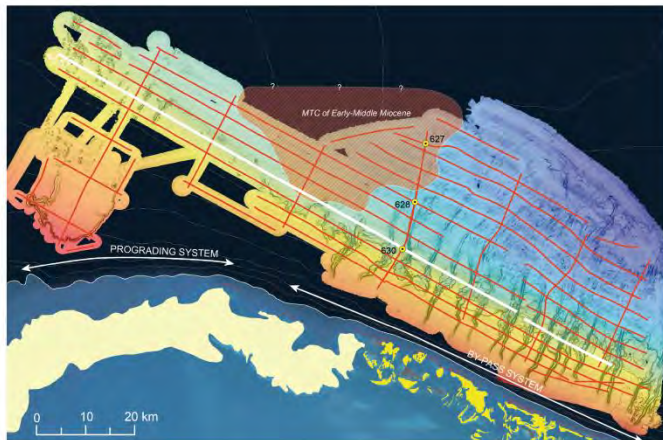
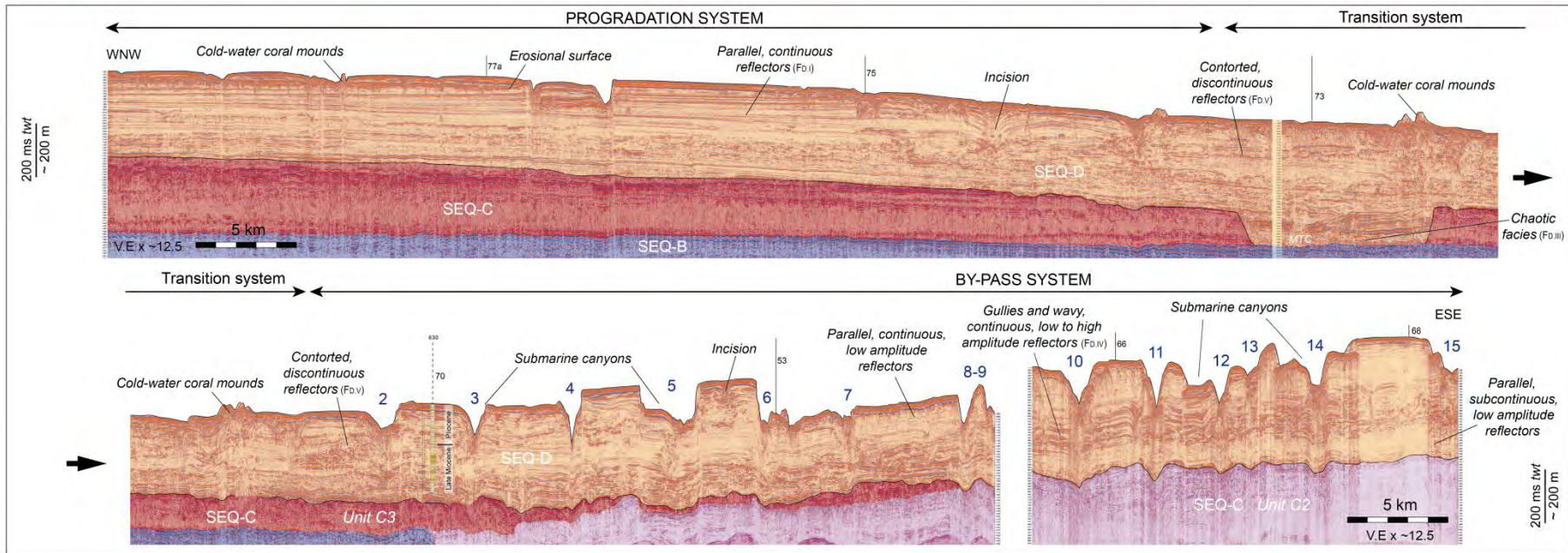
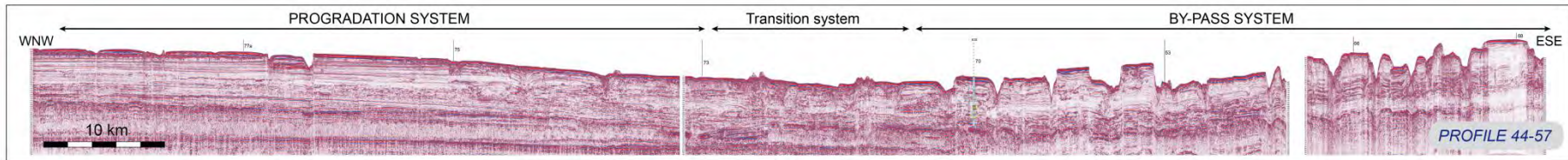
2. Les sous-unités et les géométries observées dans la séquence SEQ-D

Dans la partie centrale de la zone d'étude, la base de la séquence SEQ-D est marquée par un large MTC du Miocène inférieur – Miocène moyen entaillant une grande partie de la séquence sous-jacente SEQ-C (fig. 3.19B et fig. 3.21). La séquence SEQ-D montre ensuite une grande variabilité latérale liée à la présence d'un système progradant à l'ouest et de systèmes turbiditiques à l'est (fig. 3.21).

Dans la partie occidentale, la pente prograde vers le nord sous forme de clinofformes sigmoïdes initialement interprétés comme le « drift de LBB » par Mullins et al. (1980). Dans la partie orientale, la pente supérieure montre une évolution verticale avec une succession de plusieurs unités définies par des faciès sismiques distincts. Dans la dernière unité, de larges incisions sont visibles et correspondent aux canyons sous-marins du système turbiditique actuel (fig. 3.21).

Les sous-unités observées dans la séquence SEQ-D sont difficilement corrélables d'ouest en est du fait de la présence de plusieurs glissements et de nombreuses surfaces d'érosion. Pour cette raison, le système progradant à l'ouest et le système turbiditique à l'est seront étudiés indépendamment. Les unités de la partie occidentale sont alors associées au suffixe *west* tandis que celles de la partie orientales sont associées au suffixe *east*.

Figure 3.21 (page suivante) : Evolution longitudinale de la séquence sismique SEQ-D caractérisée par un système progradant dans la partie occidentale et un système en by-pass dans la partie orientale.



	B1	B2	C1	C2	C3	SEQ-D
AGE	LATE CAMPANIAN	PALEOCENE - EOCENE	OLIGOCENE	EARLY MIOCENE TO LATE MIOCENE	PLIOCENE	
SEISMIC SEQUENCE	SEQ-B		SEQ-C		SEQ-D	
DEPOSITIONAL ENVIRONMENT	OCEANIC PLATEAU		SLOPE		PROGRADING SLOPE	

- *La base de la séquence SEQ-D*

Dans la partie occidentale, toute la séquence SEQ-C est entrecoupée par un large MTC d'âge Miocène inférieur – Miocène moyen observé au niveau du puits 627 et caractérisé par un faciès sismique chaotique (F_{D.III}) (fig. 3.4 et fig. 3.22). Ce MTC s'étend sur environ 40 km suivant une épaisseur comprise entre 40 ms et 70 ms *twt*. Celui-ci est bordé par des escarpements au sein de la séquence SEQ-C pouvant atteindre 160 ms *twt*, ce qui suggère qu'un volume important de sédiment a été arraché de la pente et que le MTC s'étend probablement au-delà de la zone d'étude.

Ce MTC est surmonté par un intervalle à réflexions parallèles, continues et de forte amplitude (F_{D.VI}) dans lequel sont intercalés quelques niveaux à faciès chaotique (fig. 3.22). Cet intervalle se biseaute contre les bordures du MTC où les dépôts sont souvent chenalisés et remplis par un faciès chaotique (fig. 3.22). Ces dépôts sont probablement issus de courants de fond qui s'engouffrent dans la large dépression résiduelle et construisent ainsi un drift contouritique de petite dimension. En effet, la présence de zones chenalisées contre les escarpements suggère l'action de courants *downslope* et/ou *alongslope* le long des bordures du MTC.

- *Partie occidentale : le système progradant*

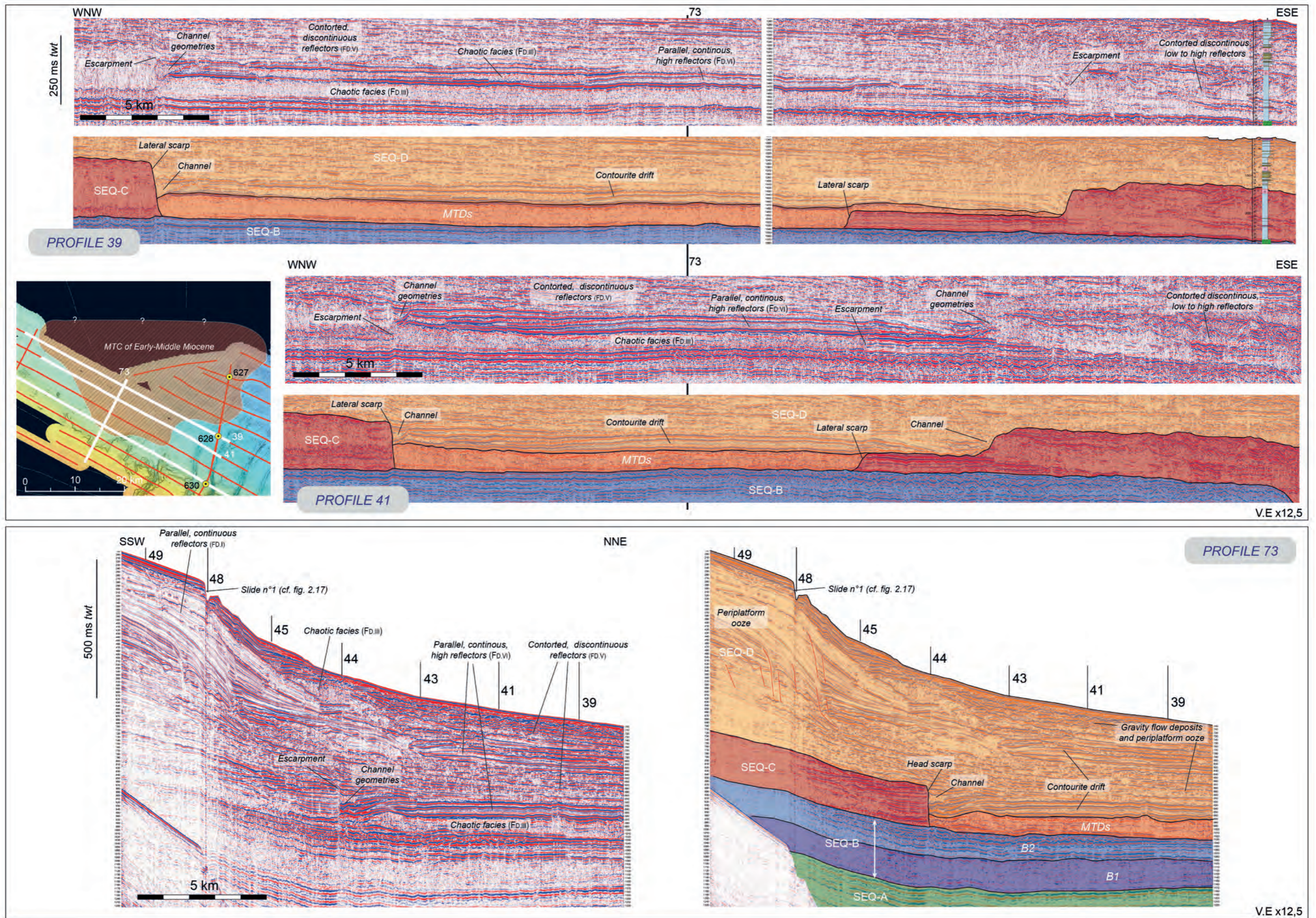
Dans la partie ouest de la zone d'étude, la pente supérieure est particulièrement bien couverte par les profils sismiques 77 et 75 (fig. 3.23). Ces derniers montrent une pente construite par une succession de cliniformes sigmoïdes organisés en quatre sous-unités (D1-west à D4-west) qui s'étendent sur environ 50 km de long.

A la base de la séquence SEQ-D, la première sous-unité D1-west repose en *downlap* sur la séquence SEQ-C. Les sous-unités D1-west et D2-west sont ensuite définies par des terminaisons en *downlap* et en *onlap* des unités sus-jacentes respectivement dans les *bottomsets* et dans les *topsets* des cliniformes. L'unité D3-west est définie, quant à elle, par une surface d'érosion sommitale délimitée par des troncatures d'érosion. Enfin, l'unité D4-west est caractérisée par des réflexions continues de forte amplitude drapant la surface d'érosion du sommet de l'unité D3-west (fig. 3.23).

Le sommet des sous-unités D2-west et D3-west est marqué par des surfaces d'arrachement entaillant le front des cliniformes sur 2 à 10 km (fig. 3.23). Ces zones d'arrachement sont surmontées d'un intervalle à réflexions ondulées (F_{D.II}) interprété comme les dépôts issus de larges glissements.

De manière plus spectaculaire, la partie sommitale de la sous-unité D3-west est marquée par un large MTC dont la cicatrice d'arrachement est encore visible sur le fond marin (Tournadour et al, 2015). Ce MTC est contemporain des glissements en partie ensevelis au front de la pente progradante (fig. 3.23 et 3.24). Ces derniers sont visibles sur le fond marin uniquement grâce à la présence d'incisions rectilignes et de monts carbonatés d'eau froide (*cf.* partie 2). Les monts carbonatés d'eau froide s'initient sur la surface érosive au sommet de la sous-unité D3-west (fig. 3.24).

Figure 3.22 (page suivante) : Caractérisation du MTC du Miocène inférieur - Miocène moyen à la base de la séquence SEQ-D au centre de la zone d'étude à partir des profils sismiques 39, 41 et 73 et leurs interprétations.



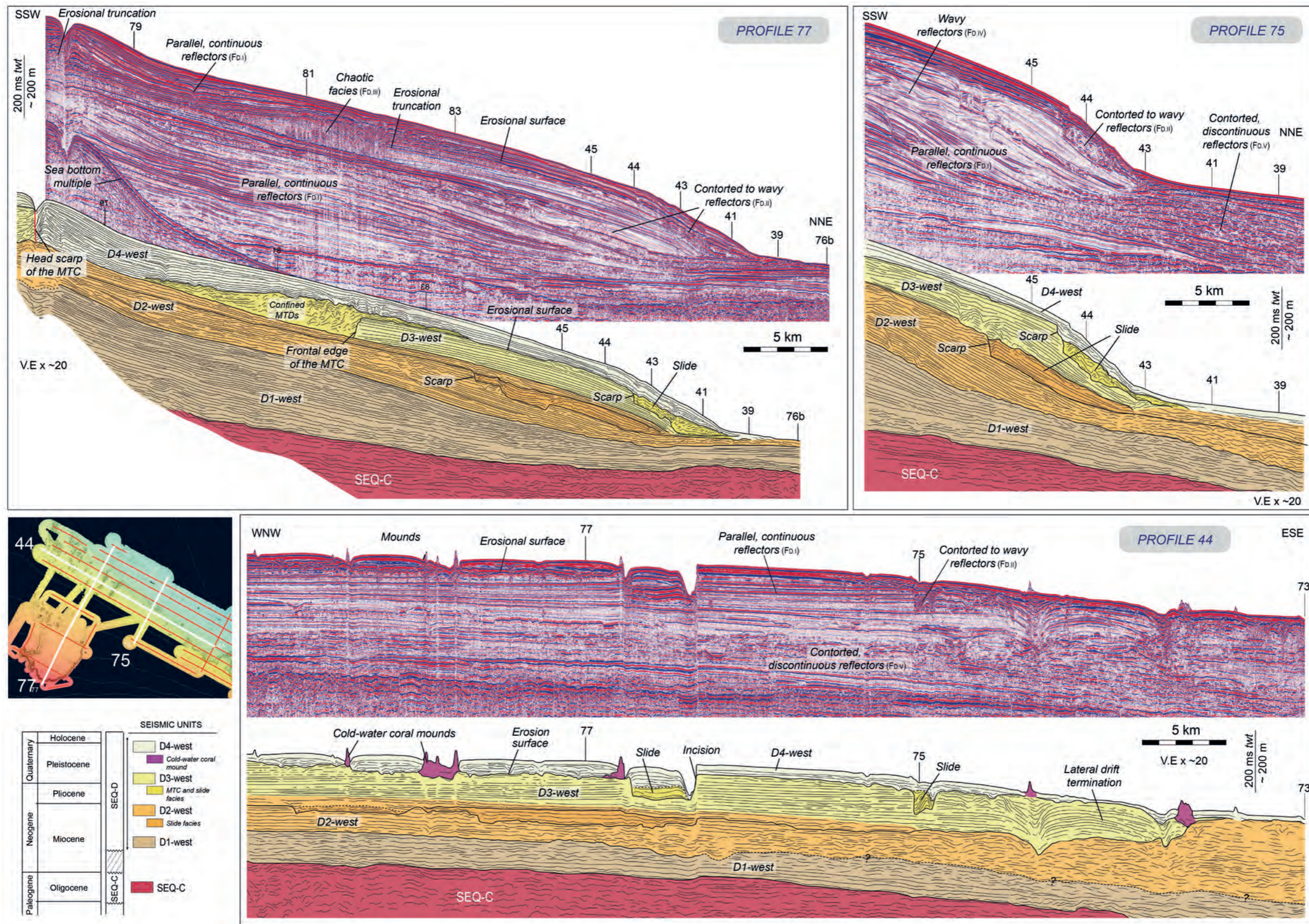


Figure 3.23 : Caractérisation de l'extrémité nord-ouest progradante de la séquence SEQ-D à partir des profils sismiques 77, 75 et 44. La pente s'organise selon des cliniformes sigmoïdes montrant quatre sous-unités majeures notées D1-west à D4-west. Pour cette figure, l'exagération verticale est de 20.

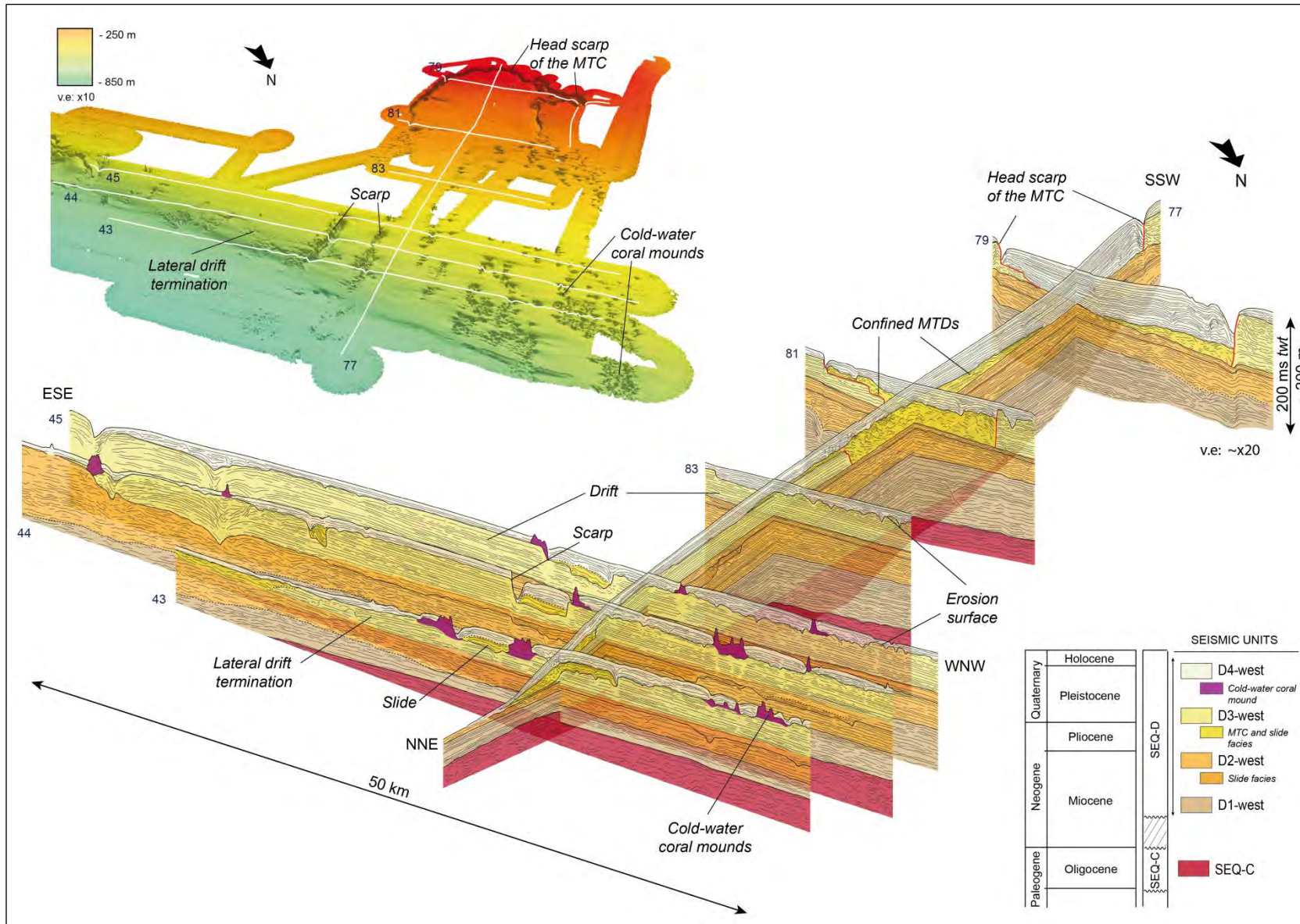


Figure 3.24 : Assemblage pseudo 3D de l'interprétation des profils sismiques de la partie occidentale de la zone d'étude. La sous-unité D3-west est interprétée comme un drift contouritique dont les terminaisons frontales et latérales constituent la rupture de la pente actuelle (modifié d'après Tournadour et al., 2015).

Les profils transverses 43, 44 et 45 montrent les caractéristiques morphologiques de la sous-unité D3-west (fig. 3.24). Cette dernière présente un faciès sismique à réflexions parallèles, très continues et de faible à forte amplitude ($F_{D.I}$) avec une morphologie concave (fig. 3.23). Ce type de géométrie peut être interprété comme un drift contouritique dont la croissance est contrôlée par les apports sédimentaires de la plate-forme et leur remobilisation par le courant des Antilles (Tournadour et al., 2015). Dans ce secteur, la quantité de sédiment amenée par le courant des Antilles est conséquente et semble induire une « surcroissance » aux fronts des cliniformes boueux.

En amont du glissement 1, le profil 74 montre la présence de profondes incisions (jusqu'à 200 ms *twt*) entièrement comblées (fig. 3.25). Ces incisions affectent les sous-unités D2-west et D3-west mais semblent particulièrement bien développées au sommet de la sous-unité D3-west où ces dernières présentent une largeur de 1 à 2 km. Ces larges incisions semblent être contemporaines de la surface de glissement du MTC et des glissements sous-marins aux fronts des cliniformes (fig. 3.24).

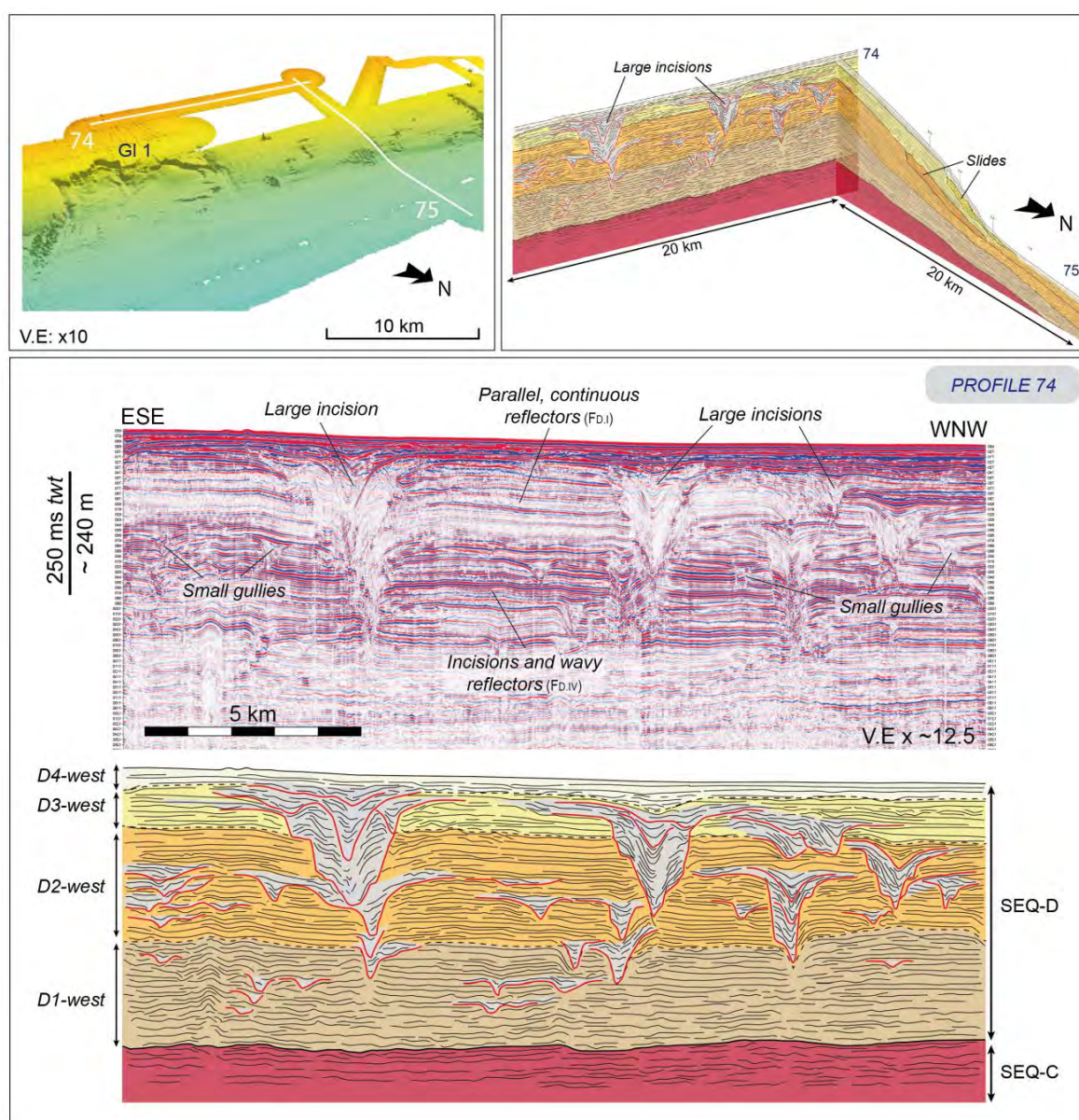


Figure 3.25 : Caractérisation des incisions profondes entièrement comblées dans les sous-unités D2-west et D3-west en amont du glissement 1 sur le profil sismique 74.

▪ *Partie orientale: les systèmes turbiditiques*

➤ Zone proximale

Dans la partie orientale, la pente est rarement préservée, car de nombreux glissements affectent les dépôts néogènes (fig. 3.4 et 3.15). A ce niveau, la pente ne s'organise pas sous forme de cliniformes sigmoïdes comme dans la partie occidentale, mais selon des cliniformes obliques (profil 66, fig. 3.15). Le puits 630, situé entre les canyons 2 et 3, traverse quasiment l'ensemble des dépôts néogènes de la séquence sismique SEQ-D (fig. 3.26). Cette séquence de dépôt est dominée par de la boue de péri-plate-forme et des turbidites. A partir du Pliocène, les turbidites représentent uniquement 10% des dépôts de la pente au niveau du puits 630.

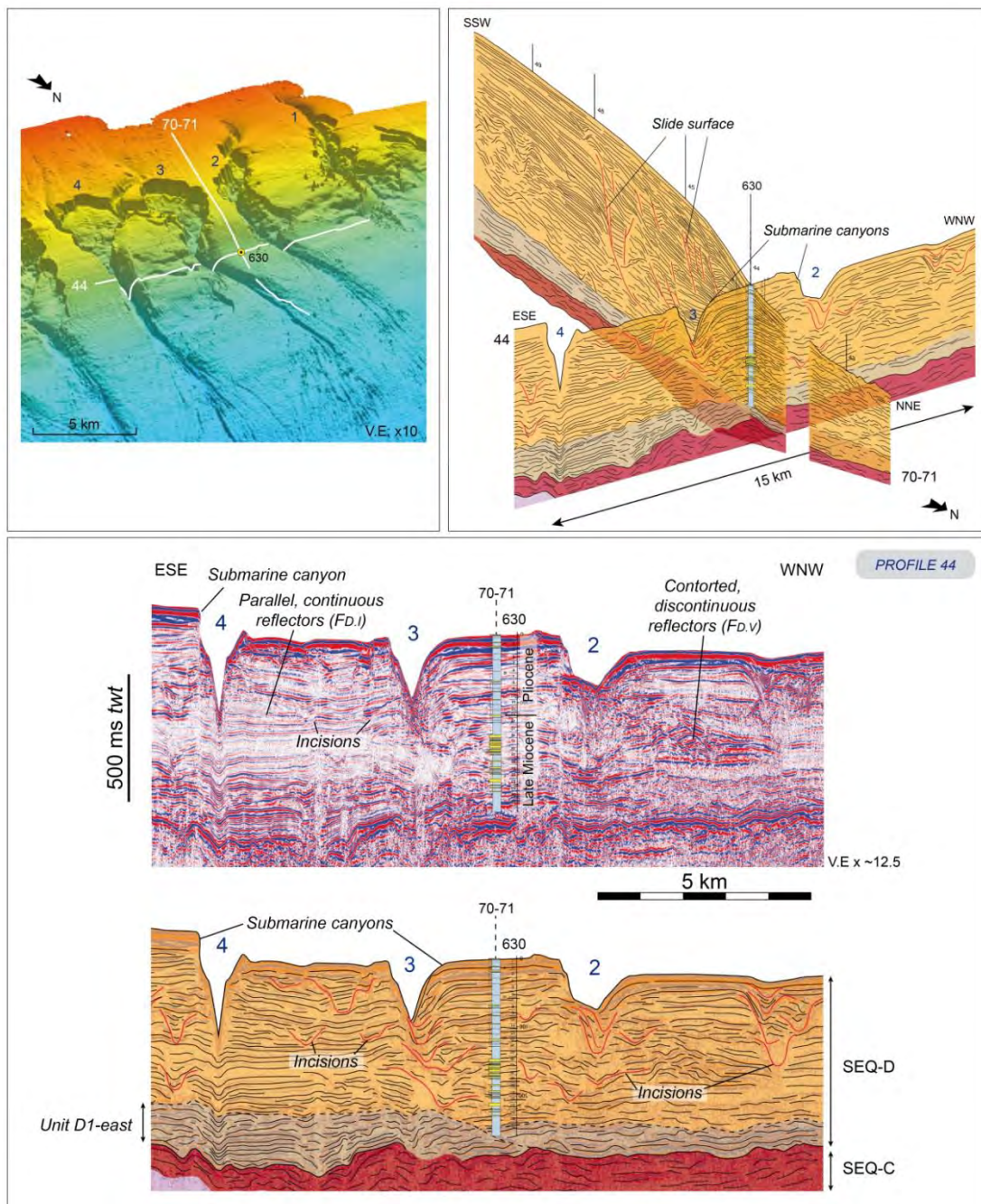


Figure 3.26 : Caractérisation de la séquence sismique SEQ-D à proximité du puits ODP 630 entre les canyons 2 à 4 sur les profils sismiques 70-71 et 44.

Du fait des nombreuses surfaces de glissement et d'incision, il est très difficile de distinguer des sous-unités dans la séquence sismique SEQ-D mis à part la sous-unité basale D1-*east* (fig. 3.26). Cependant, le calage du puits 630 sur la sismique indique que les canyons visibles sur le fond marin incisent les dépôts du Pliocène. Leur formation est donc postérieure au Miocène (fig. 3.3B et 3.26).

En revanche, à l'extrémité orientale de la zone d'étude, à partir du canyon 6, il est possible de distinguer d'autres sous-unités en plus de la sous-unité D1-*east*. En effet des changements de faciès sismiques permettent de définir trois sous-unités (fig. 3.27) :

- La sous-unité **D1-*east*** caractérisée par un faciès sismique à réflexions continues de faible amplitude.
- La sous-unité **D2-*east*** caractérisée par des réflexions ondulées, continues, de forte amplitude et entrecoupées par de nombreuses petites incisions ($F_{D,IV}$) de 10 à 30 ms *twt* de profondeur (profils 48 et 66 ; fig. 3.27).
- La sous-unité **D3-*east*** caractérisée par un faciès sismique à réflexions continues et de faible amplitude ($F_{D,I}$) et affectée par les canyons sous-marins visibles en bathymétrie. A son sommet, au niveau du fond marin, celle-ci est marquée par un intervalle d'environ 40 ms *twt* de réflexions continues de très forte amplitude.

Une succession très similaire est observée dans la partie occidentale sur le profil 74. Cependant, à ce niveau, les canyons de l'unité D3-*west* sont entièrement comblés et recouverts par une quatrième unité, l'unité D4-*west* (fig. 3.25).

Le profil 68 montre que l'escarpement présent entre les canyons 14 et 15, à environ 650 m de bathymétrie, correspond à une surface de glissement sur laquelle les dépôts de la sous-unité D3-*east* reposent en discordance sur la sous-unité D2-*east* (fig. 3.27). Sur le profil 66, ce même escarpement n'a pas d'origine profonde mais semble lié à une zone d'arrachement superficielle (fig. 3.27).

➤ Partie distale

Dans la partie distale de la zone orientale, la séquence SEQ-D repose en *onlap* et en *downlap* sur la séquence SEQ-C qui est très irrégulière dans sa partie supérieure car elle est marquée à la fois par de larges érosions mais également par la présence de monts carbonatés (fig. 3.28). Cette configuration induit la présence de petites cuvettes (fig. 3.19A) remplies par les dépôts de la séquence SEQ-D.

A ce niveau, la séquence SEQ-D est constituée uniquement par les deux sous-unités D2-*east* et D3-*east*, caractérisées par des réflexions parallèles, continues et de forte amplitude alternant avec des intervalles plus chaotiques ($F_{D,V}$). Ce faciès sismique est interprété comme des dépôts de boue de péri-plate-forme alternant avec des débrites, des *slumps* et des turbidites. La continuité des réflexions laisse cependant supposer la présence d'une quantité importante de boue carbonatée dans cette partie de la zone d'étude (fig. 3.28). Ces deux sous-unités sont séparées par une discordance définie par des terminaisons de réflexions en *onlap* de l'unité D3-*east*. Pour les deux unités l'épaisseur des dépôts semble plus importante dans les petites cuvettes.

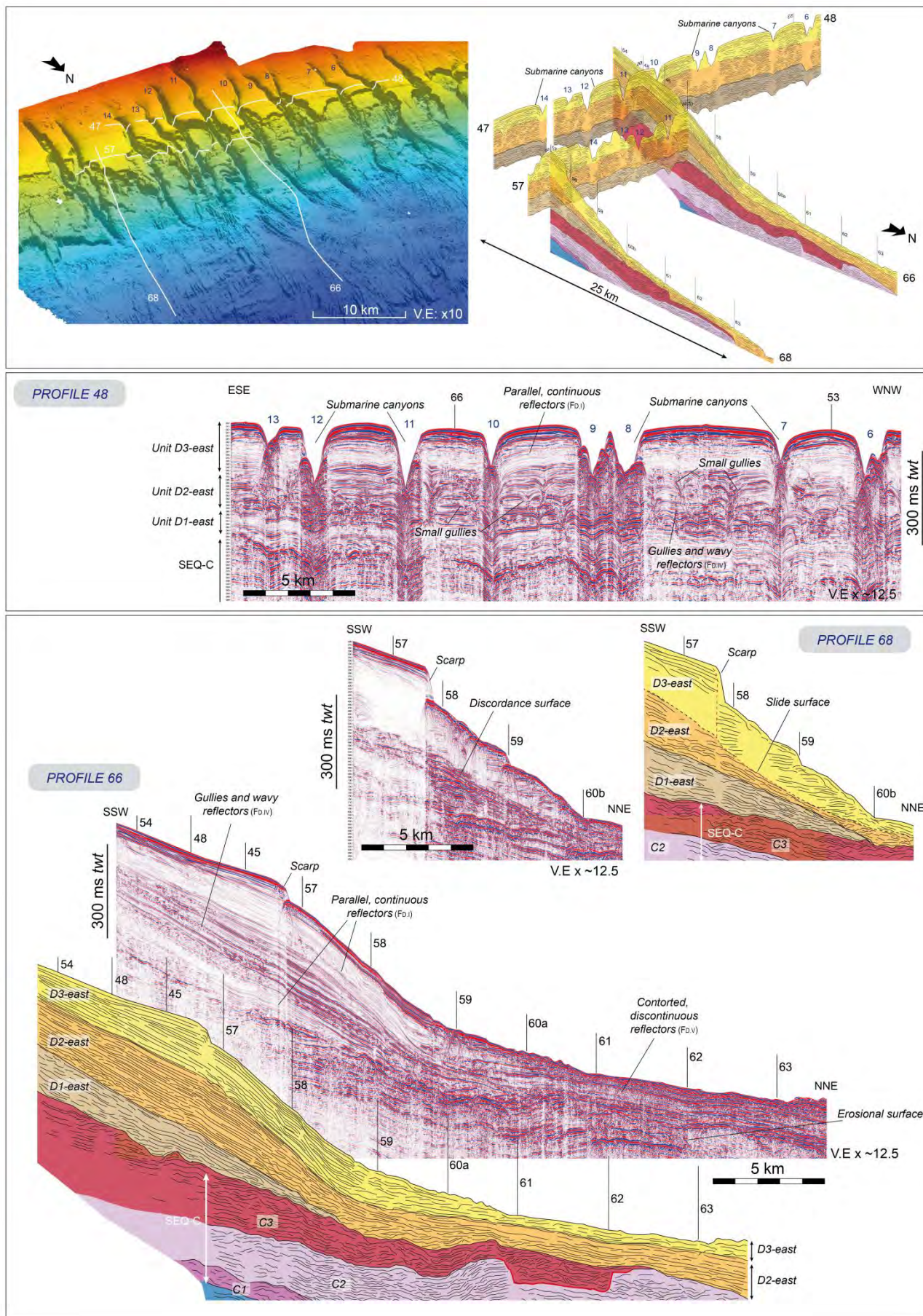


Figure 3.27 : Caractérisation de la séquence sismique SEQ-D dans la partie proximale orientale entre les canyons sous-marins 6 et 13 à partir des profils sismiques 66, 68, 57 et 47-48.

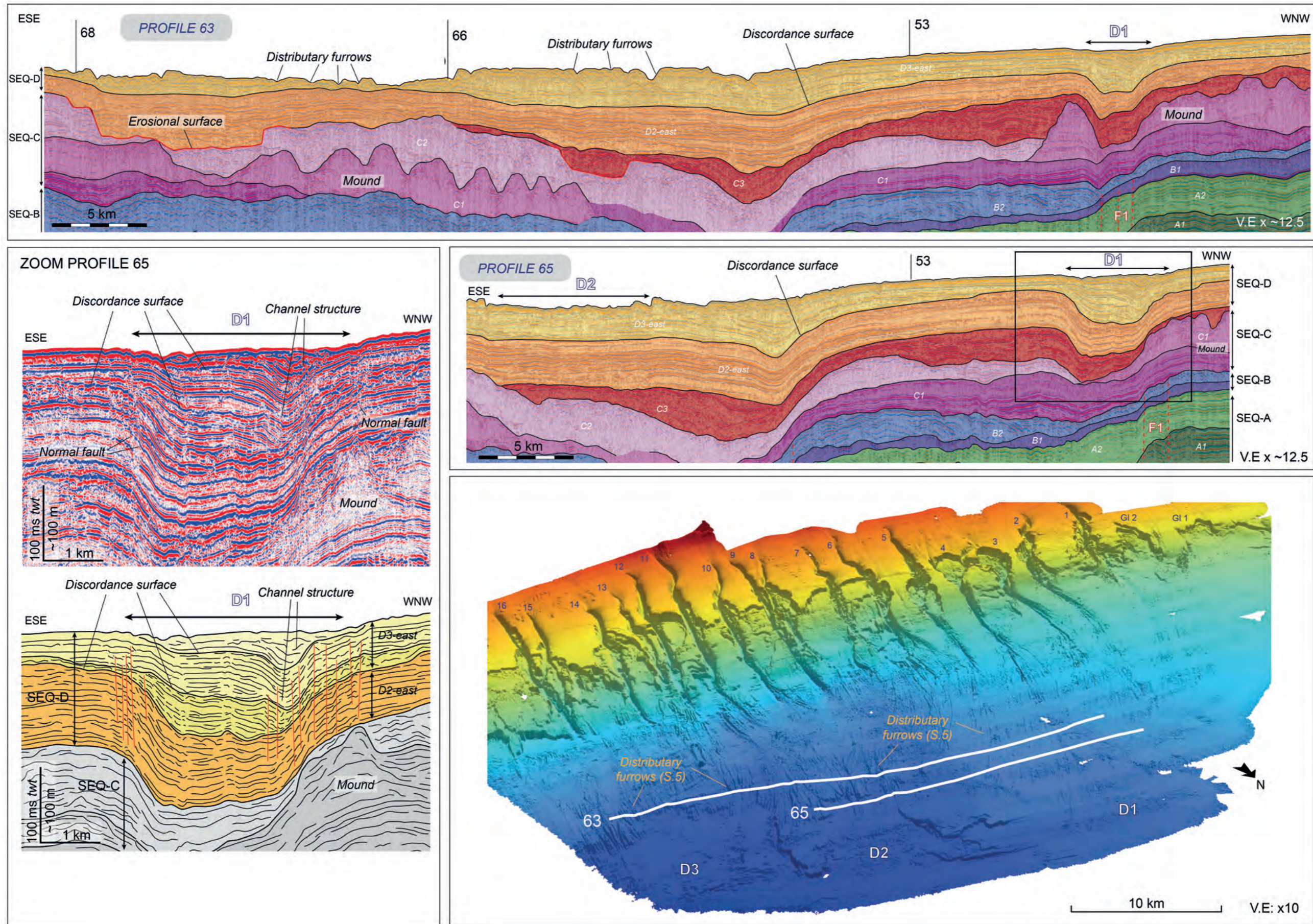


Figure 3.28 : Caractérisation de la séquence sismique SEQ-D dans la partie distale orientale au niveau des zones dépositionnelles D1 à D3 observées sur le fond marin (cf. partie 2) à partir des profils sismiques 63 et 65. Les profils non interprétés sont disponibles en annexe D.

La zone dépositionnelle D1, précédemment identifiée grâce à l'analyse morpho-sédimentaire de surface (cf. partie 2), est positionnée sur l'une de ces cuvettes initialement structurée par les monts de l'unité C1. Dans cette dernière, l'unité D3-*east* présente des structures chenalisées dont le remplissage semblent s'effectuer par migration latérale (zoom profil 65, fig. 3.28). Ces géométries peuvent être issues d'un changement dans le type de sédimentation entre l'unité D2-*east* et D3-*east* avec l'initiation d'écoulements *downslope*. Elles peuvent également être le résultat de déformations syn-sédimentaires comme le suggère la présence de petites failles normales sur les bordures de la cuvette (zoom profil 65, fig. 3.28).

3. Carte d'épaisseur de la séquence SEQ-D

La carte d'épaisseur de la séquence SEQ-D montre que les dépôts de la pente supérieure sont environ deux fois plus épais que ceux de la pente inférieure et peuvent atteindre jusqu'à 550 ms *twt* (fig. 3.29). Sur la pente inférieure, les dépôts viennent combler l'espace disponible au niveau du large MTC, au centre de la partie occidentale et dans les petites cuvettes de la partie orientale.

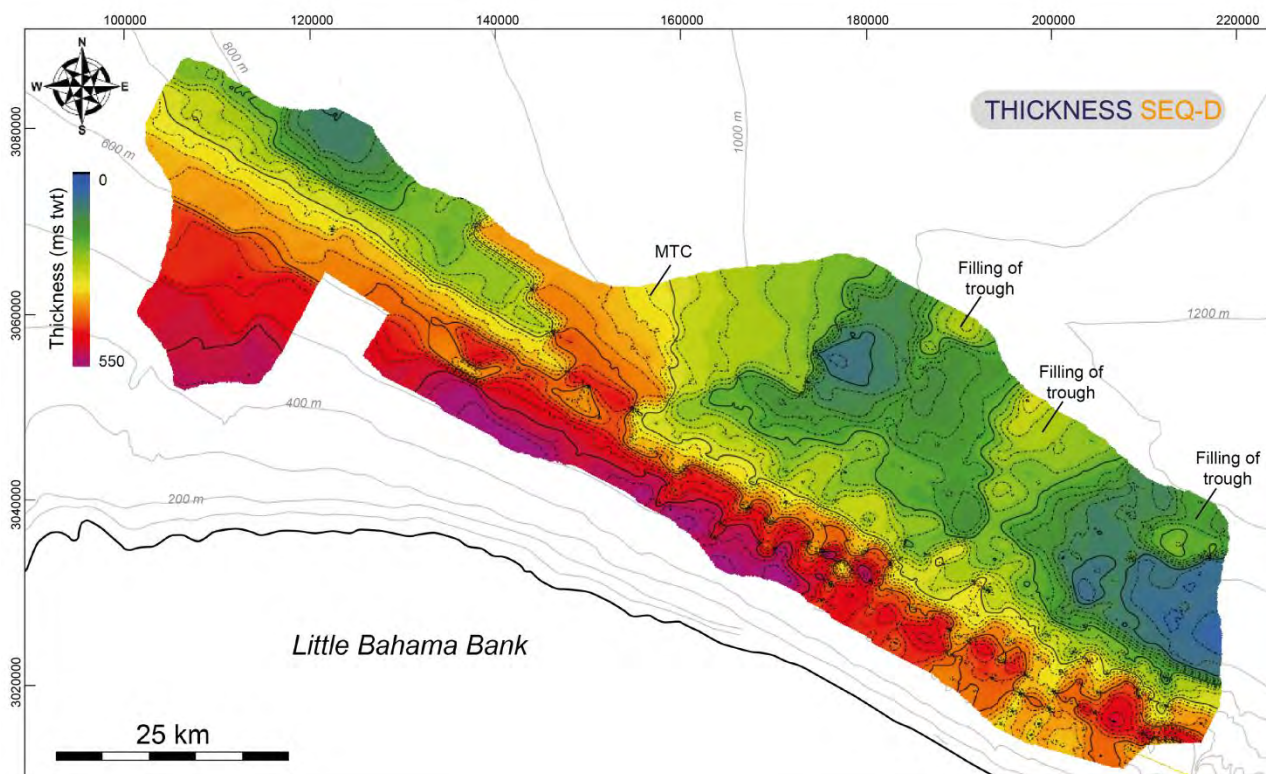


Figure 3.29 : Carte d'épaisseur de la séquence SEQ-D. Les lignes noires continues sont espacées de 100 ms *twt* et les lignes noires en pointillés de 20 ms *twt*. Les lignes grises indiquent la bathymétrie actuelle.

CHAPITRE 3

-

DISCUSSION SUR L'EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE DE LA PENTE NORD DE LITTLE BAHAMA BANK DE L'ALBIEN A L'ACTUEL

A. EVOLUTION TECTONO- SEDIMENTAIRE ET RECONSTITUTIONS PALEO GEOGRAPHIQUES

L'analyse sismo-stratigraphique du chapitre précédent permet de reconstituer l'histoire géologique de la pente nord de LBB suivant cinq phases majeures de l'Albien à l'Actuel (fig. 3.30 et fig. 3.31):

- **Albien - Cénomaniens moyen** : *segmentation de la méga plate-forme*
- **Campanien supérieur – Eocène** : *phase de collision et ouverture du Canyon de Great Abaco*
- **Eocène supérieur – Oligocène** : *remplissage du Canyon de Great Abaco et premiers dépôts de pente*
- **Oligocène supérieur - Miocène moyen** : *phase de déformation « Abaco Event »*
- **Miocène moyen à l'Actuel** : *progradation de la pente nord de Little Bahama Bank*

1. Albien - Cénomaniens moyen : segmentation de la méga-plate-forme

Au Crétacé, une immense plate-forme carbonatée, initiée au Jurassique Supérieur pendant la phase de *rifting* qui donnera lieu à l'ouverture de l'océan Atlantique, s'étend de la Floride au *Blake Plateau*. Elle est limitée à l'est par le *Blake Bahamas Escarpment* sur lequel se développe une barrière récifale (Shiple, 1978; Sheridan et al., 1988) (fig. 3.31).

Au Crétacé Inférieur, cette méga-plate-forme n'est pas totalement continue d'ouest en est. En effet, des études suggèrent l'existence de profonds bassins à l'ouest de GBB (Ball et al., 1985 ; Masferro et Eberli, 1999) et au niveau du *Northern Providence Channel* (Austin et al., 1988). Dans ce dernier, le puits 625 du Leg ODP 101 révèle des dépôts néritiques dès l'Albien supérieur ce qui suggère l'existence d'une gouttière profonde à cette époque (Austin et al., 1988) (fig. 3.31).

Pendant le Crétacé Supérieur, la plate-forme carbonatée du *Blake Plateau* est ennoyée, tandis que plus au sud, la plate-forme de GBB est segmentée par de profonds bassins N-S ; *Exuma Sound, Tongue of the Ocean*, et le Détroit d'Andros séparant le banc de Bimini de celui d'Andros (Eberli et Ginsburg, 1987). En revanche, au niveau de la plate-forme actuelle de LBB, aucune donnée ne permet de savoir si la plate-forme persiste au Crétacé Supérieur (comme sur Bimini et Andros) ou si elle est ennoyée en même temps que le *Blake Plateau* (fig. 3.31).

L'ennoiement de la méga-plate-forme et sa segmentation semblent être contrôlés par le jeu de failles normales du Jurassique, réactivées après la subduction de la plaque Caraïbes sous la plaque nord-américaine à partir du Crétacé Supérieur (Sheridan et al., 1981 ; Masferro et Eberli, 1999).

Au nord de LBB, la séquence sismique SEQ-A indique la présence d'une plate-forme interne continue sur l'ensemble de la zone d'étude à l'Albien (sous-unité A1). L'ennoiement de la plate-forme commence à l'Albien supérieur avec le dépôt de craies marneuses témoignant d'un environnement néritique et datées jusqu'au Cénomaniens (sous-unité A2). Dans la partie orientale, ces dépôts néritiques semblent se biseauter sur la plate-forme interne suggérant un approfondissement irrégulier. Cependant, dans cette partie de la zone d'étude, la profondeur de la séquence SEQ-A a un impact sur la résolution des données et ne permet pas d'observations précises (fig. 3.30).

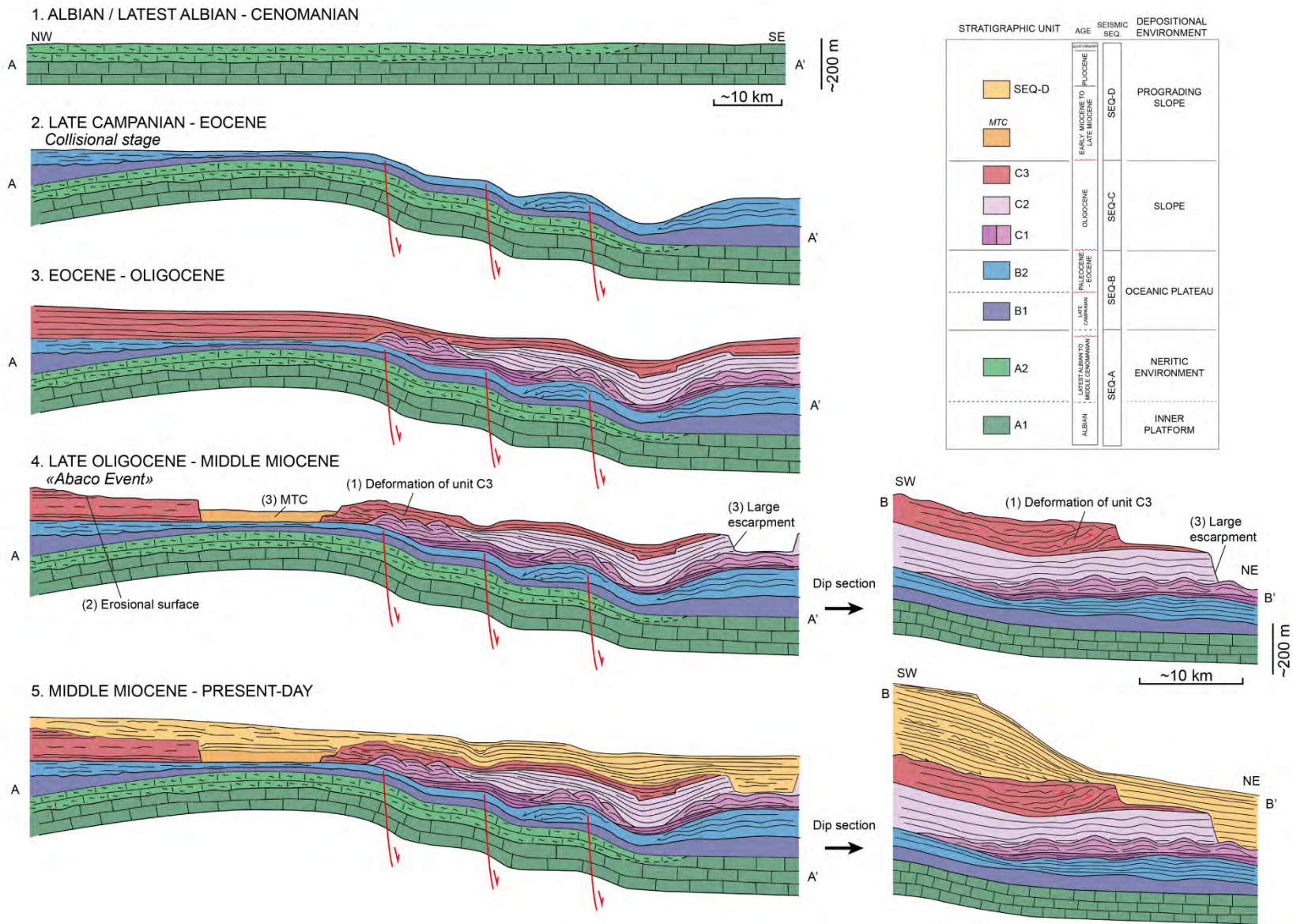


Figure 3.30 : Coupes géologiques synthétiques illustrant l'évolution de la pente nord de LBB depuis l'Albien à l'Actuel. Localisation des coupes AA' et BB' sur les cartes paléogéographiques de la figure 3.31.

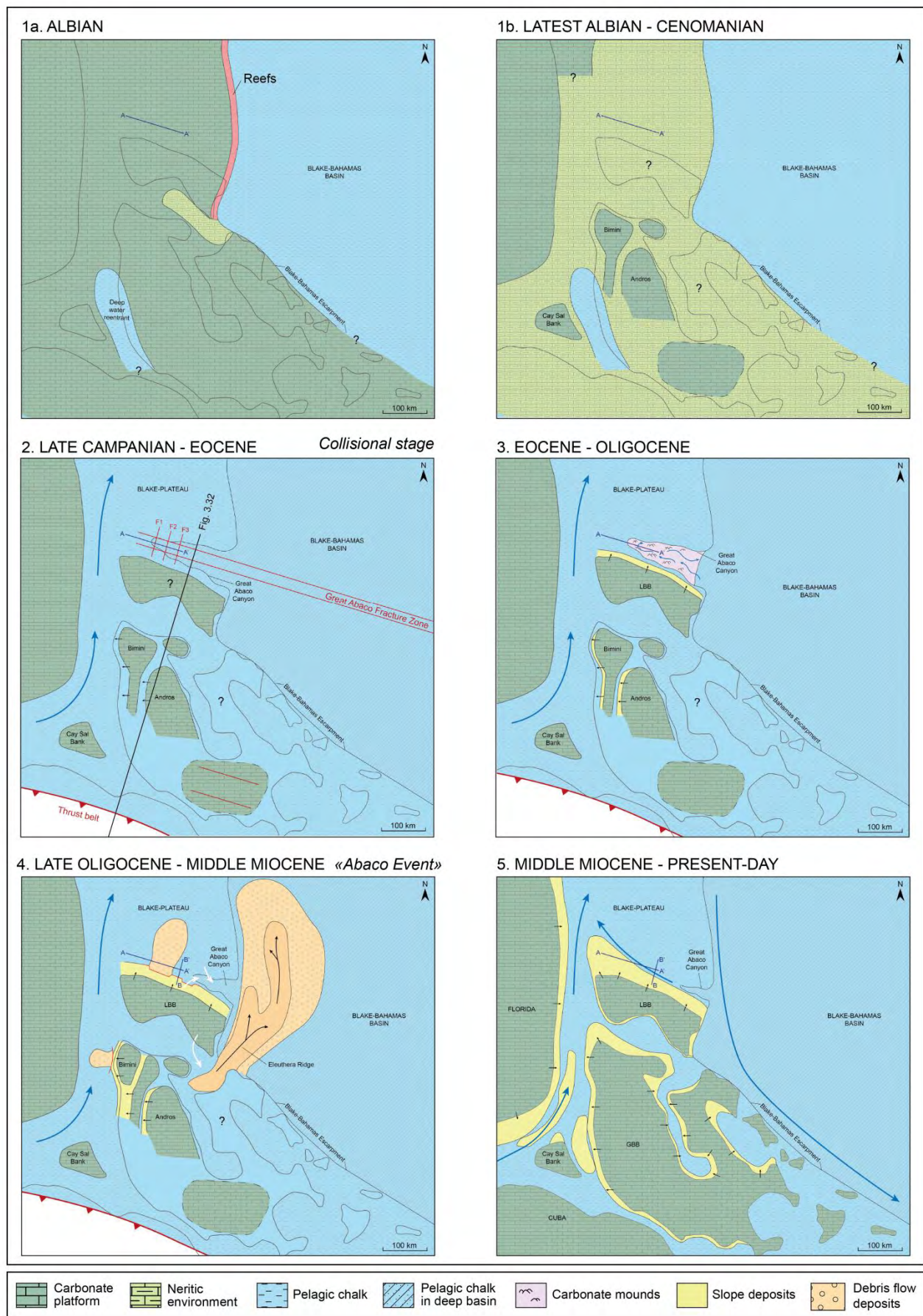


Figure 3.31 : Cartes paléogéographiques des Bahamas de l'Albien à l'Actuel (voir références dans le texte).

2. Campanien supérieur – Eocène : phase de collision et ouverture du Canyon de Great Abaco

L'orogénèse de Cuba est liée au chevauchement de la plaque Caraïbes sur la plaque nord-américaine entre la fin du Crétacé et l'Eocène moyen. La collision de l'arc de Cuba avec les Bahamas est à l'origine de l'incorporation de Cuba à la plaque nord-américaine. La région de *Santaren Channel* ainsi que celle de *Old Bahama Channel* forme alors un bassin flexural d'avant-pays au front de la ceinture orogénique cubaine (Masferro et al., 1999).

Au début de cette phase de collision, à la fin du Crétacé, l'enneigement de la totalité du *Blake Plateau* est terminé (Shiple, 1978). Une sédimentation pélagique est alors à l'origine de la craie et de la boue carbonatée riche en nannofossiles présentes sur l'ensemble du *Blake Plateau*. A l'ouest de GBB, l'ouverture du Détroit de Floride permet la circulation de courants de fond durant le Paléogène induisant la formation de premières *sediment waves* dans le détroit (Denny et al., 1994 ; Bergman, 2005) et de surfaces d'érosion sur le *Blake Plateau* (Shiple, 1978 ; Pinet et Popenoe, 1985) (fig. 3.31).

Au nord de LBB, la séquence sismique SEQ-B constituée des dépôts du plateau océanique recouvre la séquence SEQ-A alors déformée par un anticlinal et des failles normales. Les dépôts anisopaques de la séquence SEQ-B dans la partie occidentale et à l'extrémité orientale suggère le caractère syn-sédimentaire de la déformation observée au nord de LBB du Campanien supérieur à l'Eocène (fig. 3.30).

Cette période de déformation correspond à la phase de collision entre Cuba et les Bahamas. Durant cet épisode, les plates-formes bahamiennes se développeraient sur une zone de bourrelet périphérique (*forebulge*) associé plus au nord à une zone subsidente contrôlée par le rejeu en failles normales de la zone de fracture de *Great Abaco* créée lors de la phase d'extension du Jurassique. Cet épisode de déformation a pour conséquence, l'ouverture du canyon de *Great Abaco* et marque la séparation des Bahamas et du *Blake Plateau* (fig. 3.32).

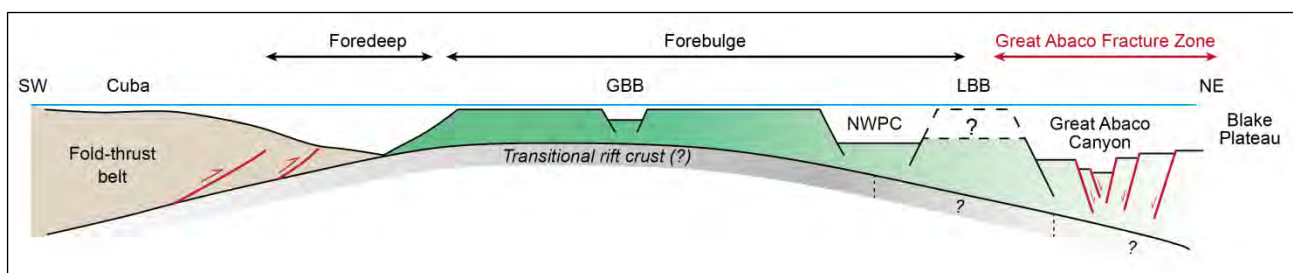


Figure 3.32 : Modèle simplifié de l'évolution structurale des Bahamas pendant la phase de collision de l'arc de Cuba avec les Bahamas du Crétacé Supérieur à l'Eocène moyen (GBB : Great Bahama Bank ; LBB : Little Bahama Bank ; NWPC ; Northwest Providence Channel).

3. Eocène supérieur - Oligocène : remplissage du Canyon de Great Abaco et premiers dépôts de pente

Entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène, la large dépression formée par l'ouverture du Canyon de *Great Abaco* est remplie successivement par des dépôts présentant des formes de monts à géométries aggradantes (sous-unité C1) et des dépôts caractérisés par des faciès sismiques suggérant un environnement de dépôt profond (sous-unité C2) (fig. 3.30). Dans les précédentes études, les structures observées dans la sous-unité C1 étaient interprétées comme des blocs glissés issus de la pente (Van Buren et Mullins, 1983). Cependant, leurs géométries aggradantes suggèrent au contraire que ces éléments architecturaux sont formés sur place en domaine profond.

De telles structures sont observées au sud de l'Australie, dans les dépôts pléistocènes de *Great Australian Bight* (Anderskov et al., 2010) ainsi que dans les dépôts du Danien au Danemark (Surlyk et al., 2006 ; Bjerager et Surlyk, 2007) (cf. partie 1). Dans les deux cas, ces dépôts sont constitués de boue carbonatée avec des bryozoaires en place. Leur formation affecte la topographie du fond marin et favorise la formation de *sediment waves* sous l'action de courant.

Dans notre cas d'étude, l'ouverture du Canyon de *Great Abaco*, peut induire des conditions hydrodynamiques favorables à ce type de constructions carbonatées (pente, confinement, fort courant, apport de nutriments) (fig. 3.31). Cependant aucune donnée lithologique n'est disponible pour confirmer cette hypothèse.

Au sommet de la séquence sismique SEQ-C, des dépôts boueux riches en nannofossiles de l'Oligocène sont intercalées avec les premiers intervalles de boue de péri-plate-forme à débris squelettiques originaires de la plate-forme (sous-unité C3) (puits 628, ODP Leg 101, Austin et al., 1986). Ces sédiments constituent alors les premiers dépôts de la pente au nord de LBB (fig. 3.31).

4. Oligocène supérieur - Miocène moyen : phase de déformation « Abaco Event »

Au milieu du Cénozoïque un évènement tectonique régional appelé « *Abaco Event* » affecte l'ensemble des Bahamas. En effet, sur la plate-forme de GBB, une seconde dépression S-N nommée *Bimini Embayment*, segmente le banc de Bimini (Eberli et Ginsburg, 1987) (fig. 3.31). En domaine profond, d'épaisses débrites du Miocène sont observées sur la pente ouest de GBB au site 626 (Austin et al., 1988 ; Schlager et al., 1988), sur la pente nord de LBB au site 627 (Austin et al., 1988 ; Harwood et Towers, 1988) et dans le *Blake Bahamas Basin* au niveau de la formation de *Blake Ridge* aux sites 391 et 534 (Benson et al., 1975 ; Bliefnick et al., 1983) (fig. 3.31).

Sur ces deux derniers sites, Bliefnick et al. (1983) identifient ces dépôts gravitaires du membre d'Abaco (Miocène) comme étant des dépôts resédimentés du sud du *Blake Plateau* et des plates-formes adjacentes de LBB et GBB. Pour ces auteurs, les dépôts gravitaires issus du démantèlement des plates-formes bahamiennes seraient transportés jusqu'au bassin de *Blake Bahamas* via les canyons de *Great Abaco* et de *Great Bahama*. Les dépôts resédimentés forment alors un éventail sous-marin orienté vers le nord au pied du *Blake Bahamas Escarpement* (fig. 3.31). Ce scénario concorde avec les

observations réalisées lors de la mission Bacar sur l'appareil sédimentaire d'orientation N-S dans la province d'Eleuthera (Ravenne et al., 1985).

Au nord de LBB, cet événement régional est enregistré dans la séquence sismique SEQ-C et à la base de la séquence SEQ-D par trois caractéristiques majeures:

- (1) La déformation des dépôts de l'unité C3.
- (2) La surface d'érosion au sommet de la séquence SEQ-C.
- (3) La présence d'un MTC du Miocène inférieur-moyen (à la base de SEQ-D) et d'un important escarpement entaillant les sous-unités C2 et C3 de la séquence SEQ-C.

(1) Les dépôts de la sous-unité C3 de la séquence SEQ-C montrent une intense déformation dans la partie orientale de la zone d'étude. Les dépôts caractérisés par des réflexions continues à chaotiques plongent en direction de la dépression créée lors de l'ouverture du Canyon de *Great Abaco*. A l'extrémité orientale de la zone d'étude, la sous-unité C3 est caractérisé par des chevauchements en pied de pente suivant un mouvement SO-NE, dans le sens de la pente (fig. 3.30). Ces observations suggèrent que la pente nord de LBB est déformée soit par un rejeu en failles normales de la zone de fracture de *Great Abaco*, soit par un soulèvement de la plate-forme de LBB dans sa partie orientale.

(2) Le sommet de la séquence SEQ-C est caractérisé par une surface d'érosion majeure bien visible dans la partie occidentale (fig. 3.30). Van Buren et Mullins (1983) relie cet épisode érosif à la discordance régionale « A^u » de l'Oligocène supérieur observée dans le bassin de *Blake-Bahamas*. Cette dernière est interprétée comme le résultat d'une chute majeure du niveau marin vers 30 Ma et d'une intensification de la circulation des courants océaniques. Il est cependant difficile de connaître la chronologie relative entre la déformation des dépôts oligocènes (1) et l'épisode érosif (2).

(3) Enfin, dans la partie occidentale, un large MTC du Miocène inférieur-moyen (base de SEQ-D) à matrice boueuse riche en nannofossiles avec des clastes de boue indurée et de craie entaille les dépôts de l'Oligocène (SEQ-C). A l'extrémité orientale de la zone d'étude, un important escarpement affecte les sous-unités C2 et C3 sur toute leur hauteur (fig. 3.30). L'importance de cet escarpement permet d'appréhender la grande quantité de matériel potentiellement resédimenté au sein du Canyon de *Great Abaco* vers le bassin profond de *Blake-Bahamas*. Ce large MTC et l'escarpement oriental affectent des dépôts déjà déformés (ou en cours de déformation) de la sous-unité C3. Leur formation est donc postérieure à la déformation de la sous-unité C3 (1).

L'ensemble de ces observations indique que la phase de déformation « *Abaco Event* » est active de l'Oligocène supérieur au Miocène moyen et semble se dérouler graduellement. Dans un premier temps, elle est marquée par une phase de déformation ductile à l'Oligocène (1) suivie ensuite par des déformations cassantes avec la formation de MTC et d'un important escarpement au Miocène inférieur et moyen (3). Régionalement, elle implique d'une part des mouvements verticaux d'axes N-S avec la formation de *Bimini Embayment* sur GBB et potentiellement le soulèvement de la partie orientale de LBB. D'autre part, probablement couplée à une période de haut niveau marin relatif, cette phase de déformation provoque des destabilisations gravitaires des bordures de plates-formes et des pentes carbonatées et alimente les canyons de *Great Abaco* et de *Great Bahamas*.

La phase de déformation « *Abaco Event* » est peut être liée au déplacement de la plaque Cocos vers le nord-est avant sa collision avec l'arc volcanique centre américain et la plaque sud-américaine au Miocène moyen (7,1-12,8 Ma) (Coates et al., 2004)(cf. partie 1). Cette dernière marque la formation de l'Isthme de Panama et le début de la fermeture de la *Central American Seaway* (CAS).

5. Miocène moyen à l'Actuel : progradation de la pente nord de Little Bahama Bank

Depuis le Miocène jusqu'à l'Actuel, les plates-formes bahamiennes connaissent une période de grande expansion et progradent vers le domaine profond. Les pentes progradent principalement d'est en ouest à partir des bordures de plate-forme sous le vent. Sur GBB, cette progradation aboutie au comblement du Déroit d'Andros et de *Bimini Embayment* et à la coalescence des bancs de Bimini et d'Andros (Eberli et Ginsburg, 1987) (fig. 3.31).

Pendant cette période, la sédimentation des pentes bahamiennes est contrôlée à la fois par l'export des particules carbonatées produites sur la plate-forme et par la circulation océanique. Ces processus sont très bien connus sur la pente ouest de GBB grâce aux données de la mission ODP du Leg 166 (Eberli et al., 1997 ; Anselmetti et al., 2000).

A partir du Miocène moyen, le début de la fermeture de la CAS induit un réarrangement des masses d'eau et une intensification de la circulation océanique dans la région des Bahamas. Les *Loop Currents* se forment dans le Golfe du Mexique et se poursuivent dans le Déroit de Floride par la mise en place du courant de Floride. A la sortie du déroit, le courant de Floride rejoint le courant des Antilles pour former ensuite le *Gulf Stream* (fig. 3.31). La circulation de ce dernier le long du *Blake Plateau* induit d'importantes surfaces d'érosion pendant le Néogène (Shipley, 1978 ; Pinet et Popenoe, 1985).

Plus au nord, le courant profond *Western Boundary UnderCurrent* (WBUC) s'initie et descend le long du *Blake Bahamas Escarpment* en direction des Bahamas (fig. 3.31). Ce courant est à l'origine de la formation de la *Blake-Bahamas Ridge* et influence la sédimentation profonde au pied des canyons de *Great Abaco*, d'Eleuthera et de San Salvador (Droxler, 184 ; Ravenne, et al., 1985 ; Schmitt, 2013).

Dans le Déroit de Floride, le long de la pente ouest de GBB, l'initiation des courants au Miocène moyen engendre la formation du drift contouritique de Santaren (Anselmetti et al., 2000 ; Bergman, 2005). Ces dépôts contouritiques interfèrent avec les dépôts de pente constitués de boue de péri-plate-forme et de dépôts gravitaires. L'expansion de ce drift contouritique et la fréquence des dépôts gravitaires pendant le Néogène sont contrôlés à la fois par les apports sédimentaires venant de la plate-forme de GBB et par l'intensité des courants océaniques (Anselmetti et al., 2000). Entre le Pliocène inférieur et le Pliocène supérieur (3,6 Ma), la fermeture définitive de la CAS associée à des variations du niveau marin relatif provoque une intensification de la circulation océanique (Haug et Tiedemann, 1998). Cette dernière a pour conséquence un changement de la morphologie de pente et de la production carbonatée (Reijmer et al., 2002). La pente ouest de GBB d'abord caractérisée par un système de rampe externe passe à une plate-forme récifale barrée à flanc escarpé associée à un lagon (Beach et Ginsburg, 1980 ; Eberli et Ginsburg, 1989).

Au nord de la plate-forme de LBB, notre étude montre que la pente nord prograde depuis le Miocène inférieur sous la forme de clinofformes qui s'étendent sur plusieurs dizaines de kilomètres (fig. 3.30). Ici, la pente supérieure est très développée par rapport à la pente inférieure. Elle est caractérisée par des dépôts de boue de péri-plate-forme entrecoupés par de nombreuses surfaces de glissement. Au cours du Néogène, malgré une homogénéité apparente, la pente est caractérisée par une succession de faciès sismiques et d'éléments architecturaux complexe. En plus de cette variabilité verticale, la pente montre une évolution latérale des systèmes de dépôts.

Dans la section suivante nous discuterons de ces évolutions sédimentaires et nous tenterons de comprendre la relation spatiale et temporelle avec la plate-forme de LBB.

B. EVOLUTION DE LA SEDIMENTATION DE LA PENTE DE LBB AU NEOGENE

Depuis le Miocène inférieur, la pente nord de LBB est caractérisée par une succession de faciès sismiques et d'éléments architecturaux permettant de distinguer cinq périodes dans la construction de la pente nord de LBB pendant le Néogène (fig. 3.33).

- *Miocène inférieur – Miocène moyen : pente monoclinale.*
- *Miocène supérieur – Pliocène inférieur : pente orientale aggradante caractérisée par des ravines et progradation de la pente occidentale.*
- *Pliocène inférieur : forte aggradation et progradation de la pente occidentale.*
- *Pliocène inférieur – Pliocène supérieur : initiation des glissements et formation des canyons.*
- *Pliocène supérieur – Actuel : système progradant à l'ouest et système turbiditique à l'est.*

1. Miocène inférieur - Miocène moyen : pente monoclinale

Sur la pente nord de LBB, les dépôts du Miocène inférieur et du Miocène moyen constituent la base de la séquence de pente (SEQ-D) caractérisée par un large MTC (fig. 3.33). Ce dernier est surmonté par un corps sédimentaire s'apparentant à un drift contouritique de petite dimension qui atteste de la présence d'un courant de fond à cette époque.

L'ensemble des dépôts du Miocène inférieur et moyen (sous-unité D1-west et D1-east) forme un système de pente monoclinale constituée de boue dans sa partie supérieure et caractérisée sur la pente inférieure par un faciès sismique interprété comme des dépôts gravitaires.

2. Miocène supérieur - Pliocène inférieur : pente orientale aggradante caractérisée par des ravines et progradation de la pente occidentale

Au Miocène supérieur et au début du Pliocène, la pente supérieure est toujours caractérisée par de la boue de péri-plate-forme mais cette fois-ci, la boue s'accumule sous forme de clinofformes progradants perturbés par de nombreux glissements situés plus particulièrement aux fronts des clinofformes.

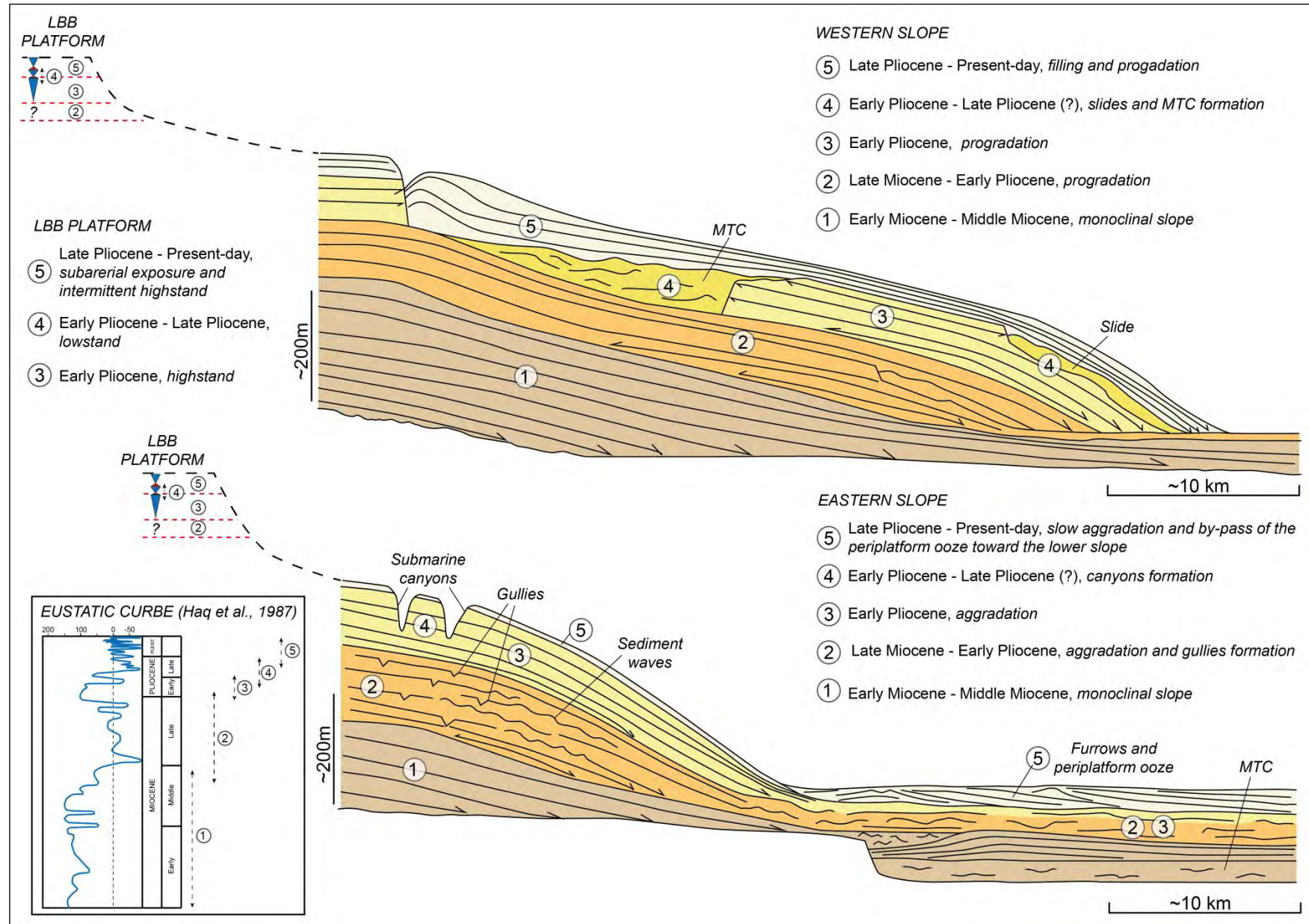


Figure 3.33 : Coupes synthétiques montrant l'évolution de la pente nord de LBB au Néogène à l'extrémité ouest et à l'est de la zone d'étude.

Dans la partie occidentale, l'épaisseur de ces dépôts est plus importante aux fronts des cliniformes ce qui génère une progradation de la pente (sous-unité D2-west) (fig. 3.33).

Dans cet intervalle, au-dessus de 600 m de la bathymétrie actuelle, la pente montre des incisions de petites dimensions (10 à 30 ms *tw*t) associées à des *sediment waves* (faciès D.IV, sous-unités D2-west et D2-east) (fig. 3.33). Des structures très similaires sont observées sur la pente ouest actuelle de GBB à partir de 400 m de bathymétrie et sont interprétées comme un système de ravines (Mulder et al., 2012 ; Betzler et al., 2014). Les ravines se forment suite aux phénomènes de *density cascading* (Wilson et Roberts, 1992 et 1995) où le plongement d'écoulements boueux depuis la plate-forme entraîne l'érosion du substrat et la formation de *sediment waves*.

L'apparition d'un système de ravines au Miocène supérieur peut être interprétée comme le résultat de l'augmentation du niveau marin relatif favorisant la production sédimentaire sur la plate-forme de LBB et l'export de la boue carbonatée par des écoulements gravitaires.

Malheureusement, aucune donnée ne permet de restituer le type de sédimentation et la morphologie de la plate-forme de LBB au Miocène supérieur. La seule information disponible est la profondeur de la limite entre le Miocène moyen et le Miocène supérieur estimé entre 60 m et 90 m sous le niveau marin actuel par Vahrenkamp et Swart (1994).

3. Pliocène inférieur : forte aggradation et progradation de la pente occidentale

Au Pliocène inférieur, une période de haut niveau marin relatif est à l'origine d'une forte production sédimentaire sur les plates-formes bahamiennes (fig. 3.33). Sur la bordure ouest de GBB, la plate-forme montre à cette période une rapide progradation vers le bassin (McNeill et al., 2001). En revanche, sur la bordure sud de LBB, le Pliocène inférieur est caractérisé par le développement d'une barrière récifale prolifique et d'une forte aggradation de la plate-forme selon un taux de sédimentation de 15-25 m/Ma (McNeill et al., 1998).

Dans le Détroit de Floride, cette période de haut niveau marin s'exprime par l'épaisseur prononcée du Drift de Santaren et par des dépôts de pente à faciès sismique de faible amplitude à transparent entrecoupés par de nombreuses incisions *downslope* (séquence f, Anselmetti et al., 2000). La forte croissance du drift est le résultat d'un important transfert sédimentaire vers le bassin associée à une remobilisation des sédiments par le courant de Floride. Les nombreuses incisions sur la pente seraient, quant à elles, créées par les écoulements *downslope* assurant le transfert des sédiments vers le bassin (Anselmetti et al., 2000).

Sur la pente nord de LBB, les sous-unités D3-west et D3-east semblent correspondre aux dépôts du Pliocène inférieur. Ces derniers sont caractérisés par un intervalle à faciès sismique de faible amplitude et entrecoupés dans sa partie supérieure par de larges incisions à l'origine des canyons visibles sur le fond marin actuel (fig. 3.33). Ainsi les sous-unités D3-west et D3-east présentent de fortes similitudes avec les dépôts de pente de la séquence f, à l'ouest de GBB.

A l'extrémité ouest de la zone d'étude, les sous-unités *D2-west* et *D3-west* sont particulièrement bien développées aux fronts des clinofformes constituant la pente moyenne actuelle, entre 650 et 800 m de bathymétrie (cf. partie 2) (fig. 3.33). La « surcroissance » de cette partie de la pente résulte à la fois d'un important transfert sédimentaire depuis la plate-forme et de la remobilisation des particules par le courant des Antilles. Cela induit une pente très étendue à l'extrémité nord-ouest de LBB initialement appelés « *LBB Drift* » (Mullins et al., 1980). Cependant ce « drift » reste difficile à distinguer des simples dépôts de pente constitués également de boue de péri-plate-forme mais contrôlés par des écoulements *downslope*. La limite entre ces deux types de dépôts n'est pas identifiable sur la sismique comme cela peut être le cas entre le Drift de Santaren et les dépôts de la pente ouest de GBB.

4. Pliocène inférieur - Pliocène supérieur : initiation des glissements et formation des canyons

L'épisode de haut niveau marin du Pliocène inférieur est suivie d'une chute du niveau marin relatif entre le Pliocène inférieur et le Pliocène supérieur enregistré par une surface d'émersion au sud de LBB (forages GB-1 et GB-2, McNeill, 1998) et par un changement de faciès entre un environnement de rampe externe à celui de barrière récifale sur GBB (forages Clino et Unda, McNeill et al., 2001). Au niveau de GBB, cette chute du niveau marin associée à une intensification des courants océaniques provoque un changement majeur de la morphologie de pente avec le passage d'une rampe externe à une plate-forme barrée à flanc escarpé associée à un lagon (Beach et Ginsburg., 1980 ; Eberli et Ginsburg, 1989).

Sur la pente nord de LBB, la faible continuité des dépôts de pente ne permet pas d'identifier clairement la limite Pliocène inférieur-Pliocène supérieur. Cependant la séquence sismique SEQ-D montre un ensemble d'éléments architecturaux situés dans la partie sommitale des sous-unités *D3-west* et *D3-east* datées du Pliocène (fig. 3.33). A l'extrémité occidentale, l'unité *D3-west* est marquée par un large MTC au-dessus de 500 m de bathymétrie et par des glissements aux fronts des clinofformes, au niveau de la pente moyenne (cf. partie 2). Les larges incisions observées en amont du glissement 1 (sous-unité *D3-west*) et celles formant les canyons sous-marins actuels (sous-unités *D3-east*) semblent être contemporaines de ces glissements (fig. 3.33).

Dans un premier temps, au moins deux hypothèses peuvent expliquer l'initiation des larges glissements pendant le Pliocène.

(1) Ils peuvent se former suite à la forte expansion de la pente au Pliocène inférieur. L'importante accumulation sédimentaire, renforcée sur la pente moyenne par les apports sédimentaires *alongslope*, peut créer une surcharge sédimentaire et le déclenchement des glissements. De plus, ces derniers peuvent glisser à la faveur de surfaces indurées par cimentation formées pendant des périodes de bas niveau marin relatif.

(2) Les glissements peuvent également être déclenchés par des mouvements tectoniques syn-Pliocène de la zone de fracture de *Great Abaco*. Des failles normales de petites dimensions semblent affecter la partie distale de la sous-unité *D3-east*, cependant aucune observations ne permet de relier ces

mouvements syn-sédimentaires à la zone de fracture de *Great Abaco* ou à un autre événement tectonique régional. Pour cette raison nous préférons la première hypothèse à la seconde.

Les larges incisions, quant à elles, peuvent se former dans un second temps. Une intensification des écoulements boueux orientés en direction des zones de glissement pourraient créer la partie linéaire des canyons sous-marins actuellement visibles sur le fond marin (*cf.* modèle d'évolution des canyons, partie 2). L'intensification des écoulements boueux peut être favorisée par la présence de *patches* récifaux ou d'une barrière récifale discontinue qui confinerait les écoulements à la sortie des passes. La présence de récifs est avérée au sud de LBB pendant le Pliocène (McNeill, 1998), malheureusement très peu d'informations sont disponible quant à la paléogéographie de la bordure nord de LBB pendant cette période.

5. Pliocène supérieur - Actuel : système progradant à l'ouest et système turbiditique à l'est

Après la période d'émersion de la plate-forme sur LBB, une seconde phase d'accumulation sédimentaire se déroule du Pliocène supérieur au Pléistocène moyen caractérisée cette fois-ci par un faible taux de sédimentation (2-4 m/Ma). Elle est surmontée par une nouvelle surface d'émersion entre 2 et 1 Ma elle-même suivie par une troisième phase de dépôt au Pléistocène moyen et supérieur suivant des taux de sédimentation de 10 à 15 m/Ma et interrompues par plusieurs surfaces d'ennoiement (forages GB-1 et GB-2, McNeill, 1998).

Sur la pente nord de LBB, l'enregistrement sédimentaire au niveau du puits 630 montre que les dépôts du Pliocène supérieur et du Pléistocène sont relativement peu développés sur la pente supérieure comparés à ceux du Pliocène inférieur (fig. 3.3B). Ces dépôts sont caractérisés sur la sismique par des réflexions très continues et de forte amplitude indiquant un contraste lithologique potentiellement lié à des phénomènes de cimentation de la boue carbonatée.

A l'extrémité ouest de la zone d'étude, les dépôts qui recouvrent les larges glissements du Pliocène peuvent atteindre jusqu'à environ 100 m d'épaisseur dans la partie la plus proximale (sous-unité D4-west) (fig. 3.33). Dans ce secteur de la pente, les taux de sédimentation sont suffisants pour recouvrir presque entièrement les glissements pliocènes mais également les canyons observés en amont du glissement 1. Dans ce contexte, la partie occidentale de la pente continue à prograder vers le nord.

Dans la partie orientale, seule la partie sommitale de l'unité D3-east est marquée par des réflexions de forte amplitude pouvant être assimilées aux dépôts du Pliocène supérieur-Pléistocène moyen (fig. 3.27 et fig. 3.33). Ces dépôts se mettent en place au niveau des interfluves et semblent constituer les terrasses des canyons sous-marins. Sur la pente inférieure, les dépôts du Pliocène supérieur et du Pléistocène moyen identifiés au niveau des puits 628 et 627 montrent une augmentation de la quantité de micrite et d'aragonite. Sur la sismique cet intervalle est caractérisé par des réflexions subparallèles se terminant en *downlap* sur les dépôts du Pliocène inférieur. Ces géométries sont interprétées comme une zone d'étalement des sédiments à l'embouchure des canyons, partiellement chenalisés par les sillons distributaires orientés SO-NE (fig. 3.33).

Ces observations suggèrent que les dépôts sédimentaires présents en bas de pente au Pliocène supérieur-Pléistocène moyen sont principalement issus du transit des sédiments au travers des canyons sous-marins précédemment formés. Ces derniers sont à la fois des vecteurs de boue de péri-plate-forme et de dépôts plus sableux issus des déstabilisations de leurs bordures par érosion régressive.

6. Discussion de l'évolution Néogène de la pente nord de LBB

L'évolution de la pente nord de LBB est directement liée à la production carbonatée sur la plate-forme de LBB et le transfert sédimentaire de la boue produite sur la plate-forme vers la pente. Pendant les périodes de haut niveau marin relatif, l'export de boue carbonatée est maximal et la pente prograde vers le nord. La progradation de la plate-forme est très largement renforcée à l'extrémité occidentale de la pente sous l'action de courant *alongslope* induisant une « surcroissance » aux fronts des cliniformes.

Les forts taux de sédimentation aux fronts des cliniformes semblent favoriser le déclenchement de larges glissements pendant les périodes de haut niveau marin relatif. De même les parties linéaires des canyons sous-marins semblent se développer à la faveur d'écoulements boueux gravitaires plus intenses lorsque le transfert sédimentaire est maximal. Cependant l'analyse de surface a démontré que les écoulements gravitaires boueux sont également contrôlés par des facteurs de forçage plus locaux tels que la présence d'une barrière récifale discontinues qui confinent les écoulements boueux à la sortie des passes ou l'orientation de la plate-forme par rapport aux vents dominants.

L'établissement des canyons sur la pente nord de LBB marque un changement dans la dynamique sédimentaire de la pente. En effet lorsque que ces derniers sont présents, ils jouent un rôle de vecteur de sédiment vers la pente inférieure limitant ainsi le développement de la pente supérieure. La pérennité de ces systèmes turbiditiques est dépendante du taux de sédimentation. Si ce dernier est suffisamment élevé les canyons se remplissent et la boue de péri-plate-forme peut de nouveau s'accumuler sur la pente supérieure.

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

Ce travail avait pour objectif principal d'étudier la nature et le fonctionnement sédimentaire de la pente nord de *Little Bahama Bank*, considérée comme une référence dans l'étude des systèmes de pentes carbonatées. Cette étude réalisée à plusieurs échelles d'observations, s'organise selon quatre problématiques :

- (1) Proposer une caractérisation de la distribution sédimentaire de surface et des principaux éléments architecturaux sur la pente nord de *Little Bahama Bank* afin d'établir un modèle de la dynamique sédimentaire actuelle.
- (2) Déterminer l'organisation architecturale des glissements et des canyons sous-marins afin d'identifier quels sont les facteurs de déclenchement et de proposer un modèle de formation des canyons sous-marins en domaine carbonaté.
- (3) Identifier les facteurs de forçage (eustatisme, tectonique, climat, production carbonatée, morphologie de la plate-forme) de la sédimentation profonde au nord de *Little Bahama Bank* et déterminer leur implication sur l'évolution latérale et verticale de la pente au cours du Néogène.
- (4) Comprendre l'évolution tectono-sédimentaire de la pente nord de *Little Bahama Bank* depuis l'Albien à l'Actuel et évaluer l'importance du contrôle géodynamique sur l'évolution de la plate-forme de *Little Bahama Bank* et sur son système de pente.

1. La dynamique sédimentaire actuelle

Dans un contexte actuel de haut niveau marin relatif, l'analyse morpho-sédimentaire de surface révèle une pente dominée par la présence de boue de péri-plate-forme à différents niveaux d'induration. Seuls quelques intervalles sableux à foraminifères et ptéropodes ont été identifiés sur la pente inférieure à l'embouchure des canyons sous-marins dans des sillons distributaires ou bien en partie plus distale au niveau de zones de dépôt. Ces observations montrent que le système actuel correspond peu au modèle de tablier de pente (*base of slope-apron*) proposé initialement par Mullins et al. (1984).

Notre étude montre une pente organisée selon quatre domaines physiographiques (*uppermost slope*, pente supérieure, pente moyenne et pente inférieure) caractérisés par différents stades d'induration des sédiments et par des éléments architecturaux spécifiques à chacun des domaines. La pente est contrôlée par cinq processus sédimentaires majeurs : le transfert de boue depuis la plate-forme vers le domaine profond (*off-bank transport*) (1), la cimentation sous-marine (2), l'érosion intra-pente (3), la remobilisation des sédiments par le courant des Antilles (4) et les constructions carbonatées d'eau profonde (5). La variabilité spatiale du transfert de boue depuis la plate-forme couplée à une évolution latérale de l'intensification du courant des Antilles est à l'origine de grandes différences morphologiques d'est en ouest. Dans la partie occidentale, la pente est environ deux fois plus étendue que dans la partie orientale, elle est alors qualifiée de système progradant. La pente orientale, quant à elle, est marquée par la présence de canyons sous-marins se poursuivant par des sillons distributaires en direction de zones de dépôts distales confinées. L'ensemble forme des systèmes turbiditiques de petites dimensions initiés lors d'épisodes d'érosion intra-pente.

2. Initiation des glissements et formation des canyons sous-marins

La deuxième problématique de cette thèse est la caractérisation architecturale des glissements et des canyons sous-marins présents sur la pente entre 450 et 1000 m de bathymétrie, afin de comprendre leur formation et leur évolution. Cette question est abordée grâce à une analyse morpho-sédimentaire détaillée de quatre glissements et de 18 canyons.

L'étude des glissements sous-marins montre que ces derniers se développent majoritairement aux fronts des cliniformes progradants suite à des déstabilisations intra-pente datées approximativement à la limite Pliocène inférieur – Pliocène supérieur. Les glissements sont caractérisés par une partie en extension et une partie en compression frontalement confinée par un escarpement ou comprimée en pied de pente et pouvant être associée à des figures d'échappement de fluide (*pockmarks*). La présence de nombreuses loupes d'arrachement sur les bordures témoigne de leur évolution par érosion régressive induisant une forme asymétrique des cicatrices d'arrachement. Enfin, cette partie de l'étude montre l'influence des courants *downslope* et *alongslope* dans le remplissage boueux des glissements à l'origine de zones chenalisées formant des gouttières le long des bordures escarpées.

Dans la partie orientale de la zone d'étude, les glissements sont le stade initial de la formation des canyons sous-marins. Après des épisodes d'érosion intra-pente majeurs, les glissements peuvent évoluer vers des systèmes de canyon grâce à deux phases d'érosion régressive successives contrôlées par un gradient diagénétique. La deuxième phase d'érosion régressive aboutit à la formation de la partie linéaire des canyons qui se termine à environ 5 km de la plate-forme. Des écoulements boueux assurent le transfert de la boue de péri-plate-forme *via* les canyons en direction de la pente inférieure. Ces derniers sont à l'origine de la formation de levées ou de terrasses aggradantes sur les bordures des talwegs. Le stade ultime de ce processus est le comblement des canyons marquant la fin d'un cycle «érosion-remplissage».

La morphologie des éléments architecturaux évolue d'ouest en est le long de la zone d'étude. Cette évolution semble liée d'une part au fort taux de sédimentation au large de la bordure de plate-forme orientée sous le vent et d'autre part au confinement d'écoulements boueux à la sortie des passes tidales de la barrière récifale discontinues situées face au vent. A l'ouest, les forts taux de sédimentation induisent un remplissage rapide des glissements intra-pentes limitant leur expansion sur le haut de pente par érosion régressive. Au contraire, dans la partie orientale, les écoulements gravitaires boueux *downslope* à la sortie des passes sont rapidement collectés par les canyons et selon leur intensité peuvent limiter leur remplissage.

3. Les facteurs de contrôle de l'évolution de la pente durant le Néogène

La troisième problématique est l'identification des facteurs de contrôle de la sédimentation profonde sur la pente nord de *Little Bahama Bank*. Pour répondre à cette question nous avons réalisés dans un premier temps une étude de la dynamique sédimentaire actuelle en contexte de haut niveau marin relatif et dans un second temps nous avons analysé l'évolution de la pente depuis le Miocène inférieur par une approche sismo-stratigraphique.

L'analyse de surface montre qu'en contexte de haut niveau marin relatif, dans un espace géographique restreint, des systèmes de pente très différents peuvent coexister avec la présence d'une pente progradante à l'ouest et un système en *by-pass* à l'est. Cela montre l'importance des facteurs de contrôle intrinsèques tels que la morphologie de la plate-forme (barrée vs ouverte) et son orientation par rapport aux vents dominants et à la houle.

De plus, la formation des canyons sous-marins a un fort impact sur la dynamique sédimentaire et l'évolution stratigraphique de la pente. Lorsque ces derniers se mettent en place, l'aggradation de la pente supérieure diminue car la boue de péri-plate-forme transite au travers des canyons vers la pente inférieure. Cela implique que malgré une forte production sédimentaire sur la plate-forme en période de haut niveau marin relatif, la pente supérieure n'est pas nécessairement aggradante. De la même manière, une forte progradation de la pente peut être favorisée par des apports sédimentaires *alongslope* et n'est pas uniquement la conséquence de la production carbonatée directement en amont.

4. L'évolution tectono-sédimentaire de la pente depuis l'Albien à l'Actuel

L'analyse sismo-stratigraphique a permis de reconstituer l'évolution tectono-sédimentaire de la pente nord de *Little Bahama Bank* en intégrant ces observations dans un contexte géodynamique connu. Après son ennoisement au Crétacé Supérieur, la pente nord de *Little Bahama Bank* est déformée dans la partie orientale avec la formation d'une large dépression créée suite à l'ouverture du Canyon de *Great Abaco* pendant la phase de collision de la plaque Caraïbes avec la plaque nord-américaine entre le Campanien supérieur et l'Eocène. Pendant cette période, l'ouverture du Canyon de *Great Abaco* et la structuration de la pente nord de *Little Bahama Bank* sont contrôlées par le rejeu d'une faille transformante, appelée zone de fracture de *Great Abaco*, créée lors de l'ouverture de l'océan Atlantique au Jurassique. La large dépression est ensuite remplie par les dépôts pélagiques associés à des monts carbonatés formés en domaine profond. Les premiers dépôts de pente sont identifiés à partir de l'Oligocène avec la présence de boue de péri-plate-forme et de clastes provenant de la plate-forme. Entre l'Oligocène et le Miocène moyen, un événement géologique majeur, appelé « *Abaco Event* » induit la formation de larges déstabilisations gravitaires et l'export d'un volume important de sédiment vers le bassin de *Blake-Bahamas*. Après cet événement régional, la pente nord de *Little Bahama Bank* prograde vers le nord durant le Néogène. La pente supérieure, d'environ 300 m d'épaisseur, est alors majoritairement constituée de boue de péri-plate-forme caractérisée par de nombreuses surfaces de glissement et la présence de ravines et de canyons sous-marins. Le déclenchement des instabilités gravitaires pendant cette période semble davantage lié à une surcharge sédimentaire qu'à des mouvements tectoniques.

PERSPECTIVES

Ce travail a permis une caractérisation détaillée du système sédimentaire de la pente nord de *Little Bahama Bank* et améliore la compréhension du fonctionnement des pentes bahamiennes et de manière plus générale il aide à l'amélioration des connaissances sur les processus gravitaires profonds en domaine carbonaté. Les résultats obtenus dans ce premier volet du projet Carambar au nord des Bahamas ouvrent de nombreuses perspectives de recherche.

➤ **Facteurs de déclenchement des instabilités gravitaires en domaine carbonaté**

Nos résultats offrent une description à haute résolution des glissements et des canyons sous-marins améliorant significativement leur compréhension, cependant des questions restent en suspens quant aux facteurs de déclenchement de ces instabilités. Quelle est la stabilité des sédiments sur les pentes carbonatées ? Quel est plus précisément l'impact de la diagenèse sur la stabilité de la boue de péri-plate-forme et sur la distribution spatiale des glissements ? Existe-t-il des phénomènes de pression interstitielle limitant la cohésion des sédiments ? Les réponses à ces questions sont essentielles pour positionner les instabilités gravitaires dans un cadre de stratigraphie séquentielle indispensable à une approche prédictive utilisée pour l'exploration des hydrocarbures.

L'étude des instabilités gravitaires par des modélisations numériques prenant en compte la rhéologie des carbonates permettrait de répondre à ces questions. Une thèse à venir en collaboration avec l'IFPEN, l'Université de Bordeaux et la compagnie TOTAL a pour objectif de répondre à cette problématique.

➤ **Intégration de la pente nord de Little Bahama Bank dans l'ensemble du système, de la bordure de plate-forme au bassin profond de Blake-Bahamas**

La pente nord de *Little Bahama Bank* constitue uniquement la partie proximale de l'ensemble du système de pente. En effet le système étudié se termine à 1300 m de profondeur mais ce dernier se poursuit ensuite vers le Canyon de *Great Abaco* entaillant le *Blake Bahamas Escarpment* entre 2000 et 4000 m de bathymétrie (figure 1).

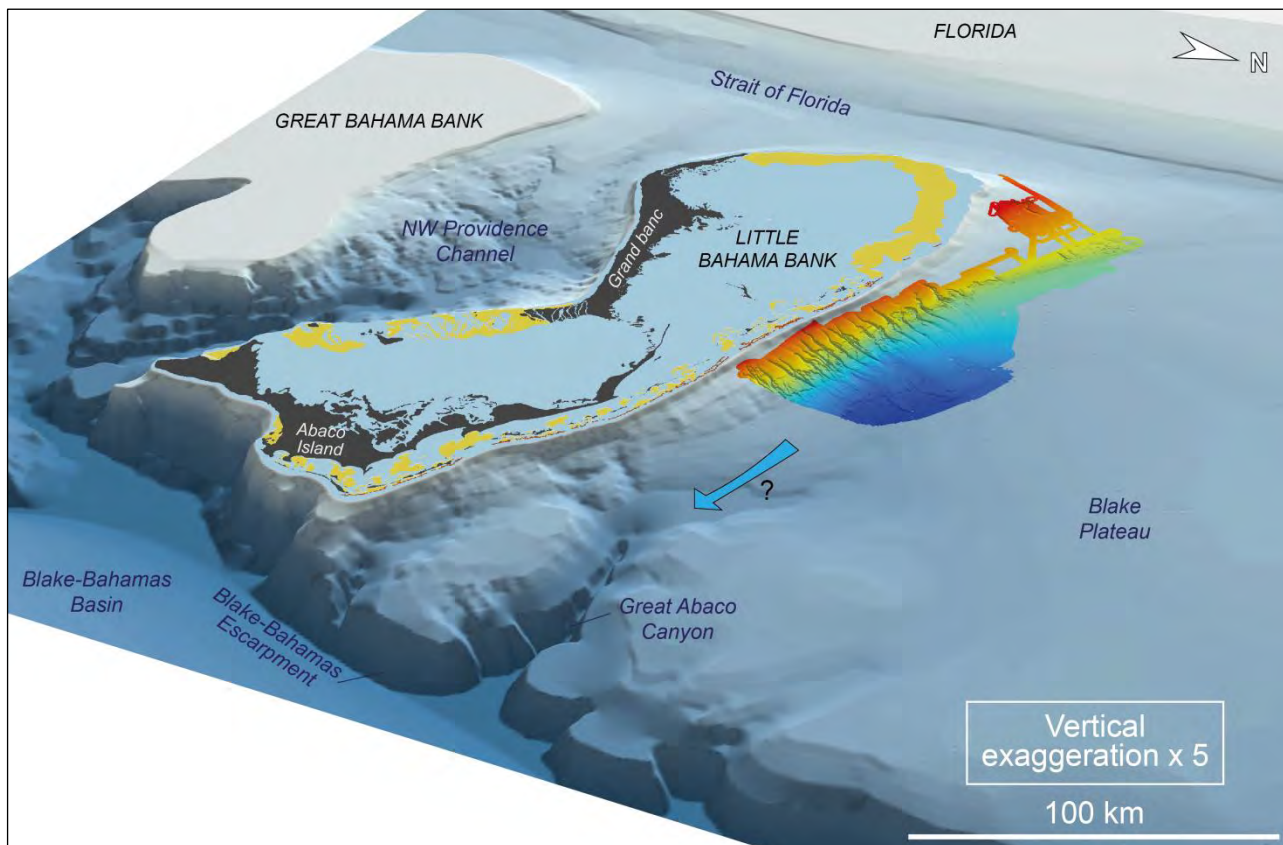


Figure 2 : Localisation de notre étude par rapport à l'ensemble du système de la pente carbonatée depuis la plate-forme jusqu'au bassin profond de Blake-Bahamas à 4000 m de bathymétrie.

Le Canyon de *Great Abaco* constitue l'embouchure finale du transfert sédimentaire depuis la production des particules carbonatées sur la plate-forme jusqu'à leur transport vers le bassin profond de *Blake-Bahamas* à plus de 4000 m de bathymétrie. En ce sens, les canyons sous-marins décrits dans cette étude constituent uniquement des axes de transfert intermédiaire des sédiments. Dans ce contexte, quel est leur rôle dans l'alimentation du Canyon de *Great Abaco* ? Pendant quelles périodes de temps et par quels processus sédimentaires le Canyon de *Great Abaco* est-il alimenté ? Fonctionne-t-il seulement en haut niveau marin relatif lorsque que la production carbonatée est maximale ou bien est-il alimenté principalement pendant des événements tectoniques majeurs tels que « *Abaco Event* » ? Enfin, comment s'organisent les dépôts gravitaires dans le bassin de *Blake-Bahamas*, l'éventail sous-marin décrit lors des missions Bacar (Ravenne et al., 1985) est-il similaire à ceux décrits dans les systèmes silicoclastiques ?

Toutes ces questions pourront être abordées à l'issue du deuxième volet de Carambar prévu en 2016 qui a pour objectif la caractérisation des systèmes turbiditiques des canyons de *Great Abaco* et de San Salvador.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Amos, A.F., Gordon, A.L. and Schneider, E.D.** (1971) Water masses and circulation patterns in the region of the Blake-Bahama outer ridge. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, **18**, 145-165.
- Anderskov, K., Surlyk, F., Huuse, M., Lykke-Andersen, H., Bjerager, M. and Tang, C.D.** (2010) Sediment waves with a biogenic twist in Pleistocene cool water carbonates, Great Australian Bight. *Marine Geology*, **278**, 122-139.
- Anselmetti, F.S., Eberli, G.P. and Ding, Z.-D.** (2000) From the Great Bahama Bank into the Straits of Florida: A margin architecture controlled by sea-level fluctuations and ocean currents. *Geological Society of America Bulletin*, **112**, 829-844.
- Austin, J., J. A., Ewing, J.I., Ladd, J.W., Mullins, H.T. and Sheridan, R.E.** (1988) Seismic stratigraphic implications of ODP Leg 101 site surveys. *Proc. scientific results, ODP, Leg 101, Bahamas*, 391-424.
- Austin, J.A., Schlager, W., Palmer, A.A., Comet, P.A., Droxler, A., Eberli, G.P., Fourcade, E., Freeman-Lynde, R., Fulthorpe, C.S., Harwood, G., Kuhn, G., Lavoie, D., Leckie, M., Melillo, A.J., Moore, A., Mullins, H.T., Ravenne, C., Sager, W.W., Swart, P., Verbeek, J.W., Watkins, D.K. and Williams, C.** (1986) *Proc. ODP Initial Report, Vol. 101*.
- Babonneau** (2002) *Mode de fonctionnement d'un chenal turbiditique méandrique : Cas du système turbiditique du Zaïre*, Université de Bordeaux 1.
- Bagnold, R.A.** (1962) Auto-Suspension of Transported Sediment; Turbidity Currents. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, **265**, 315-319.
- Ball, M.M.** (1967) Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. *Journal of Sedimentary Research*, **37**, 556-591.
- Ball, M.M., Martin, R.G., Bock, W.D., Sylwester, R.E., Bowles, R.M., Taylor, D., Coward, E.L., Dodd, J.E. and Gilbert, L.** (1985) Seismic structure and stratigraphy of northern edge of Bahaman-Cuban collision zone. *AAPG Bulletin*, **69**, 1275-1294.
- Baztan, J., Berné, S., Olivet, J.L., Rabineau, M., Aslanian, D., Gaudin, M., Réhault, J.P. and Canals, M.** (2005) Axial incision: The key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion). *Marine and Petroleum Geology*, **22**, 805-826.
- Beach, D.K. and Ginsburg, R.N.** (1980) Facies succession of Pliocene-Pleistocene carbonates, northwestern Great Bahama Bank. *AAPG Bulletin*, **64**, 1634-1642.
- Bein, A. and Weiler, Y.** (1976) The Cretaceous Talme Yafe Formation: a contour current shaped sedimentary prism of calcareous detritus at the continental margin of the Arabian Craton. *Sedimentology*, **23**, 511-532.
- Benson, W.E., Sheridan, R.E., Pastouret, L., Enos, P., Freeman, T., Murdmaa, I.O., Worstell, P., Gradstein, F., Schmidt, R.R., Weaver, F.M. and Stuermer, D.H.** (1975) *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume XLIV, Leg 44*.
- Berggren, W. A., D. V. Kent, et al.** (1985). Cenozoic geochronology. *Geological Society of America Bulletin* 96(11): 1407-1418.
- Bergman, K., Westphal, H., Janson, X., Poiriez, A. and Eberli, G.** (2010) Controlling Parameters on Facies Geometries of the Bahamas, an Isolated Carbonate Platform Environment. In: *Carbonate Depositional Systems: Assessing Dimensions and Controlling Parameters* (Eds H. Westphal, B. Riegl and G.P. Eberli), pp. 5-80. Springer Netherlands.

- Bergman, K.L.** (2005) *Seismic analysis of paleocurrent features in the Florida Straits: insights into the paleo-florida current, upstream tectonics, and the atlantic-caribbean connection*, University of Miami, 206 pp.
- Bernet, K.H., Eberli, G.P. and Gilli, A.** (2000) Turbidite frequency and composition in the distal part of the Bahamas transect. *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results*, **166**, 45-60.
- Betzler, C., Fürstenau, J., Lüdmann, T., Hübscher, C., Lindhorst, S., Paul, A., Reijmer, J.J.G. and Droxler, A.W.** (2013) Sea-level and ocean-current control on carbonate-platform growth, Maldives, Indian Ocean. *Basin Research*, **25**, 172-196.
- Betzler, C., Lindhorst, S., Eberli, G.P., Lüdmann, T., Möbius, J., Ludwig, J., Schutter, I., Wunsch, M., Reijmer, J.J.G. and Hübscher, C.** (2014) Periplatform drift: The combined result of contour current and off-bank transport along carbonate platforms. *Geology*, **42**, 871-874.
- Betzler, C., Reijmer, J.J.G., Bernet, K., Eberli, G.P. and Anselmetti, F.S.** (1999) Sedimentary patterns and geometries of the Bahamian outer carbonate ramp (Miocene–Lower Pliocene, Great Bahama Bank). *Sedimentology*, **46**, 1127-1143.
- Bjerager, M. and Surlyk, F.** (2007) Danian Cool-Water Bryozoan Mounds at Stevns Klint, Denmark—A New Class of Non-Cemented Skeletal Mounds. *Journal of Sedimentary Research*, **77**, 634-660.
- Bliefnick, D.M., Robertson, A.H.F. and Sheridan, R.E.** (1983) Deposition and provenance of Miocene intraclastic chalks, Blake- Bahama Basin, western North Atlantic. *Initial reports DSDP, Leg 76, Norfolk to Fort Lauderdale*, 727-748.
- Boardman, M.R. and Neumann, A.C.** (1984) Sources of periplatform carbonates; Northwest Providence Channel, Bahamas. *Journal of Sedimentary Research*, **54**, 1110-1123.
- Bonnel** (2005) *Mise en place des lobes distaux dans les systèmes turbiditiques actuels : analyse comparée des systèmes du Zaïre, Var, et Rhône*, Université de Bordeaux 1.
- Bosart, L.F. and Schwartz, B.E.** (1979) Autumnal Rainfall Climatology of the Bahamas. *Monthly Weather Review*, **107**, 1663-1672.
- Bouma, A.H.** (1962) *Sedimentology of Some Flysch Deposits: a Graphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier, Amsterdam.
- Brunner, C.A.** (1986) Deposition of a muddy sediment drift in the southern Straits of Florida during the late Quaternary. *Marine Geology*, **69**, 235-249.
- Buchan, K.C.** (2000) The Bahamas. *Marine Pollution Bulletin*, **41**, 94-111.
- Bull, S., Cartwright, J. and Huuse, M.** (2009) A review of kinematic indicators from mass-transport complexes using 3D seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, **26**, 1132-1151.
- Burchette, T.P. and Wright, V.P.** (1992) Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, **79**, 3-57.
- Carter, L., McCave, I.N.**, (1994) Development of sediment drifts approaching an active plate margin under the SW Pacific deep western boundary undercurrent. *Paleoceanography*, **9**, 1061–1085.
- Chabaud, L., Ducassou, E., Tournadour, E., Mulder, T., Reijmer, J., Conesa G., Giraudeau, J; Hanquiez, V.** (en révision) Sedimentary processes determining the modern carbonate Periplatform drift of Little Bahama Bank. *Marine Geology*.

- Chérubin, L.M.** (2014) High-resolution simulation of the circulation in the Bahamas and Turks and Caicos Archipelagos. *Progress in Oceanography*, **127**, 21-46.
- Clark, J.D. and Pickering, K.T.** (1996) Architectural elements and growth patterns of submarine channels; application to hydrocarbon exploration. *AAPG Bulletin*, **80**, 194-221.
- Clark, J.D. and Stanbrook, D.A.** (2009) Formation of Large-Scale Shear Structures during Deposition from High-Density Turbidity Currents, Grès d'Annot Formation, South-East France. In: *Particulate Gravity Currents*, pp. 217-232. Blackwell Publishing Ltd.
- Coates, A.G., Collins, L.S., Aubry, M.-P. and Berggren, W.A.** (2004) The Geology of the Darien, Panama, and the late Miocene-Pliocene collision of the Panama arc with northwestern South America. *Geological Society of America Bulletin*, **116**, 1327-1344.
- Coates, A.G., Jackson, J.B.C., Collins, L.S., Cronin, T.M., Dowsett, H.J., Bybell, L.M., Jung, P. and Obando, J.A.** (1992) Closure of the Isthmus of Panama: The near-shore marine record of Costa Rica and western Panama. *Geological Society of America Bulletin*, **104**, 814-828.
- Colacicchi, R. and Baldanza, A.** (1986) Carbonate turbidites in a Mesozoic pelagic basin: Scaglia formation, apennines—comparison with siliciclastic depositional models. *Sedimentary Geology*, **48**, 81-105.
- Coniglio, M. and Dix, G.R.** (1992) Carbonate slopes. In: *Facies models: Response to Sea-level Changes* (Eds R.G. Walker and N.P. James), pp. 349–374. Geol. Assoc. Canada, Newfoundland.
- Cook, H.E. and Egbert, R.M.** (1981) Carbonate submarine fan facies along a Paleozoic prograding continental margin, western United States. *AAPG Bull*, **65**, 913.
- Cook, H.E., McDaniel, P.N., Mountjoy, E.W. and Pray, L.C.** (1972) Allochthonous carbonate debris flows at Devonian bank ("reef") margins, Alberta, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **20**, 439-486.
- Cook, H.E., Mullins, H.T.** (1983) Basin margin. In: *Carbonate Depositional Environments* (Ed P.A. Scholle, Bebout, D.G., Moore, C.H.), pp. 539–617. American Association of Petroleum Geologists Memoir 33.
- Correa, T.B.S., Grasmueck, M., Eberli, G.P., Reed, J.K., Verwer, K. and Purkis, S.A.M.** (2012) Variability of cold-water coral mounds in a high sediment input and tidal current regime, Straits of Florida. *Sedimentology*, **59**, 1278-1304.
- Coste** (2014) *Les processus sédimentaires, depuis la pente continentale jusqu'au bassin, en contexte de tectonique active : analyse comparée entre la Marge Calabro-Ionienne et la Marge Ligure durant les derniers 5 Ma*, Université de Nice-Sophia Antipolis.
- Courjault, T., Grosheny, D., Ferry, S. and Sausse, J.** (2011) Detailed anatomy of a deep-water carbonate breccia lobe (Upper Jurassic, French subalpine basin). *Sedimentary Geology*, **238**, 156-171.
- Crevello, P.D. and Schlager, W.** (1980) Carbonate debris sheets and turbidites, Exuma Sound, Bahamas. *Journal of Sedimentary Research*, **50**, 1121-1147.
- Denny, W.M., Austin, J.A. and Buffler, R.T.** (1994) Seismic stratigraphy and geologic history of Middle Cretaceous through Cenozoic rocks, southern Straits of Florida. *AAPG Bulletin*, **78**, 461-487.
- Dix, G.R. and Mullins, H.T.** (1988) Rapid burial diagenesis of deep-water carbonates: Exuma Sound, Bahamas. *Geology*, **16**, 680-683.

- Droxler, A.** (1984) *Late Quaternary glacial cycles in the Bahamian deep basins and in the adjacent Atlantic Ocean*, University of Miami, Miami.
- Droxler, A. W. and S. J. Jorry** (2013) Deglacial Origin of Barrier Reefs Along Low-Latitude Mixed Siliciclastic and Carbonate Continental Shelf Edges. *Annual Review of Marine Science* **5(1)**, 165-190.
- Droxler, A.W. and Schlager, W.** (1985) Glacial versus interglacial sedimentation rates and turbidite frequency in the Bahamas. *Geology*, **13**, 799-802.
- Duncan, R.A. and Hargraves, R.B.** (1984) Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. *Geological Society of America Memoirs*, **162**, 81-94.
- Dunham, R.J.** (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: *Classification of carbonate rocks* (Ed W.E.L. Ham, C.; Pray), pp. 108-121. American Association of Petroleum Geologists Memoir.
- Eberli, G.P.** (1991) Calcareous turbidites and their relationship to sea-level fluctuations and tectonism. In: *Cycles and events in stratigraphy* (Ed G.R. Einsele, W.; Seilacher, A). Springer-Verlag, New York.
- Eberli, G.P. and Ginsburg, R.N.** (1987) Segmentation and coalescence of Cenozoic carbonate platforms, northwestern Great Bahama Bank. *Geology*, **15**, 75-79.
- Eberli, G.P. and Ginsburg, R.N.** (1989) Cenozoic progradation of northwestern Great Bahama Bank, a record of lateral platform growth and sea-level fluctuations. In: *Controls on carbonate platform and basin development* (Eds P.D. Crevello, J.L. Wilson, J.F. Sarg and J.F. Read), **44**, pp. 339-351. SEPM (Society for Sedimentary Geology).
- Eberli, G.P., Kendall, C.G.S.C., Moore, P., Whittle, G.L. and Cannon, R.** (1994) Testing a seismic interpretation of Great Bahama Bank with a computer simulation. *AAPG Bulletin*, **78**, 981-1004.
- Eberli, G.P., Swart, P.K., Malone, M.J. and et al.** (1997) *Proceedings, initial reports, Ocean Drilling Program, Leg 166; Bahamas transect*.
- Engebretson, D.C., Cox, A. and Gordon, R.G.** (1985) Relative Motions Between Oceanic and Continental Plates in the Pacific Basin. *Geological Society of America Special Papers*, **206**, 1-60.
- Enos, P.** (1974) Surface sediment facies map of the Florida–Bahamas Plateau: Geological Society of America, Map 5.
- Exon, N.F., Hill, P.J., Mitchell, C. and Post, A.** (2005) Nature and origin of the submarine Albany canyons off southwest Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, **52**, 101-115.
- Faugères, J.-C., Gonthier, E. and Stow, D.A.V.** (1984) Contourite drift molded by deep Mediterranean outflow. *Geology*, **12**, 296-300.
- Faugères, J.-C. and Stow, D.A.V.** (1993) Bottom-current-controlled sedimentation: a synthesis of the contourite problem. *Sedimentary Geology*, **82**, 287-297.
- Faugères, J.-C., Stow, D.A.V., Imbert, P. and Viana, A.** (1999) Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Marine Geology*, **162**, 1-38.
- Ferry, S. and Grosheny, D.** (2013) *Turbidites et brèches carbonatées (Jurassique et Crétacé du bassin subalpin)*. Excursion de l'Association des Sédimentologues Français (ASF) en collaboration avec le Groupe Français du Crétacé.

- Ferry, S., Grosheny, D., Backert, N. and Atrops, F.** (2015) The base-of-slope carbonate breccia system of Cézise (Tithonian, S-E France): Occurrence of progradational stratification in the head plug of coarse granular flow deposits. *Sedimentary Geology*, **317**, 71-86.
- Flood, R., Manley, P., Kowsmann, R., Appi, C. and Pirmez, C.** (1991) Seismic Facies and Late Quaternary Growth of Amazon Submarine Fan. In: *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems* (Eds P. Weimer and M. Link), *Frontiers in Sedimentary Geology*, pp. 415-433. Springer New York.
- Folk, R.L.** (1962) Spectral Subdivision of Limestone Types. In: *Classification of Carbonate Rocks-A Symposium* (Ed W.E.L. Ham, C.; Pray), **1**, pp. 62-84. American Association of Petroleum Geologists Memoir.
- Foubert, A., Huvenne, V.A.I., Wheeler, A., Kozachenko, M., Opperbecke, J. and Henriot, J.P.** (2011) The Moira Mounds, small cold-water coral mounds in the Porcupine Seabight, NE Atlantic: Part B—Evaluating the impact of sediment dynamics through high-resolution ROV-borne bathymetric mapping. *Marine Geology*, **282**, 65-78.
- Frey-Martínez, J., Cartwright, J. and James, D.** (2006) Frontally confined versus frontally emergent submarine landslides: A 3D seismic characterisation. *Marine and Petroleum Geology*, **23**, 585-604.
- Frey Martinez, J., Cartwright, J. and Hall, B.** (2005) 3D seismic interpretation of slump complexes: examples from the continental margin of Israel. *Basin Research*, **17**, 83-108.
- Glaser, K. S. and A. W. Droxler** (1993) Controls and Development of Late Quaternary Periplatform Carbonate Stratigraphy in Walton Basin (Northeastern Nicaragua Rise, Caribbean Sea). *Paleoceanography*, **8(2)**: 243-274.
- Gonthier, E.G., Faugères, J.-C. and Stow, D.A.V.** (1984) Contourite facies of the Faro Drift, Gulf of Cadiz. *Geological Society, London, Special Publications*, **15**, 275-292.
- Grammer, G.M. and Ginsburg, R.N.** (1992) Highstand versus lowstand deposition on carbonate platform margins: insight from Quaternary foreslopes in the Bahamas. *Marine Geology*, **103**, 125-136.
- Grosheny, D., Ferry, S. and Courjault, T.** (2015) Progradational patterns at the head of single units of base-of-slope, submarine granular flow deposits (“Conglomérats des Gâs”, Coniacian, SE France). *Sedimentary Geology*, **317**, 102-115.
- Hairabian, A., Borgomano, J., Masse, J.-P. and Nardon, S.** (2015) 3-D stratigraphic architecture, sedimentary processes and controlling factors of Cretaceous deep-water resedimented carbonates (Gargano Peninsula, SE Italy). *Sedimentary Geology*, **317**, 116-136.
- Handford, C.R., Loucks, R.G.** (1993) Carbonate Depositional Sequences and Systems Tracts - Responses of Carbonate Platforms to Relative Sea-Level Changes. In: *Carbonate Sequence Stratigraphy, Recent Developments and Applications* (Ed R.G. Loucks, Sarg, J.F.), **AAPG Memoir 57**.
- Hanquiez, V., Mulder, T., Toucanne, S., Lecroart, P., Bonnel, C., Marchès, E. and Gonthier, E.** (2010) The sandy channel-lobe depositional systems in the Gulf of Cadiz: Gravity processes forced by contour current processes. *Sedimentary Geology*, **229**, 110-123.
- Harris, P.T. and Whiteway, T.** (2011) Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins. *Marine Geology*, **285**, 69-86.
- Harwood, G.M., and Towers, P.A.** (1988) Seismic sedimentological interpretation of a carbonate slope, north margin of Little Bahama Bank. In: *Proc. ODP Sci. Results, Vol. 101*, pp. 263-277.

- Haug, G.H. and Tiedemann, R.** (1998) Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. *Nature*, **393**, 673-676.
- Hay, W.W., DeConto, R., Wold, C.N., Wilson, K., Voigt, S., Schulz, M., Wold-Rosby, A., Dullo, W.-C., Ronov, A.B., Balukhovsky, A.N., Soding, E.,** (1999) Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System. *Geol. Soc. Am. Spec. Publ* 332.
- Heath, K.C. and Mullins, H.T.** (1984) Open-ocean, off-bank transport of fine-grained carbonate sediment in the Northern Bahamas. *Geological Society, London, Special Publications*, **15**, 199-208.
- Henrich, R., Hüneke, H.** (2011) Chapitre 5, Hemipelagic advection and periplatform sedimentation. In: *Deep-sea sediments* (Ed H. Hüneke, Mulder, T.), pp. 353-456. *Developments in Sedimentology* 63, Elsevier.
- Hine, A.C.** (1977) Lily Bank, Bahamas; history of an active oolite sand shoal. *Journal of Sedimentary Research*, **47**, 1554-1581.
- Hine, A.C. and Neumann, A.C.** (1977) Shallow carbonate-bank-margin growth and structure, Little Bahama Bank, Bahamas. *AAPG Bulletin*, **61**, 376-406.
- Hine, A.C., Wilber, R.J., Bane, J.M., Neumann, A.C. and Lorenson, K.R.** (1981) Offbank transport of carbonate sands along open, leeward bank margins: Northern Bahamas. *Marine Geology*, **42**, 327-348.
- Hiscott, R.N., Hall, F.R. and Pirmez, C.** (1997) 4. Turbidity-current overspill from the amazon channel: texture of the silt/sand load, paleoflow from anisotropy of magnetic susceptibility and implications for the flow processes. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, (Ed R.D. Flood, Piper, D.J.W., Klaus, A., Peterson, L.C), **Vol 155**, pp. 53-78.
- Hodson, J.M. and Alexander, J.** (2010) The Effects of Grain-Density Variation on Turbidity Currents and Some Implications for the Deposition of Carbonate Turbidites. *Journal of Sedimentary Research*, **80**, 515-528.
- Hollister, C.D., Ewing, J.I., Habib, D., Hathaway, J.C., Lancelot, Y., Luterbacher, H., Paulus, F.J., C. Wylie Poag, Wilcoxon, J.A. and Worstell, P.** (1970) *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. XI Leg 11*.
- Hooke, R.L. and Schlager, W.** (1980) Geomorphic evolution of the Tongue of the Ocean and the Providence Channels, Bahamas. *Marine Geology*, **35**, 343-366.
- Isern, A., Anselmetti, F.S., and Blum, P.,** (2004) A Neogene carbonate platform, slope and shelf edifice shaped by sea level and ocean currents, Marion Plateau (northeast Australia). In: *Seismic Imaging of Carbonate Reservoirs and Systems* (Ed G.P. Eberli, Maserferro, J.L., Sarg, J.F), pp. 291-307. American Association of Petroleum Geologists Memoir 81.
- James, K.H.** (2009) Evolution of Middle America and the in situ Caribbean Plate model. *Geological Society, London, Special Publications*, **328**, 127-138.
- Jo, A., Eberli, G.P. and Grasmueck, M.** (2015) Margin collapse and slope failure along southwestern Great Bahama Bank. *Sedimentary Geology*, **317**, 43-52.
- Jobe, Z.R., Lowe, D.R. and Uchytíl, S.J.** (2011) Two fundamentally different types of submarine canyons along the continental margin of Equatorial Guinea. *Marine and Petroleum Geology*, **28**, 843-860.

- Jorry, S. J., A. W. Droxler, et al.** (2008) Bundled turbidite deposition in the central Pandora Trough (Gulf of Papua) since Last Glacial Maximum: Linking sediment nature and accumulation to sea level fluctuations at millennial timescale. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 113(F1).
- Jorry, S.J., Droxler, A.W. and Francis, J.M.** (2010) Deepwater carbonate deposition in response to re-flooding of carbonate bank and atoll-tops at glacial terminations. *Quaternary Science Reviews*, **29**, 2010-2026.
- Kaczmarek, S.E., Hicks, M.K., Fullmer, S.M., Steffen, K.L. and Bachtel, S.L.** (2010) Mapping facies distributions on modern carbonate platforms through integration of multispectral Landsat data, statistics-based unsupervised classifications, and surface sediment data. *AAPG Bulletin*, **94**, 1581-1606.
- Kula, D.** (2014) Neotectonics on the Edge of the Cuban Fold and Thrust Belt, Master of Science (MS), Marine Geology and Geophysics (Marine), Miami.
- Laval, A., Cremer, M., Beghin, P. and Ravenne, C.** (1988) Density surges: two-dimensional experiments. *Sedimentology*, **35**, 73-84.
- Leaman, K.D., P. S. Vertes, L. P. Atkinson, T. N. Lee, P. Hamilton, and E. Waddell** (1995) Transport, potential vorticity, and current/temperature structure across Northwest Providence and Santaren Channels and the Florida Current off Cay Sal Bank. *J. Geophys. Res.*, **100(C5)**, 8561–8569.
- Leckie, R. M.** (1984). Mid-Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy off central Morocco, Deep Sea Drilling Project Leg 79, Sites 545 and 547. *Init. Repts. DSDP, 79*. K. Hinz, Winterer, E. L., et al.: 579-620.
- Lee, T.N., Johns, W., Zantopp, R. and Schott, F.** (1990) Western Boundary Current Structure and Variability East of Abaco, Bahamas at 26.5°N. *Journal of Physical Oceanography*, **20**, 446-466.
- Lowe, D.R.** (1982) Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Research*, **52**, 279-297.
- Lüthi, S.** (1981) Some new aspects of two-dimensional turbidity currents. *Sedimentology*, **28**, 97-105.
- Martini, E.** (1971). Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proc. I Planktonic Conf, Roma, 1971*. A. Farinacci: 739-785.
- Martini, E., and Worsley, T.** (1970). Standard Neogene calcareous nannoplankton zonation. *Nature* **225**: 289-290.
- Masferro, J.L. and Eberli, G.P.** (1999) Jurassic-Cenozoic structural evolution of the southern Great Bahama Bank. In: *Caribbean basins: sedimentary basins of the world* (Ed P. Mann), pp. 167–193.
- McCave, I.N., Tucholke, B.E.,** (1986) Deep current-controlled sedimentation in the western North Atlantic. In: *The Western North Atlantic Region* (Ed P.R. Vogt, Tucholke, B.E.), pp. 451–468. The Geological Society of America.
- McIlreath, I.A. and James, N.P.** (1978) Ch. 13 Carbonate Slopes. In: *Facies Models* (Ed G.V. Middleton), **5**, pp. 189-199. Geoscience Canada.
- McNeill, D.F., Eberli, G.P., Lidz, B.H., Swart, P.K. and Kenter, J.A.M.** (2001) Chronostratigraphy of a Prograded Carbonate Platform Margin: A Record of Dynamic Slope Sedimentation Western Great Bahama Bank. In: *Subsurface Geology of a Prograding Carbonate Platform Margin Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project* (Ed R.N. Ginsburg), **70**. SEPM Special publication.

- McNeill, D.F., Grammer, G.M. and Williams, S.C.** (1998) A 5 MY chronology of carbonate platform margin aggradation, southwestern Little Bahama Bank, Bahamas. *Journal of Sedimentary Research*, **68**, 603-614.
- Meschede, M. and Frisch, W.** (1998) A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, **296**, 269-291.
- Messing, C.G., Neumann, A.C. and Lang, J.C.** (1990) Biozonation of deep-water lithoherms and associated hardgrounds in the northeastern Straits of Florida. *PALAIOS*, **5**, 15-33.
- Meyerhoff, A.A. and Hatten, C.W.** (1974) Bahamas Salient of North America: Tectonic Framework, Stratigraphy, and Petroleum Potential. *AAPG Bulletin*, **58**, 1201-1239.
- Miall, A.D.** (1985) Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, **22**, 261-308.
- Middleton, G.V. and Hampton, M.A.** (1973) Sediment gravity flow: Mechanics of flow and deposition. In: *Turbidites and deep-water sedimentation* (Ed G.V.a.B. Middleton, A.H), pp. 1-38. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Pacific Section Short Course.
- Migeon, S., Savoye, B., Zanella, E., Mulder, T., Faugères, J.C. and Weber, O.** (2001) Detailed seismic-reflection and sedimentary study of turbidite sediment waves on the Var Sedimentary Ridge (SE France): significance for sediment transport and deposition and for the mechanisms of sediment-wave construction. *Marine and Petroleum Geology*, **18**, 179-208.
- Mitchell, J.K., Holdgate, G.R., Wallace, M.W. and Gallagher, S.J.** (2007) Marine geology of the Quaternary Bass Canyon system, southeast Australia: A cool-water carbonate system. *Marine Geology*, **237**, 71-96.
- Mitchum, R.M.** (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level; Part 11, Glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: *Seismic stratigraphy; applications to hydrocarbon exploration* (Ed C.E. Payton), **AAPG Memoir Volume 26**, pp. 205-212. American Association of Petroleum Geologists.
- Mohrig, D., Ellis, C., Parker, G., Whipple, K.X. and Hondzo, M.** (1998) Hydroplaning of subaqueous debris flows. *Geological Society of America Bulletin*, **110**, 387-394
- Mulder, T.** 2014. Rapport de Mission Carambar 1.5, R/V F.G Walton Smith.
- Mulder, T. and Alexander, J.** (2001) The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, **48**, 269-299.
- Mulder, T. and Cochonat, P.** (1996) Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research*, **66**, 43-57.
- Mulder, T., Ducassou, E., Eberli, G.P., Hanquiez, V., Gonthier, E., Kindler, P., Principaud, M., Fournier, F., Léonide, P., Billeaud, I., Marsset, B., Reijmer, J.J.G., Bondu, C., Jousseaume, R. and Pakiades, M.** (2012a) New insights into the morphology and sedimentary processes along the western slope of Great Bahama Bank. *Geology*, **40**, 603-606.
- Mulder, T., Ducassou, E., Gillet, H., Hanquiez, V., Principaud, M., Chabaud, L., Eberli, G.P., Kindler, P., Billeaud, I., Gonthier, E., Fournier, F., Léonide, P. and Borgomano, J.** (2014) First Discovery of Channel–Levee Complexes In A Modern Deep-Water Carbonate Slope Environment. *Journal of Sedimentary Research*, **84**, 1139-1146.

- Mulder, T., Ducassou, E., Gillet, H., Hanquiez, V., Tournadour, E., Combes, J., Eberli, G.P., Kindler, P., Gonthier, E., Conesa, G., Robin, C., Sianipar, R., Reijmer, J.J.G. and François, A.** (2012b) Canyon morphology on a modern carbonate slope of the Bahamas: Evidence of regional tectonic tilting. *Geology*, **40**, 771-774.
- Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B. and Faugères, J.C.** (2001) Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Marine Letters*, **21**, 86-93.
- Mulder, T. and Syvitski, J.P.M.** (1995) Turbidity Currents Generated at River Mouths during Exceptional Discharges to the World Oceans. *The Journal of Geology*, **103**, 285-299.
- Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugères, J.-C. and Savoye, B.** (2003) Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology*, **20**, 861-882.
- Mullins, H.T., Boardman, M.R. and Neumann, A.C.** (1979) Echo character of off-platform carbonates. *Marine Geology*, **32**, 251-268.
- Mullins, H.T. and Cook, H.E.** (1986) Carbonate apron models: Alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. *Sedimentary Geology*, **48**, 37-79.
- Mullins, H.T., Gardulski, A. F., Wise, S.W., Applegate, J.** (1987) Middle Miocene oceanographic event in the eastern Gulf of Mexico: Implications for seismic stratigraphic succession and Loop Current/Gulf Stream circulation. *Geological Society of America Bulletin*, **98**, 702-713.
- Mullins, H.T., Heath, K.C., Van Buren, H.M. and Newton, C.R.** (1984) Anatomy of a modern open-ocean carbonate slope: northern Little Bahama Bank. *Sedimentology*, **31**, 141-168.
- Mullins, H.T., Keller, G.H., Kofoed, J.W., Lambert, D.N., Stubblefield, W.L. and Warme, J.E.** (1982) Geology of Great Abaco Submarine Canyon (Blake Plateau): Observations from the research submersible "Alvin". *Marine Geology*, **48**, 239-257.
- Mullins, H.T. and Neumann, A.C.** (1979) Deep Carbonate Bank Margin Structure and Sedimentation in the Northern Bahamas. In: *Geology of Continental Slopes*, **27**, pp. 165-192. SEPM Society for Sedimentary Geology.
- Mullins, H.T., Neumann, A.C., Wilber, R.J., Hine, A.C. and Chinburg, S.J.** (1980) Carbonate sediment drifts in northern Straits of Florida. *AAPG Bulletin*, **64**, 1701-1717.
- Mullins, H.T., Newton, C.R., Heath, K. and Van Buren, H.M.** (1981) Modern deep-water coral mounds north of Little Bahama Bank; criteria for recognition of deep-water coral bioherms in the rock record. *Journal of Sedimentary Research*, **51**, 999-1013.
- Mullins, H.T., Wise, S.W., Gardulski, A.F., Hinchey, E.J., Masters, P.M. and Siegel, D.I.** (1985) Shallow subsurface diagenesis of Pleistocene periplatform ooze: northern Bahamas. *Sedimentology*, **32**, 473-494.
- Mutti, E.** (1977) Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain). *Sedimentology*, **24**, 107-131.
- Mutti, E., Ricci-Lucchi, F.** (1972) Le torbiditi dell' Appennino Settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **11**, 161-199.
- Nakajima, T. and Satoh, M.** (2001) The formation of large mudwaves by turbidity currents on the levees of the Toyama deep-sea channel, Japan Sea. *Sedimentology*, **48**, 435-463.

- Nesteroff, W.D.** (1961) La « séquence type » dans les turbidités terrigènes modernes. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, **4**, 263-268.
- Neumann, A.C., Kofoed, J.W. and Keller, G.H.** (1977) Lithoherms in the Straits of Florida. *Geology*, **5**, 4-10.
- Neumann, A.C. and Land, L.S.** (1975) Lime mud deposition and calcareous algae in the Bight of Abaco, Bahamas; a budget. *Journal of Sedimentary Research*, **45**, 763-786.
- Newell, N.D., Imbrie, J., Purdy, E.G. and Thurber, D.L.** (1959) Organism communities and bottom facies, Great Bahama Bank. *Bulletin of the American Museum of Natural History*, **117** article **4**, 181-240.
- Normark, W.R.** (1970) Growth patterns of deep-sea fans. *AAPG Bulletin*, **54**, 2170-2195.
- Normark, W.R.** (1978) Fan Valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans; characters for recognition of sandy turbidite environments. *AAPG Bulletin*, **62**, 912-931.
- Normark, W.R. and Carlson, P.R.** (2003) Giant submarine canyons: Is size any clue to their importance in the rock record? *Geological Society of America Special Papers*, **370**, 175-190.
- Payros, A. and Pujalte, V.** (2008) Calciclastic submarine fans: An integrated overview. *Earth Science Reviews*, **86**, 203-246.
- Phelps, R.M. and Kerans, C.** (2007) Architectural Characterization and Three-Dimensional Modeling of a Carbonate Channel–Levee Complex: Permian San Andres Formation, Last Chance Canyon, New Mexico, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, **77**, 939-964.
- Pilskaln, C.H., Neumann, A.C. and Bane, J.M.** (1989) Periplatform carbonate flux in the northern Bahamas. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, **36**, 1391-1406.
- Pindell, J.L.** (1994) Chapter 2: Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. In: *Caribbean Geology: An Introduction* (Ed S.K. Donovan, Jackson, T.A.), pp. 13–39. U.W.I. Publ. Ass. Kingston.
- Pindell, J.L., Barrett, S.F.** (1990) Geological evolution of the Caribbean region; A plate-tectonic perspective. In: *The Caribbean Region (The Geology of North America, vol. H)* (Ed G. Dengo, Case, J.E.), pp. 339–374. Geol. Soc. Am.
- Pinet, P.R. and Popenoe, P.** (1985) A scenario of Mesozoic-Cenozoic ocean circulation over the Blake Plateau and its environs. *Geological Society of America Bulletin*, **96**, 618-626.
- Piper, D.J.W. and Normark, W.R.** (1983) Turbidite depositional patterns and flow characteristics, Navy Submarine Fan, California Borderland. *Sedimentology*, **30**, 681-694.
- Playton, T., Janson, X. and Kerans, C.** (2010) Carbonates slopes. In: *Facies models 4* (Eds N.P. James and R.W. Dalrymple), pp. 449-476. Geological Association of Canada.
- Ponte, J.P.** (2013) Place des instabilités gravitaires dans l'histoire géologique Tertiaire du Grand Banc des Bahamas, Rapport de stage de Master 2 Ressources minérales et énergétiques Observatoire des sciences de la Terre, Université Rennes 1.
- Posamentier, H.W., Erskine, R.D. and Mitchum, R.M., Jr.** (1991) Models for Submarine-Fan Deposition within a Sequence-Stratigraphic Framework. In: *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems* (Eds P. Weimer and M. Link), *Frontiers in Sedimentary Geology*, pp. 127-136. Springer New York.

- Pratson, L.F. and Coakley, B.J.** (1996) A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows. *Geological Society of America Bulletin*, **108**, 225-234.
- Pratson, L.F., Ryan, W.B.F., Mountain, G.S. and Twichell, D.C.** (1994) Submarine canyon initiation by downslope-eroding sediment flows: Evidence in late Cenozoic strata on the New Jersey continental slope. *Geological Society of America Bulletin*, **106**, 395-412.
- Principaud, M., Mulder, T., Gillet, H. and Borgomano, J.** (2015) Large-scale carbonate submarine mass-wasting along the northwestern slope of the Great Bahama Bank (Bahamas): Morphology, architecture, and mechanisms. *Sedimentary Geology*, **317**, 27-42.
- Prior, D.B., Bornhold, B.D. and Johns, M.W.** (1984) Depositional Characteristics of a Submarine Debris Flow. *The Journal of Geology*, **92**, 707-727.
- Proni, J.R., Rona, D.C., Lauter, C.A. and Sellers, R.L.** (1975) Acoustic observations of suspended particulate matter in the ocean. *Nature*, **254**, 413-415.
- Puga-Bernabéu, Á., Webster, J.M., Beaman, R.J. and Guilbaud, V.** (2011) Morphology and controls on the evolution of a mixed carbonate-siliciclastic submarine canyon system, Great Barrier Reef margin, north-eastern Australia. *Marine Geology*, **289**, 100-116.
- Puga-Bernabéu, Á., Webster, J.M., Beaman, R.J. and Guilbaud, V.** (2013) Variation in canyon morphology on the Great Barrier Reef margin, north-eastern Australia: The influence of slope and barrier reefs. *Geomorphology*, **191**, 35-50.
- Puga-Bernabéu, Á., Webster, J.M., Beaman, R.J., Reimer, P.J. and Renema, W.** (2014) Filling the gap: A 60 ky record of mixed carbonate-siliciclastic turbidite deposition from the Great Barrier Reef. *Marine and Petroleum Geology*, **50**, 40-50.
- Rankey, E.C. and Doolittle, D.F.** (2012) Geomorphology of Carbonate Platform-Marginal Uppermost Slopes: Insights from a Holocene Analogue, Little Bahama Bank, Bahamas. *Sedimentology*, no-no.
- Rankey, E.C. and Reeder, S.L.** (2011) Holocene Oolitic Marine Sand Complexes of the Bahamas. *Journal of Sedimentary Research*, **81**, 97-117.
- Ravenne, C. and Beghin, P.** (1983) Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins. *Oil & Gas Science and Technology - Rev. IFP*, **38**, 279-297.
- Ravenne, C., Le Quellec, P. and Valery, P.** (1985) Dépôts carbonatés profonds des Bahamas. In: *Géodynamique des caraïbes. Symposium*, pp. 255-271. Edition Technip, Paris.
- Read, J.F.** (1985) Carbonate platform facies models. *AAPG Bulletin*, **69**, 1-21.
- Rebesco, M., Hernández-Molina, F.J., Van Rooij, D. and Wåhlin, A.** (2014) Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations. *Marine Geology*, **352**, 111-154.
- Reeder, S.L. and Rankey, E.C.** (2008) Interactions Between Tidal Flows and Ooid Shoals, Northern Bahamas. *Journal of Sedimentary Research*, **78**, 175-186.
- Reeder, S.L. and Rankey, E.C.** (2009) Controls on morphology and sedimentology of carbonate tidal deltas, Abacos, Bahamas. *Marine Geology*, **267**, 141-155.

- Reijmer, J., Betzler, C., Kroon, D., Tiedemann, R. and Eberli, G.** (2002) Bahamian carbonate platform development in response to sea-level changes and the closure of the Isthmus of Panama. *International Journal of Earth Sciences*, **91**, 482-489.
- Reijmer, J.J.G., Schlager, W., Bosscher, H., Beets, C.J. and McNeill, D.F.** (1992) Pliocene/Pleistocene platform facies transition recorded in calciturbidites (Exuma Sound, Bahamas). *Sedimentary Geology*, **78**, 171-179.
- Richardson, W.S., W. J., Schmitz, J. and Niiler, P.P.** (1969) The velocity structure of the Florida Current from the Straits of Florida to Cape Fear. *Deep-Sea Res., Suppl. v.16*, 225-231.
- Riedel, W. R., and Sanfilippo, A.,** (1978). Stratigraphy and evolution of tropical Cenozoic radiolarians. *Micropaleontology* 23: 61-96.
- Robaszynski, R., Caron, M. and the European Working Group on Planktonic Foraminifera** (1979). Cahiers de Micropaleontologie, Atlas de Foraminifères Planctoniques de Crétacé Moyen (Mer Boreale et Téthys). *CNRS, Pts. 1 and 2*.
- Robaszynski, F., M. Caron, et al.** (1984). "Atlas of Late Cretaceous Globotruncanids." *Rev. Micropaleontol.* **26**: 145-305.
- Roberts., J.M., Wheeler., A., Freiwald., A. and Cairns., S.** (2009) *Cold-Water Corals, The Biology and Geology of Deep-Sea Coral Habitats*. Cambridge University Press.
- Ross, M.I. and Scotese, C.R.** (1988) A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *Tectonophysics*, **155**, 139-168.
- Savary, B. and Ferry, S.** (2004) Geometry and petrophysical parameters of a calcarenitic turbidite lobe (Barremian-Aptian, Pas-de-la-Cluse, France). *Sedimentary Geology*, **168**, 281-304.
- Saunders, J. B., D. Bernouli, et al.** (1985). Stratigraphy of the late Middle Eocene to Early Oligocene in the Bath Cliffs section, Barbados. *Micropaleontology*, **30**: 390-425.
- Scarselli, N., McClay, K., Elders, C.** (2013) Submarine slide and slump complexes, Exmouth Plateau, NW Shelf of Australia. In: *in KEEP, M. & MOSS, S.J. (Eds), 2013, The Sedimentary Basins of Western Australia IV: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia Symposium, Perth, WA, 2013*.
- Schlager, W.** (2005) *Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy*. SEPM (Society for Sedimentary Geology).
- Schlager, W., Austin, J.A., Corso, W., McNulty, C.L., Fluegel, E., Renz, O. and Steinmetz, J.C.** (1984) Early Cretaceous platform re-entrant and escarpment erosion in the Bahamas. *Geology*, **12**, 147-150.
- Schlager, W., Bourgeois, F., Mackenzie, G. and Smit, J.** (1988) Boreholes at Great Isaac and Site 626 and the history of the Florida Straits. *Proc., scientific results, ODP, Leg 101, Bahamas*, 425-437.
- Schlager, W. and Chermak, A.** (1979) Sediment facies of platform-basin transition, Tongue Of The The Ocean, Bahamas. In: *Geology of Continental Slopes*, **27**, pp. 193-208. SEPM (Society for Sedimentary Geology).
- Schlager, W. and Ginsburg, R.N.** (1981) Bahama carbonate platforms — The deep and the past. *Marine Geology*, **44**, 1-24.
- Schlager, W. and James, N.P.** (1978) Low-magnesian calcite limestones forming at the deep-sea floor, Tongue of the Ocean, Bahamas. *Sedimentology*, **25**, 675-702.

- Schlager, W., Reijmer, J.J.G. and Droxler, A.** (1994) Highstand shedding of carbonate platforms. *Journal of Sedimentary Research*, **64**, 270-281.
- Schmitt, A.** (2013) Etudes des processus de dépôt des marges carbonatées dans les Bahamas : Exemple du Petit Banc des Bahamas et de San Salvador, Master 2 Océanographie, Université de Bordeaux.
- Shaklee, R.V.** (1989) Hurricanes in the Bahamas. . *The Bahamian Field Station Ltd., San Salvador, Bahamas.*, 82 pp.
- Shanmugam, G.** (2000) 50 years of the turbidite paradigm (1950s—1990s): deep-water processes and facies models—a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, **17**, 285-342.
- Shepard, F.P.** (1936) The Underlying Causes of Submarine Canyons. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **22**, 496-502.
- Shepard, F.P.** (1981) Submarine canyons; multiple causes and long-time persistence. *AAPG Bulletin*, **65**, 1062-1077.
- Shepard, F.P., Dill, R.F. and Vonrad, U.** (1969) Physiography and sedimentary processes of la jolla submarine fan and fan-valley, california. *AAPG Bulletin*, **53**, 390-420.
- Sheridan, R.E., Crosby, J.T., Bryan, G.M. and Stoffa, P.L.** (1981) Stratigraphy and structure of southern Blake Plateau, northern Florida Straits, and northern Bahama Platform from multichannel seismic reflection data. *AAPG Bulletin*, **65**, 2571-2593.
- Sheridan, R.E., Gradstein, F.M., Barnard, L.A., Bliefnick, D.M., Habib, D., Jenden, P.D., Kagami, H., Keenan, E.M., Kostecky, J., Kvenvolden, K.A., Moullade, M., Ogg, J., Robertson, A.H.F., Roth, P.H. and Shipley, T.H.** (1980) *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, Volume LXXVI, Leg 76.*
- Sheridan, R.E., Mullins, H.T., Austin, J.J.A., Ball, M.M. and Ladd, J.W.** (1988) Geology and geophysics of the Bahamas. In: *The Geology of North America* (Eds R.E. Sheridan and J.A. Grow), **Volume I-2, The Atlantic Continental Margin**. U.S: Geological Society of America.
- Shipley, T.H., Buffler, R.T. and Watkins, J.S.** (1978) Seismic stratigraphy and geologic history of Blake Plateau and adjacent western Atlantic continental margin. *AAPG Bulletin*, **62**, 792-812.
- Sparks, A.G. and Rankey, E.C.** (2013) Relations between geomorphic form and sedimentologic-stratigraphic variability: Holocene ooid sand shoal, Lily Bank, Bahamas. *AAPG Bulletin*, **97**, 61-85.
- Stainforth, R. M., J. L. Lamb, et al.** (1975). Cenozoic Planktonic Foraminiferal Zonation and Characteristic Index Forms. *Univ. Kansas Paleontol. Contrib.*, Art. 62.
- Stow, D.A.V., Faugères, J.-C., Howe, J.A., Pudsey, C.J. and Viana, A.R.** (2002) Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: current state-of-the-art. *Geological Society, London, Memoirs*, **22**, 7-20.
- Stow, D.A.V. and Faugères, J.C.** (2008) Chapter 13 Contourite Facies and the Facies Model. In: *Developments in Sedimentology* (Eds M. Rebesco and A. Camerlenghi), **Volume 60**, pp. 223-256. Elsevier.
- Stow, D. A. V., F. J. Hernández-Molina, et al.** (2013). Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program, Volume 339.
- Stow, D.A.V., Reading, H.G., Collinson, J.** (1996) Ch 10. Deep seas. In: *Sedimentary Environments* (Ed H.G. Reading), pp. 395–453.

- Stow, D.A.V. and Shanmugam, G.** (1980) Sequence of structures in fine-grained turbidites: Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology*, **25**, 23-42.
- Surlyk, F., Damholt, T. and Bjerager, M.** (2006) Stevns Klint, Denmark: Uppermost Maastirchtian chalk, Cretaceous-Tertiary boundary, and lower Danian bryozoan mound complex. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, **54**, 1-48.
- Swart, P.K., Oehlert, A.M., Mackenzie, G.J., Eberli, G.P. and Reijmer, J.J.G.** (2014) The fertilization of the Bahamas by Saharan dust: A trigger for carbonate precipitation? *Geology*, **42**, 671-674.
- Tournadour, E., Mulder, T., Borgomano, J., Hanquiez, V., Ducassou, E. and Gillet, H.** (2015) Origin and architecture of a Mass Transport Complex on the northwest slope of Little Bahama Bank (Bahamas): Relations between off-bank transport, bottom current sedimentation and submarine landslides. *Sedimentary Geology*, **317**, 9-26.
- Tubau, X., Paull, C.K., Lastras, G., Caress, D.W., Canals, M., Lundsten, E., Anderson, K., Gwiazda, R. and Amblas, D.** (2015) Submarine canyons of Santa Monica Bay, Southern California: Variability in morphology and sedimentary processes. *Marine Geology*, **365**, 61-79.
- Tucker, M.E. and Wright, V.P.** (1990) Geological Background to Carbonate Sedimentation. In: *Carbonate Sedimentology*, pp. 28-69. Blackwell Publishing Ltd.
- Unterseh** (1999) *Cartographie et Caractérisation du Fond Marin par Sondeurs Multifaisceaux*, Institut national polytechnique de Lorraine, Vandoeuvre-lès-Nancy, FRANCE.
- Vahrenkamp, V.C. and Swart, P.K.** (1994) Late Cenozoic dolomites of the Bahamas: metastable analogues for the genesis of ancient platform dolomites. In: *Dolomites: a volume in honour of Dolomieu* (Eds B.H. Purser, M.E. Tucker and D.H. Zenger), pp. 133-153. Wiley-Blackwell.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Thompson, S.** (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level; Part 4, Global cycles of relative changes of sea level. In: *Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration* (Ed C.E. Payton), **AAPG Memoir Volume 26**, pp. 83-97. American Association of Petroleum Geologists.
- Van Buren, H.M., and Mullins, H. T.** (1983) Seismic stratigraphy and geologic development of an open-ocean carbonate slope; the northern margin of Little Bahama Bank. In: *Sheridan, R. E., Gradstein, F. M., Init. Repts. DSDP, 76*, pp. 749-762, Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- Vassoevich, N.B.** (1948) Le flysch et les Méthodes de son Etude. *Gostoptekhizdat, Leningrad. B.R.G.G.M. – S.I.G., Paris, Traduction Mme Stretovitch, n° 1957*, 285 p.
- Vassoevich, N.B.** (1951) Les Conditions de la Formation du Flysch. *Gostoptekhizdat, Leningrad. B.R.G.G.M. – S.I.G., Paris, Traduction Mme Stretovitch, n° 1954*, 237 p.
- Vecsei, A.** (1998) Bioclastic sediment lobes on a supply dominated Upper Cretaceous carbonate platform margin, Montagna della Maiella, Italy. *Sedimentology*, **45**, 473-487.
- Walker, R.G.** (1978) Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans; models for exploration for stratigraphic traps. *AAPG Bulletin*, **62**, 932-966.
- Watkins, D. K., and Bowdler, J. L.,** (1984). Cretaceous calcareous nannofossils from Deep Sea Drilling Project Leg 77, southeastern Gulf of Mexico. *Init. Repts. DSDP 77*. R. T. Buffler, Schlager, W., et al.,: 649-674.

- Webster, J.M., Beaman, R.J., Puga-Bernabéu, Á., Ludman, D., Renema, W., Wust, R.A.J., George, N.P.J., Reimer, P.J., Jacobsen, G.E. and Moss, P.** (2012) Late Pleistocene history of turbidite sedimentation in a submarine canyon off the northern Great Barrier Reef, Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **331–332**, 75-89.
- Weimer, P.** (1991) Seismic Facies, Characteristics, and Variations in Channel Evolution, Mississippi Fan (Plio-Pleistocene), Gulf of Mexico. In: *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems* (Eds P. Weimer and M. Link), *Frontiers in Sedimentary Geology*, pp. 323-347. Springer New York.
- Wilber, R.J., Milliman, J.D. and Halley, R.B.** (1990) Accumulation of bank-top sediment on the western slope of Great Bahama Bank: Rapid progradation of a carbonate megabank. *Geology*, **18**, 970-974.
- Wilson, J.L.** (1975) *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer Verlag, New York, 471 pp.
- Wilson, P.A. and Roberts, H.H.** (1992) Carbonate-periplatform sedimentation by density flows: A mechanism for rapid off-bank and vertical transport of shallow-water fines. *Geology*, **20**, 713-716.
- Wilson, P.A. and Roberts, H.H.** (1995) Density cascading; off-shelf sediment transport, evidence and implications, Bahama Banks. *Journal of Sedimentary Research*, **65**, 45-56.
- Wright, V.P. and Wilson, R.C.L.** (1984) A carbonate submarine-fan sequence from the Jurassic of Portugal. *Journal of Sedimentary Research*, **54**, 394-412.

ANNEXES

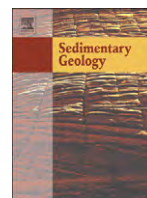
ANNEXE A

-

ARTICLE

E. Tournadour, T. Mulder, J. Borgomano, V. Hanquiez, E. Ducassou, H. Gillet (2015)

"Origin and architecture of a Mass Transport Complex on the northwest slope of Little Bahama Bank (Bahamas): Relations between off-bank transport, bottom current sedimentation and submarine landslides." *Sedimentary Geology* **317**: 9-26.



Origin and architecture of a Mass Transport Complex on the northwest slope of Little Bahama Bank (Bahamas): Relations between off-bank transport, bottom current sedimentation and submarine landslides



E. Tournadour^{a,b,*}, T. Mulder^a, J. Borgomano^b, V. Hanquiez^a, E. Ducassou^a, H. Gillet^a

^a Université de Bordeaux, UMR 5805 EPOC, Allée Geoffroy St Hilaire, 33615 Pessac cedex, France

^b TOTAL, CSTJF, Avenue Larribau, 64018 Pau cedex, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 22 February 2014

Received in revised form 29 September 2014

Accepted 8 October 2014

Available online 16 October 2014

Keywords:

Carbonate slope systems

Bahamas

Mass Transport Complex (MTC)

Contourite drift

Off-bank transport sedimentation

ABSTRACT

The analysis of the sedimentary dynamics of the carbonate slope of the northwest part of Little Bahama Bank (LBB, Bahamas) reveals a complex interaction between slope destabilisations, off-bank sediment export and longitudinal transport, the latter being driven by the Antilles and the Florida currents, at the northern end of the Florida Strait. Their combined action since the middle Miocene resulted in an extensional growth slope, previously called 'LBB Drift' (Mullins et al., 1980). Deposition within this extensional growth slope is dominated by either platform-derived downslope sedimentation or bottom current sedimentation. The latter induces the formation of a plastered drift, showing both upslope and downslope migrations, which do not correspond to the 'LBB Drift' as described by Mullins et al. (1980). Interestingly, a large submarine landslide affects the upper part of this plastered drift, and displays a complex and striking geomorphology on the seafloor. A new high-quality multibeam echosounder and seismic dataset allowed a detailed characterisation of the architecture of this Mass Transport Complex (MTC). A 44 km-long circular incision at 275 m and 460 m water depths, with a steep external edge (from 40 to 70 m high), forms the only present day evidence of this ancient MTC. It comprises confined Mass Transport Deposits (MTDs), which are delimited by frontal and lateral edges that developed inside the plastered drift. The top of this plastered drift is marked by a major erosional surface, most likely induced by an increase in oceanic current circulation. Channelised geometries, laterally associated with overspill deposits, developed within the depression induced by the MTC, and are an additional evidence of bottom current activity in this area. In addition, recent pockmarks are visible on the seafloor in front of the circular scarp of the MTC and probably relate to fluid escape, originating from the underlying MTDs' compressional area.

All these features seen on the northwest slope of LBB bring new understanding on MTC sedimentary processes and associated morphologies in carbonate slope settings. Furthermore, this study highlights the interplay between off-bank transport, oceanic circulation and mass flow processes, which are seen as key processes in the shaping of Bahamian slopes and in their sedimentary dynamics.

© 2014 Published by Elsevier B.V.

1. Introduction

During the last decades, both academic and industrial studies of turbidite systems have been mostly focused on siliciclastic systems, neglecting carbonate gravity systems as they are often considered to have a poor reservoir and hydrocarbon potential. Carbonate turbidite systems differ from the frequent point-source siliciclastic systems because of their linear sediment input source, which predominantly depends on the carbonate production on the platform, whereas siliciclastic systems are usually controlled by continental relief erosion and river

discharge (Mullins and Cook, 1986; Mullins et al., 1984). Hitherto, several studies on ancient systems (e.g. Betzler et al., 1999; Borgomano, 2000; Eberli et al., 1997; Janson et al., 2011; Phelps and Kerans, 2007; Playton et al., 2010; Savary and Ferry, 2004; Vecsei and Sanders, 1997) revealed some general features of resedimentation systems on carbonate slopes. However, detailed morphologies, architecture, sedimentary processes and controlling parameters of resedimented carbonates remain poorly documented and understood. Improving our knowledge of these systems implies the study of modern carbonate slopes, such as the Bahamian slopes. This present-day analog offers the opportunity to characterise sedimentation processes across a continuous platform to basin transect during the Quaternary. In addition, the Bahamas are one of the best-studied modern carbonate systems (Bergman et al., 2010) and hence provide a solid framework regarding their overall geological setting and knowledge on sedimentation processes.

* Corresponding author at: Université de Bordeaux, UMR 5805 EPOC, Allée Geoffroy St Hilaire, 33615 Pessac cedex, France. Tel.: +33 5 40 00 84 38.

E-mail address: e.tournadour@epoc.u-bordeaux.fr (E. Tournadour).

Bahamian slope environments are influenced by three major controlling factors: (1) sediment transport from the platform which is directly related to carbonate production. Deep sediments of the Bahamas show a mixture of pelagic and platform-derived material called 'periplatform ooze' (Schlager and James, 1978). The input of platform-derived material is thought to be higher during highstands in sea level, because the carbonate production is more prolific when the platform top is flooded (*i.e.*, 'highstand shedding', Droxler and Schlager, 1985; Schlager et al., 1994); (2) bottom currents form several contourite drifts along the Strait of Florida (Anselmetti et al., 2000; Mullins et al., 1980, 1987). These sedimentary bodies are associated with channels (called 'moats') and small-scale contourite-related sedimentary structures, such as sediment waves (Bergman, 2005); and (3) mechanical destabilisation of the slope is at the origin of numerous slides and bypass structures, such as gullies or canyons (Crevello and Schlager, 1980; Ginsburg et al., 1991; Mullins et al., 1984; Wilson and Roberts, 1995). These common sediment failures, expressed at different spatial and time scales along the deep sea Bahamian slopes, are associated with the overall prograding/aggrading trend of the Bahamian slopes since the Cenozoic (Eberli and Ginsburg, 1989; Harwood and Towers, 1988).

The objective of this study is to characterise the Mass Transport Complex (MTC) located on the northwest end of Little Bahama Bank (LBB), between 275 m and 460 m water depths, *c.* 10 km away from the top of the platform. At the present day, this MTC is partially buried and only a large head scarp 44 km long is visible on the sea bottom. However, its internal architecture, comprising several Mass Transport

Deposits (MTDs), is revealed by the analysis of high resolution (HR) multichannel seismic lines. The latter provide details on the internal stratigraphy of an LBB extensional growth slope, which is built by both platform-derived downslope sedimentation and bottom current sedimentation since the Middle Miocene. The studied MTC is located in the upper part of a plastered drift and the infill of the associated depression seems to be influenced by bottom current circulation. In this paper, we provide a detailed characterisation of this MTC and discuss the potential linkages between off-bank transport, bottom current circulation and slope failures in the context of a leeward-carbonate slope.

2. Study area: general setting

The study area is located on the northern slope of LBB, at the northern extremity of the Bahamas (Fig. 1). LBB is the second largest isolated platform of the Bahamas (about 250 km long). It faces the Atlantic Ocean to the North, towards which it opens to the Blake Plateau. It is bordered to the east by the Blake Bahama Escarpment, to the west by the Strait of Florida and in the south by the NW and NE Providence Channel, which separates it from Great Bahama Bank (GBB) (Fig. 1).

2.1. Platform environment and platform margin

Along the windward open ocean margin of LBB, several Pleistocene eolianite islands (*i.e.* 'Cays') are associated with tidal delta oolitic shoals (Rankey and Reeder, 2011; Reeder and Rankey, 2008, 2009) (Fig. 2).

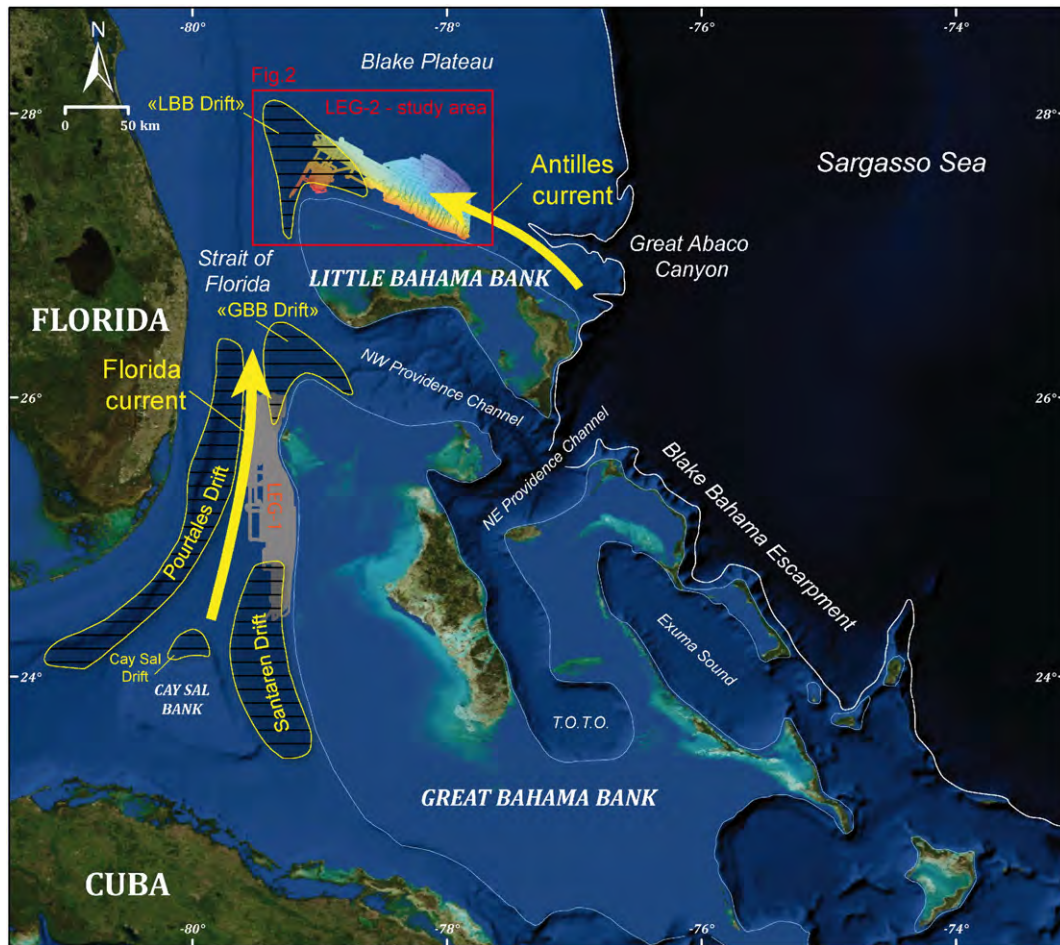


Fig. 1. Satellite image of the Bahamas, with locations of the Leg 2 (study area, Fig. 2) and Leg 1 of the Carambar cruise. The study area is influenced by two main oceanic currents, the Antilles Current, circulating along the northern slope of Little Bahamas Bank (LBB) and the Florida Current at the end of the Strait of Florida. Their combined action induces the onset of several contourite drifts.

Satellite image of the Bahamas is from © 2011 Microsoft Corporation and its data suppliers. The currents are redrawn from Mullins et al., (1980) and Bergman (2005).

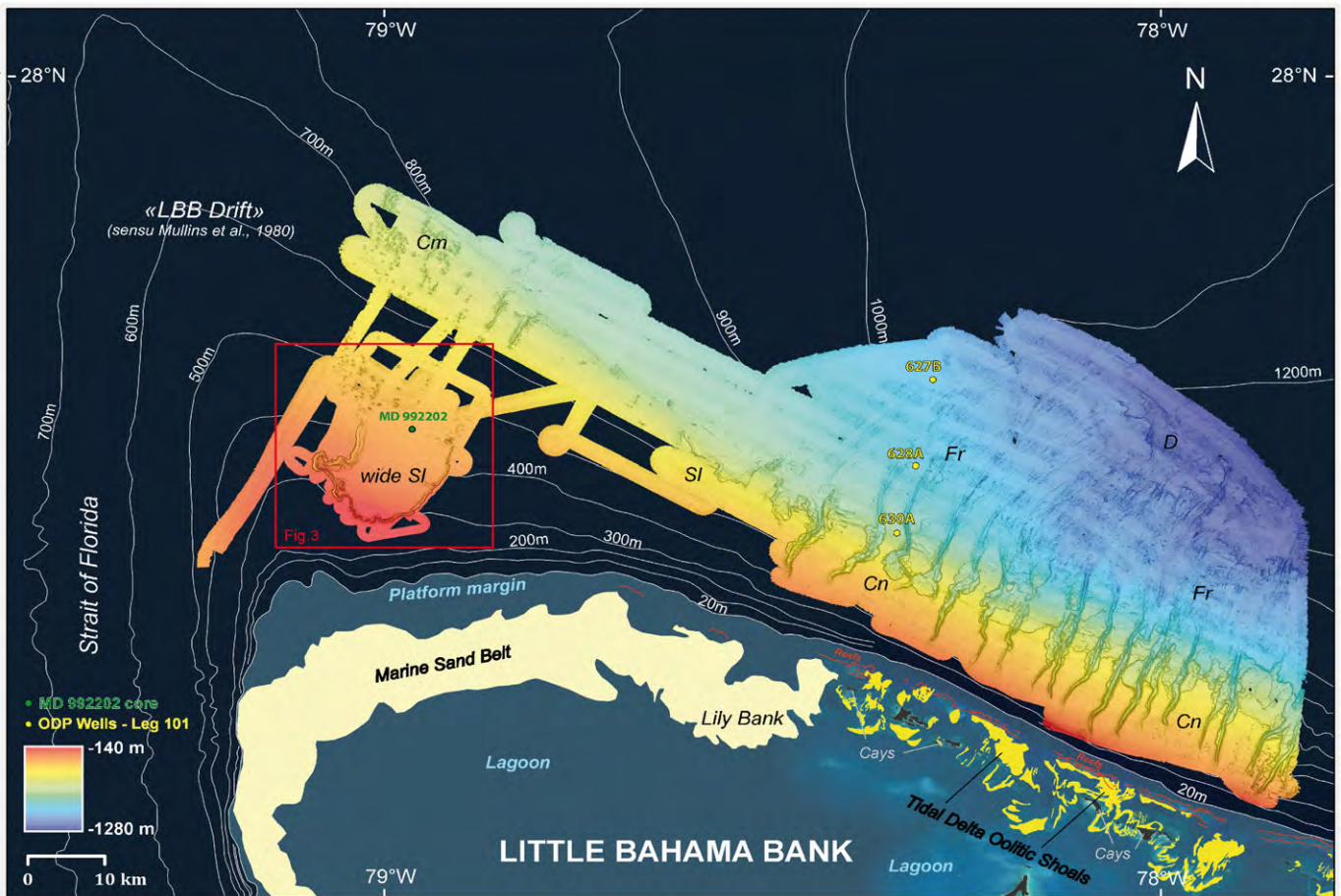


Fig. 2. Bathymetrical map of the Leg 2 (Carambar cruise) covering the northwest slope of Little Bahamas Bank (LBB) showing the location of the study area, c. 10 km away from the platform. It reveals contrasted morphologies with an eastern part showing a dominance of bypass architectures, whereas the western part mostly comprises depositional features. Upstream of the study area, the platform is also marked by contrasted features, with discontinuous marginal reefs associated with tidal delta oolitic shoals on the eastern part, becoming absent on the western part, where a marine sand belt develops. The main morphological elements seen on the study area are the following: Cn: canyons; Fr: distributary furrows; D: depositional area; SI: slide; Cm: cold-water coral mounds.

Previous studies (Hine, 1977; Reeder and Rankey, 2008) showed that a complex interaction exists between the eolianite islands, the oolitic sand shoals and discontinuous Holocene barrier reefs, located a few kilometres northward from the islands (Fig. 2). These reefs and islands induce a restricted and focused tidal flow energy, which is controlling shoal development. On the western part of the bank margin, reefs are sparser and become absent towards the northwestern end of LBB. In this area, a marine sand belt developed during the Holocene, the eastern part of which is called Lily Bank (Fig. 2), consists of an active oolitic tidal sand shoal (Ball, 1967; Hine, 1977; Rankey and Reeder, 2011; Sparks and Rankey, 2013). The platform margin including the uppermost slope environments reaches down to 240 m water depth (Rankey and Doolittle, 2012) and its development is by a complex interplay of bypass, erosional and depositional processes. Rankey and Doolittle, 2012 describe the occurrence of terraces delimited by escarpments which are affected by several collapses that are overlain by a thick Holocene sediment wedge.

2.2. The morphological features of the northern slope of Little Bahamas Bank

The steep uppermost slope of LBB opens to the northern slope basin system, which was the focus of several studies in the 80s (e.g., Harwood and Towers, 1988; Mullins et al., 1984; Schlager and Ginsburg, 1981; Van Buren and Mullins, 1983). Based on the present-day slope profile, the northern slope of LBB has been defined as an accretionary carbonate slope (Schlager and Ginsburg, 1981) and has been prograding northward

since the early Miocene (Harwood and Towers, 1988). However, it showed evidence for some significant bypass since the Pliocene (Harwood and Towers, 1988; Van Buren and Mullins, 1983) and these sedimentation patterns have been classified as a base-of-slope apron system (Mullins and Cook, 1986; Mullins et al., 1984).

In terms of main morphological features, our new high-quality survey revealed a series of sediment transport architectures along the LBB slope. It consists of short gravity systems (about 40 km long) in its eastern part, which has a far more complex sedimentary structure than originally suggested by early studies. These interpreted the structures as gullies or small linear canyons (Harwood and Towers, 1988; Mullins et al., 1984; Van Buren and Mullins, 1983). Our study shows that they consist of true submarine canyons that can incise over up to 150 m depth. These canyons open to several shallow distributary furrows that feed several depositional areas situated downslope (Fig. 2). The western part of the study area comprises a completely different morphology compared to the eastern part and shows a semi-conical body of carbonate sands, situated at the northwest corner of LBB and previously interpreted as a contourite drift ('LBB Drift', Mullins et al., 1980) (Fig. 2).

2.3. Oceanic circulation and contourite drifts

The western part of the LBB northern slope (previously called 'LBB Drift') has been prograding northward as the result of both Florida and Antilles currents (Mullins et al., 1980), and is therefore a good

example of the key role that oceanic circulation has in shaping Bahamian deep-water sedimentation. The evolution of oceanic currents through time and space, since the initiation of the Loop current during the progressive closure of the Isthmus of Panama during the middle Miocene (Mullins et al., 1987), can alternatively induce sediment erosion, bypass or deposition of contourite drifts from the Gulf of Mexico to the Strait of Florida. Evidences of the initiation of the Loop current are visible on the west Florida carbonate ramp, and this event is recorded by a major erosional surface dated at approximately 12–15 Ma (Mullins et al., 1987). Since then, the carbonate sedimentation abruptly changed from a unit of prograding clinoforms to a pelagic ‘slope-front-fill’ system (Mullins et al., 1987). In the Strait of Florida, Bergman (2005) identified the initiation of four contourite drifts since 12.2 Ma: the Pourtales Drift, the Santaren Drift, the Cay Sal Drift and the GBB Drift (Fig. 1). The Pourtales and Santaren drift growth, between 12.2 Ma and 3.6 Ma, is driven by the thermohaline circulation (Bergman, 2005). Subsequently, at about 3.6 Ma, the Santaren Drift shifted towards the GBB slope in response to a lateral migration of bottom-currents (Bergman, 2005), probably induced by the definitive closure of the Isthmus of Panama at 3.5 Ma (Coates et al., 1992; Haug and Tiedemann, 1998; Steph et al., 2006) and by enhanced sea-level fluctuations associated with the Late Pliocene main intensification in Northern Hemisphere Glaciation (Bergman, 2005; Reijmer et al., 2002).

3. Dataset and methods

This study has been conducted on a dataset collected during the Carambar cruise—Leg 2 (Nov. 2010) with the *R/V Le Suroît* (Mulder et al., 2012a,b). Bathymetric data of the LBB slope were acquired using a Kongsberg EM302 multibeam echosounder, processed using CARIBES software (©Ifremer), and analysed using ArcGIS software (©Esri). The spatial resolution of the resulting bathymetrical map is 20 m × 20 m and has a vertical resolution of 1 m.

In total, 600 km of very high-resolution (VHR) seismic profiles (vertical resolution lesser than 0.5 m) were acquired across the large slide using a sub-bottom profiler (Chirp mode). Two profiles (lines 225 and 233, Figs. 3 and 5) were calibrated for the sediments covering the last 375 kyr, using the MD992202 core (26 m long) collected during the Interpole cruise on the *R/V Marion Dufresne* (Lantzsich et al., 2007; Figs. 2 and 3).

High resolution (HR) 2D seismic data, 115 km in total, with a vertical resolution of about 3 m, were interpreted using the classical seismic stratigraphy analysis. The vertical depth scale can be approximated using an average velocity of 1700 m·s⁻¹ for the periplatform sediments (Harwood and Towers, 1988; Mullins et al., 1980; Sheridan et al., 1966). Hence, 60 ms *twt* corresponds to approximately 100 m. Three ODP wells (630A, 628A and 627B, leg-101, Austin et al., 1986; Fig. 2) were used to calibrate the HR 2D seismic data from the early Eocene–late Paleocene hiatus up to the sea bottom.

This dataset allows a detailed characterisation of variations in sediment patterns at different time and space scales. Bathymetrical analysis and interpretation of the VHR seismic lines help to understand the modern morphologies and the associated sedimentary processes in the western part of the LBB slope. Analysis of the HR 2D seismic lines allows investigating the ancient subsurface architectures.

4. Results

4.1. Surface morphology

4.1.1. General morphological characteristics of the seafloor

The large circular escarpment occurs in the northwestern part of the study area, 10 km away from the top of the platform (Fig. 2). This feature is located on the upper slope between 275 m and 460 m water depths and is 12 km wide (Fig. 3). It shows an overall semicircular shape, and a total length of 44 km. Its eastern part has a linear shape

with a sinuosity of 1.26, whereas its western part presents a meandering shape with a sinuosity of 1.82 (Fig. 3). Five profiles reveal that the structure has an almost vertical external edge (from 40 to 70 m high), which is higher and steeper than the internal edge, as displayed by asymmetrical U-shaped transverse profiles (Fig. 3; profiles 1 to 5).

Inside the wide scar, the slope ranges from 1° to 0.6° after an intra-slope break situated at 360 m water depth (Fig. 3; profile 6). Within the structure, towards the meandering part, two smaller scale slide scars, 1 to 2 km wide, occur suggesting several secondary collapses of the internal edge (Figs. 3 and 4). The corresponding VHR seismic line 242 displays small-scale slide scars and their resulting deposits that occur both inside the scar and at the toe of the internal edge (Fig. 4). Similarly, the transverse bathymetrical profile 3 shows an isolated topographic high on the internal edge that probably results from small sediment failures (Fig. 3). The composite line 243–244 displays several slide scars and their associated displaced sediments against an isolated topographic high (Fig. 4).

All these seafloor features show that a contrast exists between the sediments inside the wide circular scar and those of the steep external edge. Despite the significant vertical character of the latter, evidence of recent collapse events is only present on the gentle internal edge.

4.1.2. VHR seismic features and lithology

VHR seismic lines 225 and 233 display two seismic units that are characterised by very distinct echo facies (Fig. 5). (1) Unit 1, visible at the base of the profiles, is bounded at its top by a major unconformity and is overlapped by Unit 2. Unit 1 is transparent with some discontinuous reflections and overlapping hyperboles (lines 225 and 233, Fig. 5). Unit 1 cuts to the seafloor and forms the steep edge of the scar (on line 233, Fig. 5), as seen on the bathymetrical map (localisation on line 233, Fig. 3). (2) Unit 2 is characterised by continuous layered reflections (echo-facies I.B. of Damuth, 1980; Mullins et al., 1979) and can be subdivided into sub-units 2a and 2b, which are separated by an erosional surface (Fig. 5). VHR seismic lines 225 and 233 are calibrated with a core that was taken 25 m away from line 225 (Fig. 5; Lantzsich et al., 2007). The sediments consist of periplatform ooze and coarser intervals with cemented debris. Latter intervals contain massive, poorly sorted, mud-supported or clast-supported deposits with increased high-Mg-calcite content (Lantzsich et al., 2007). The intervals of cemented debris seem to correspond to very high amplitude reflections on the VHR seismic data (Fig. 5). Lantzsich et al. (2007) identified 11 marine isotope stages (375,000 years) in the core that penetrates Unit 2a and part of Unit 2b.

4.1.3. Fluid circulation evidences

Unit 2a exhibits irregular undulating reflections, interpreted as reflecting deformed deposits which are visible not only in the subsurface (lines 225 and 233, Fig. 5) but also on the surface, at the end of the eastern branch of the circular escarpment (line 253b, Fig. 6). The top of Unit 1 shows a complex shape and notably forms a paleotopography that seems to be in continuity with the isolated topography observed on the seafloor (profile 5, Figs. 3 and 6). Deformed deposits are often associated with circular depressions on the seafloor, in front of the wide incision between 450 m and 570 m water depths (Fig. 3). These structures are interpreted as pockmarks (Figs. 7 and 8) and have an average diameter of 180 m (average surface of 42,000 m²) and an average depth of 11 m and occur associated with topographic highs interpreted as cold-water coral mounds (Fig. 7). On the VHR seismic line 239, pockmarks are characterised by a V-shaped depression beginning on top of Unit 1 and cutting through Unit 2 (Fig. 7).

The map of the vertical edge shows that it continues deeply down-slope of the eastern branch. However, it is partially covered by recent sediments (Fig. 8). The map further shows the spatial distribution and relationships between the deformed deposits and the pockmarks situated in front of the wide slide.

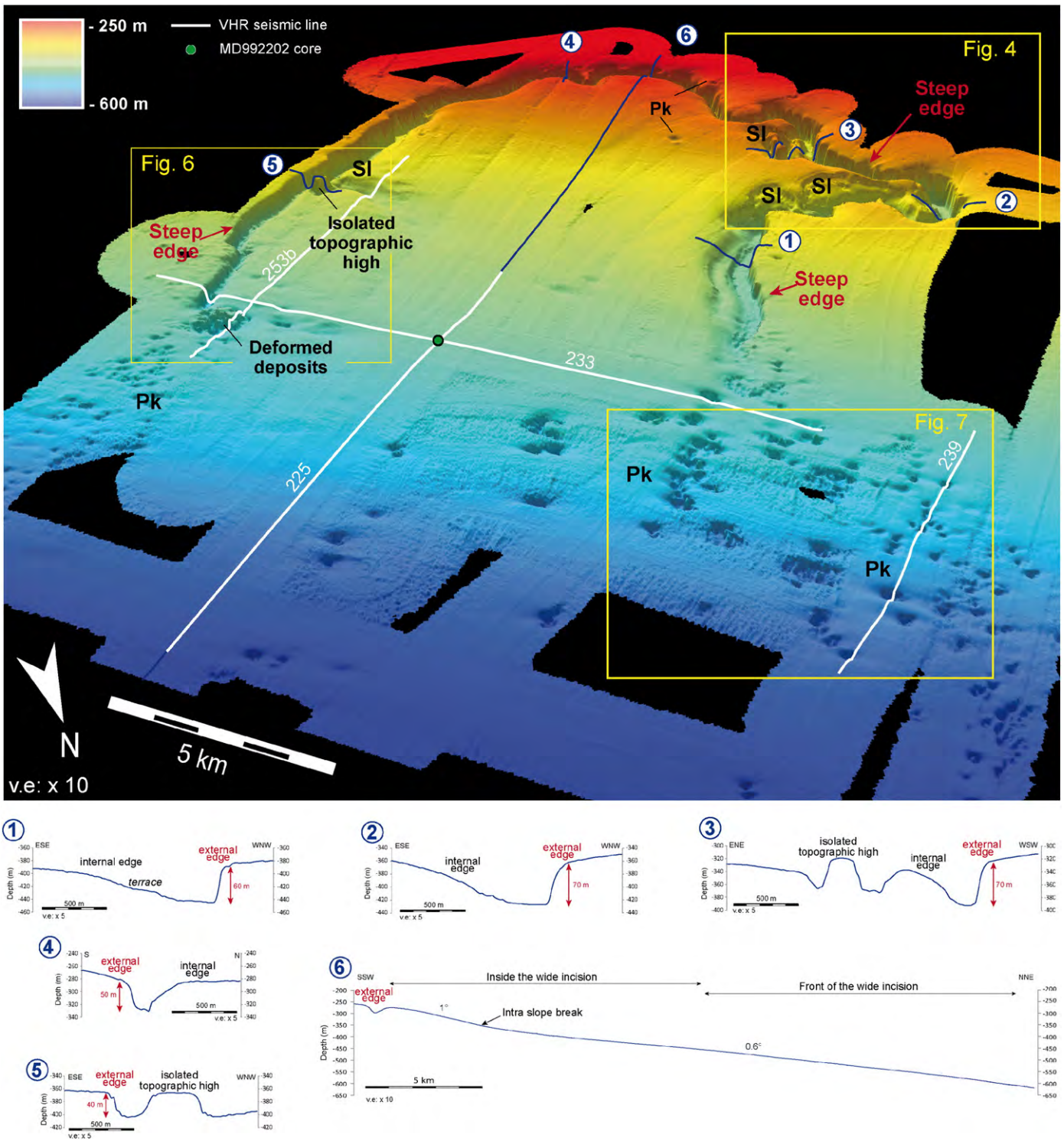


Fig. 3. 3D bathymetrical map focusing on the wide incision and showing the location of bathymetrical sections (noted from 1 to 6) and VHR seismic lines. The wide escarpment, located between 275 m and 460 m water depths, presents a semicircular shape composed of an isolated meandering shape on the western part. The bathymetrical profiles typically have an asymmetrical U-shape, with an almost vertical external edge, from 40 to 70 m high. Several small-scale slides (SI) are visible inside the wide scar and several pockmarks (Pk) are present in front of the scar. Detailed views of these elements are proposed in Figs. 4, 6 and 7, the locations of which are indicated on this 3D view.

4.2. Subsurface analysis

4.2.1. Stratigraphic seismic units

Using a classical seismic stratigraphy approach, seven units have been identified on the HR seismic lines (Fig. 9) within the interval comprised between the early Eocene–late Paleocene hiatus (top Unit E of Austin et al., 1986; Fig. 10) and the present day sea bottom. Unit A is

equivalent of Unit D of Austin et al. (1986) the top of which is a regional erosion surface interpreted as a late Oligocene–middle Miocene hiatus (Austin et al., 1986; Sheridan et al., 1983). Units B to G could not be correlated with the seismic units of Austin et al. (1986) and hence could not be calibrated with the ODP wells positioned along the northern slope of LBB. Therefore, ages of the boundaries of units B to G illustrated on the Fig. 10 may have some uncertainties.

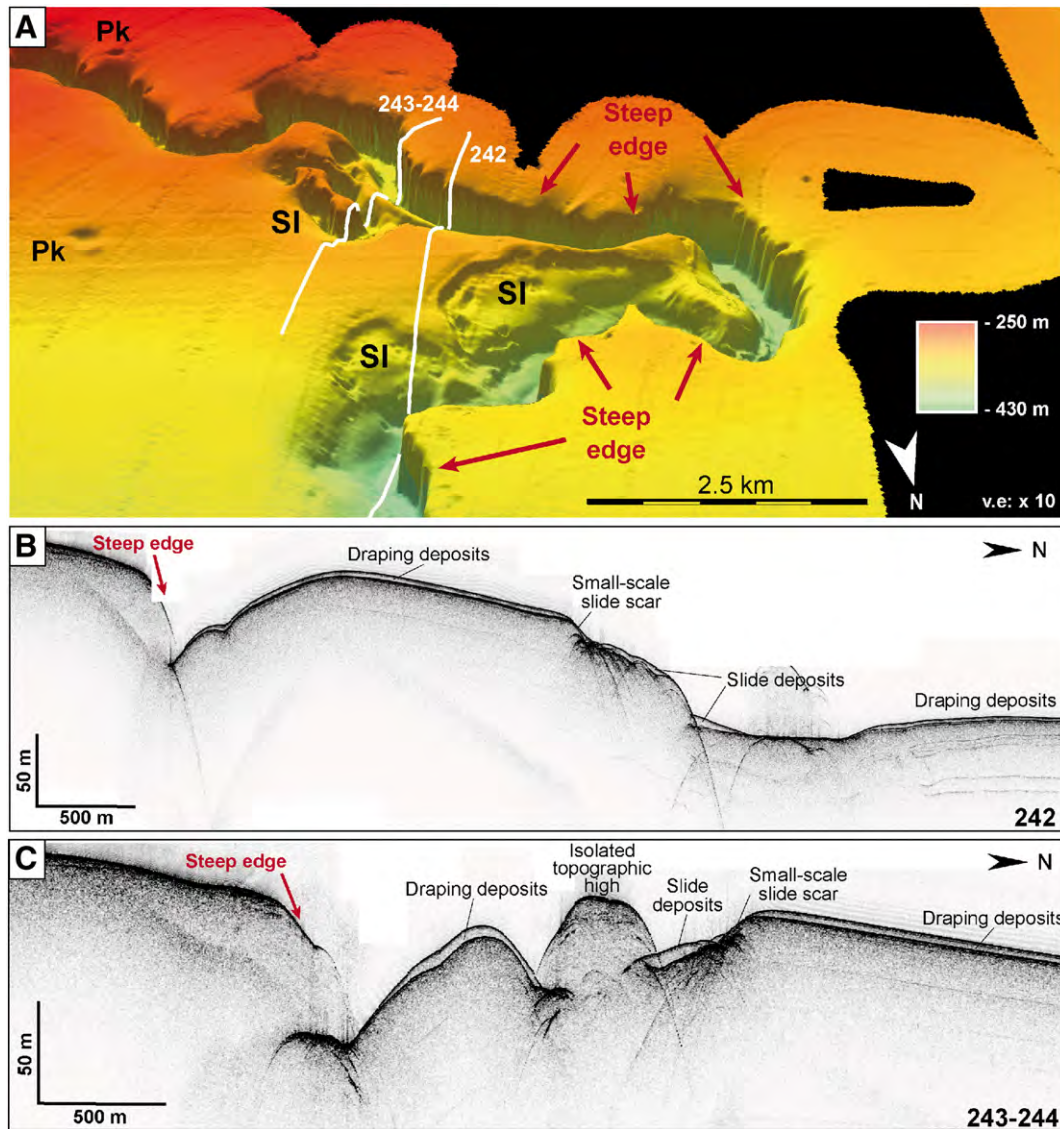


Fig. 4. Close-up on the 3D bathymetrical map showing the small-scale slides affecting the internal edge of the breakout area (A) and on VHR seismic line 242 (B) and composite lines 243–244 (C). These slides are 1 to 2 km wide and are associated with slide deposits inside the scar and at the toe of the internal edge.

Seismic units B to D form an aggrading and prograding depositional sequence towards the north (line 77, Fig. 11). Boundaries of these units are defined by onlap and downlap terminations of seismic reflections and delimit several sigmoidal clinoforms. The top of Unit D is characterised by an erosional surface after an offlap break and is filled by a slide mass showing continuous, low amplitude wavy reflections. Seismic facies of Units B to D are mainly characterised by an alternation of very continuous and discontinuous reflections with a low to high amplitude, and could be interpreted as periplatform ooze accumulations and gravity flow deposits, respectively. Unit E thickens towards the SE. It contains continuous to discontinuous reflections downlapping onto Unit D (Figs. 11 and 12). The key feature to understand the large circular geometry of the seafloor lies within Unit F. It consists of three seismic facies related to three distinct depositional environments and/or architectural elements: the plastered drift, Mass Transport Deposits (MTDs) and upper slope deposits (Figs. 11 to 13). Finally, Unit G overlaps Unit F and fills the circular depression (Figs. 11 and 12). These two last seismic units show complex geometries that result from a series of sedimentary processes, described in the following section.

4.2.2. Unit F – plastered drift

Unit F is aggrading and characterised in its lower part, 550 to 800 m below the present-day sea level, by continuous parallel reflections, which onlap Unit E and downlap onto the bottom set of Unit D (Figs. 11A, B, 12B and C). The configuration of reflection terminations indicates both down and upslope migrations, which are characteristic of plastered drifts (Faugères et al., 1999). The top of Unit F is characterised by a major erosional surface (Figs. 11, 12C and 14). This surface is associated with common cold-water coral mounds in the distal part of the slope (Fig. 14) that seem to use this irregular surface as a substratum (Correa et al., 2012). After the offlap break of Unit F, the erosional surface is associated downslope with slide sediments affected by normal faults and small thrusts in front of sigmoidal clinoforms (Figs. 11A and 14).

4.2.3. Unit F – Mass Transport Deposits (MTDs)

In the middle part of Unit F (around 500 m below the present-day sea level), the seismic facies with continuous parallel reflections abruptly passes over into a chaotic seismic facies. This facies change is marked by a vertical limit of 60 ms (twt) high, underlining a truncation of

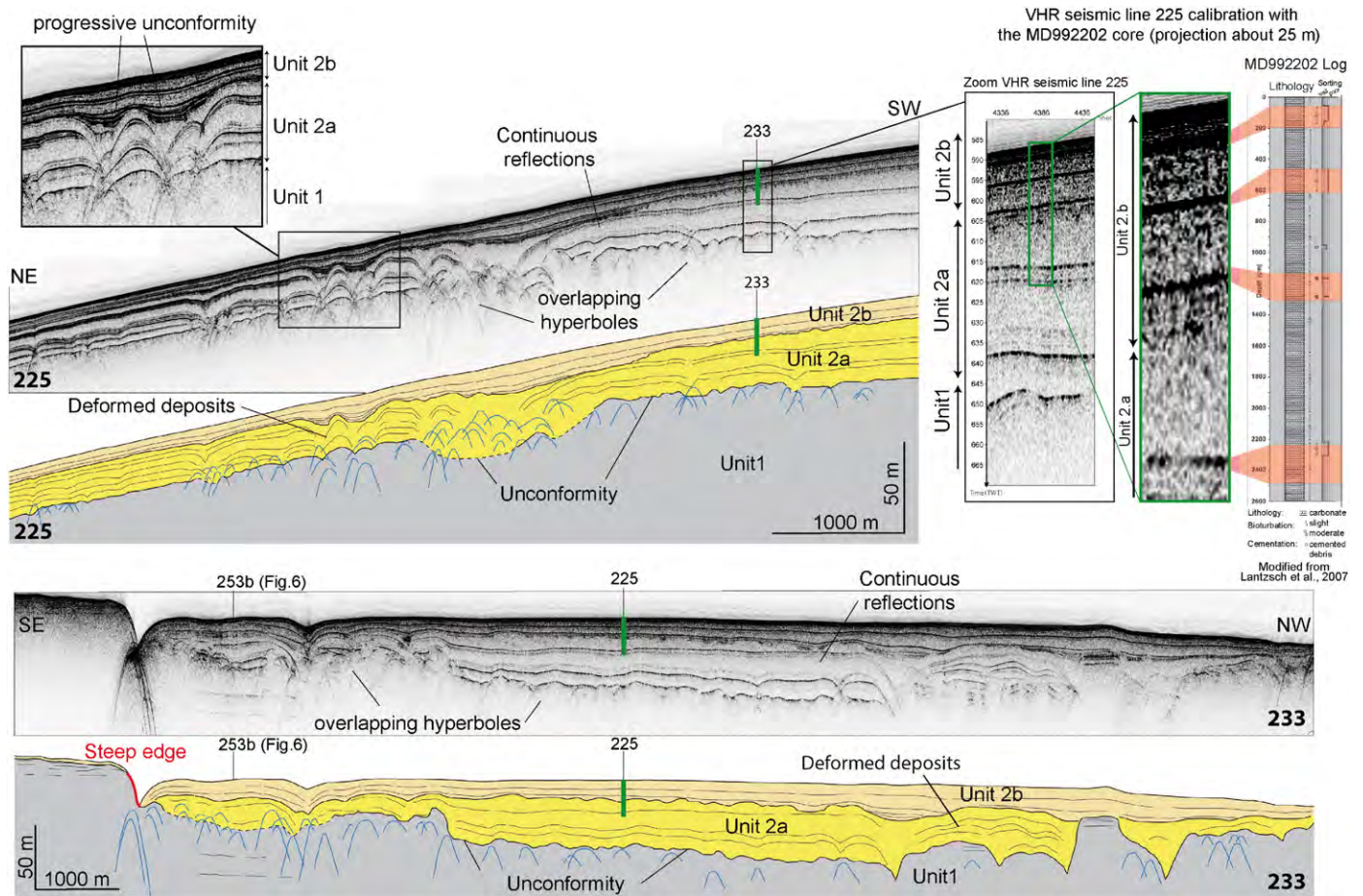


Fig. 5. VHR seismic lines 225 and 233 (see in Fig. 3 for location) calibrated with the MD992202 core (Lantzsch et al., 2007), showing two major units (see text for details). The top of Unit 1 is an unconformity surface associated with several overlapping hyperboles. Unit 2 is characterised by continuous bedded reflections, corresponding to the alternation between periplatform ooze and cemented debris intervals. Four cemented intervals (see MD992202 log) have been identified as the very high amplitude reflections seen on the VHR seismic line.

reflection terminations (line 77, Fig. 11B and line 80, Fig. 12B). The thickness of this chaotic seismic facies decreases upslope forming a wedge onlapping Unit E (line 77, Fig. 11 and line 79, Fig. 12A). The thickness and deformation of the chaotic mass is more important against the vertical limit (between 450 and 500 m below the present-day sea level), which is likely to indicate that the chaotic mass is compressed against this surface.

Based on the disorganised and discontinuous character of the seismic facies compressed on the vertical limit, the chaotic mass is interpreted as Mass Transport Deposits (MTDs) (Weimer, 1989). Given their overall geometry, these MTDs are considered as frontally confined (*sensu* Frey-Martínez et al., 2006) inside Unit F. The vertical limit between the two facies can reach a height of up to 140 ms (*twt*), and represents the frontal and lateral edges of the slide (line 77, Fig. 11B and line 81, Fig. 12B), whereas the thickest part of the MTDs corresponds to the compressional frontal part.

4.2.4. Unit F – upper slope deposits

Outside the wide incision the upper part of Unit F (between 250 m and 400 m below the present-day sea level) shows a seismic facies characterised by discontinuous reflections of low amplitude, with downlap terminations and small-mounded reflections (Figs. 11C, 12A and 13). This seismic facies is interpreted to represent upper slope deposits, composed of sediment transferred from the platform, whilst the small mounded reflections are interpreted as blocks/boulders detached from the platform margin or the uppermost slope (Rankey and Doolittle, 2012). Another evidence for the detached block interpretation is the concave shape of the platform margin, upslope of the large slide

(Figs. 2 and 9), the so-called ‘scalped margin’ of Mullins and Hine (1989) that generates isolated blocks or mega-breccias because of this type of platform erosion.

A progressive interfingering between the upper slope facies and the plastered drift facies is shown in line 80 (Fig. 13). This illustrates the complex contact between the drift deposits and the upper slope deposits.

4.2.5. Unit G – filling unit

HR seismic Unit G corresponds to VHR seismic Unit 2 (Fig. 10). Unit G is aggrading, thickens upslope and is characterised by high amplitude, very continuous reflections, downlapping onto Units F and E (Figs. 11 to 14). The comparison with the stratigraphy of Lantzsch et al. (2007; Fig. 5) suggests that it consists of fine-grained sediment; most likely periplatform ooze deposits.

The upper part of the wide depression (between 300 m and 360 m below present-day sea level), near the circular scarp, shows two types of channelised geometries (lines 77 and 79, Figs. 11C and 12A). (1) The first type is located against the escarpment and the channel appears to be associated with lateral overspill deposits (line 77, Fig. 11C). The wedge-shaped geometry of this feature shows large similarities with a levee complex. These geometries also induce an intra-slope break on the seafloor at 360 m water depth, marked by a change in slope gradient from 1° to 0.6° (profile 6, Fig. 3). (2) The second type of channel, located near the meandering part of the slide scar, displays aggrading geometries (line 79, Fig. 12A). These channelised geometries are likely to be small-scale slides imaged in a strike section or, alternatively, buried pockmarks (line 79, Fig. 12A). Under the meandering

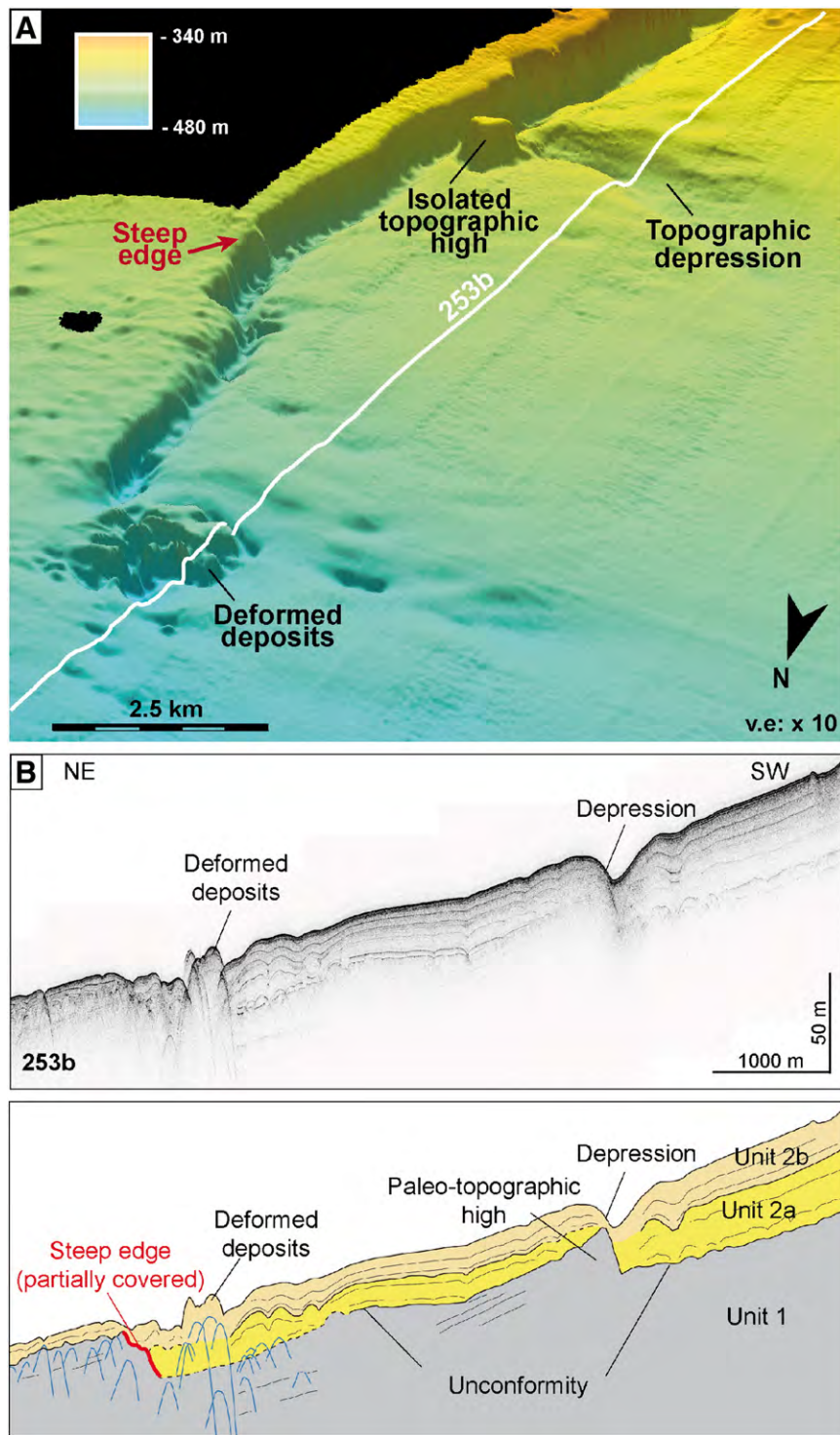


Fig. 6. Detailed view of the deformed deposits situated against the partially covered steep edge of the incision, observed on the 3D bathymetrical map (A) and on VHR seismic line 253b (B). The unconformity surface, characterising the top of Unit 1, shows a paleo-topographic high that seems to be the continuation of the isolated topographic high observed on the seafloor.

part, erosion surfaces affected Unit C and D. These erosion surfaces have an extension of about 4 km and mark the unstable character of sediment deposited prior to the MTC formation (line 79, Fig. 12A).

Finally, Unit G is affected by several normal faults observed along the entire slope with a small offset (less than 10 ms *twt*) and associated with wavy reflections (line 77, Fig. 11 and line 79, Fig. 12A).

The HR seismic analysis allowed identifying and reconstituting the complex architectures of the different stratigraphic units (Fig. 14). The next section proposes to reconstitute the wide slide origin and its evolution.

5. Discussion

5.1. Re-evaluation of the 'LBB Drift' (*sensu Mullins et al., 1980*)

The 'LBB Drift' has been defined by Mullins et al. (1980) on their line 3', located in the westernmost part of the study area (Fig. 9). These authors dated the unconformable base of the 'LBB Drift' to the middle Miocene based on correlation with the JOIDES drill holes on the Blake Plateau (Schlee et al., 1979). The large contourite body described by Mullins et al. (1980) spatially and temporally corresponds to the

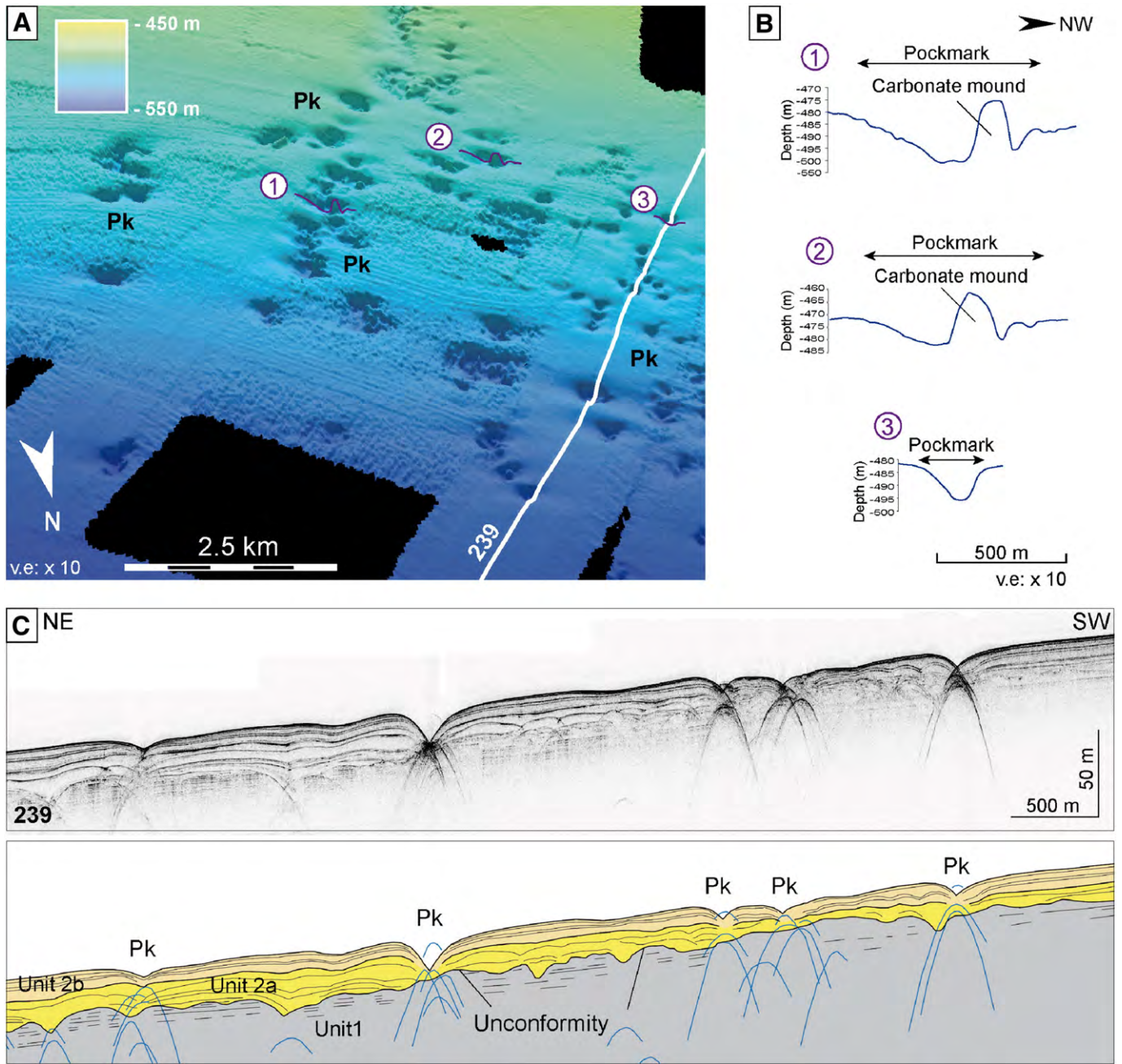


Fig. 7. Detailed view of the pockmarks (Pk) located in front of the wide incision, between 450 m and 570 m water depths, from the 3D bathymetrical map (A), transverse profiles (B, numbered from 1 to 3) and VHR seismic line 239 (C). These pockmarks have an average depth of 11 m and can be associated with isolated topographic highs, interpreted as cold-water coral mounds (A and B). Pockmarks present a V-shape and are located above overlapping hyperboles (C).

northern slope of LBB illustrated on line 77, which shows seismic Units B to G. Mullins and Neumann (1979) defined the sedimentation patterns in the western part of the northern slope of LBB as an 'extensional growth slope' which comprises sedimentary units built by the lateral transport driven by bottom currents (Florida Current and Antilles Current) as well as off-bank transport from the platform. Units B to D seem to be dominated by platform-derived downslope sedimentation, showing an alternation of periplatform ooze and gravity flow deposits, whereas Unit F displays very continuous reflections with both upslope and downslope migrations. Therefore, based on these characteristics, Unit F is the only unit within this extensional growth slope (i.e. 'LBB Drift' of Mullins et al., 1980) that is arguably built by contour currents, and would agree with a plastered drift (sensu Faugères et al., 1999). This new definition, thanks to the new HR-multichannel seismic, allows

clarifying the sedimentary dynamics of the LBB extensional growth slope ('LBB Drift' sensu Mullins et al., 1980), which is not only controlled by bottom currents. Consequently, we refer to Unit F as a 'plastered drift' unit throughout the discussion.

5.2. Slide initiation and evolution

A four step-model of the slide formation and evolution is proposed (Fig. 15). (1) The first step corresponds to contour current sedimentation alternating, in the upslope part, with input of sediments derived from the platform. (2) The second step is the formation of the scarp and associated MTDs. Their origin appears complex and can result from several combined processes. (3) The third step is the infill of the depression. At this stage, the deposits are still affected by the motion

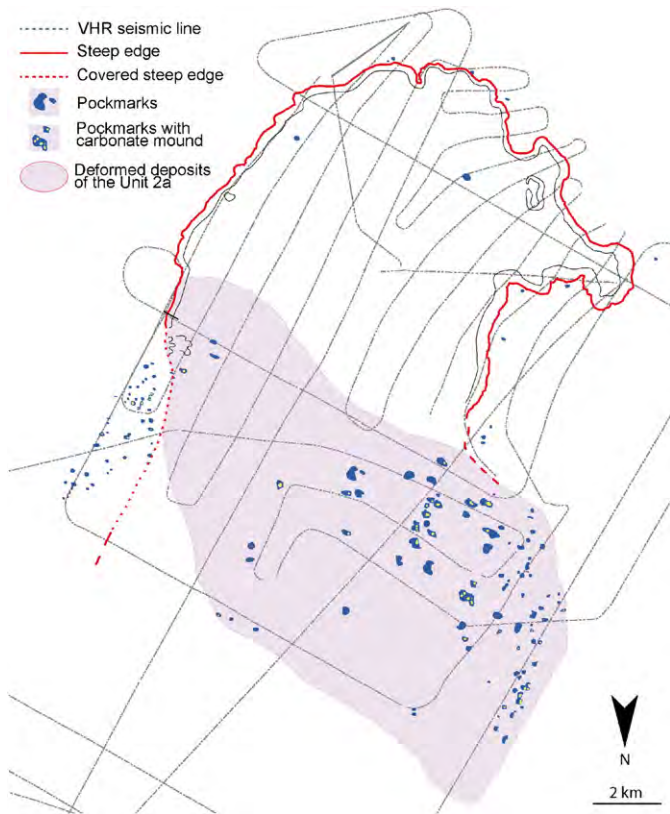


Fig. 8. Map of the semicircular steep edge and spatial distribution of the deformed deposits of Unit 2a as well as the pockmarks in the front of the wide scarp.

of the underlying MTDs. Fluid escapes, originating from the underlying MTDs' compressive area, deform the infilling sediments and form pockmarks. (4) Finally, the fourth step corresponds to the morphology seen

on the present-day seafloor, which shows an evolution of sediment infill and the formation of small-scale slope failures.

5.2.1. Step 1: initial plastered drift geometry and transitional contact with upper slope sediments

Before its destabilisation, Unit F overlapped the top of Unit E. The top of Unit E corresponds to the unconformity situated roughly within the Pliocene interval (Figs. 10 to 14).

Unit F shows both upslope and downslope migrations and corresponds to a plastered drift (*sensu* Faugères et al., 1999). The HR seismic interpretation shows the lateral and frontal drift terminations at about 800 m below the present-day sea level (Fig. 14). The contact between the plastered drift and the upper slope deposits seems to be complex as shown in line 80 (Fig. 13). The transitional contact may be induced by the interaction between contour current sedimentation and sediment supply from the platform (step 1, Fig. 15). These variations can be the result of the fluctuating intensity of contour currents, of variable carbonate sediment productivity on the platform or variations in sediment transport from the platform.

5.2.2. Step 2: origin of the escarpment and the MTDs

The escarpment formed as a result of large-scale slope instability (step 2, Fig. 15) and locally shows the meandering character of the head scarp and the spatial distribution of the associated MTDs. These MTDs are frontally confined inside the plastered drift and are delimited by both frontal and lateral edges (Figs. 11 to 15). To explain the MTC geometries two hypotheses are proposed.

- (1) The first hypothesis implies the extensive slide that affected the upper part of Unit F (step 2 – hypothesis 1, Fig. 15). In this scenario, the semicircular escarpment is the head scarp of the MTC and the chaotic facies would represent slide deposits. The sinuous shape of the head scarp would suggest that the slide represents a succession of several mass-failure events, and the main head scarp would be the result of coalescing small failure scars. The curious meander present in the western part of the wide

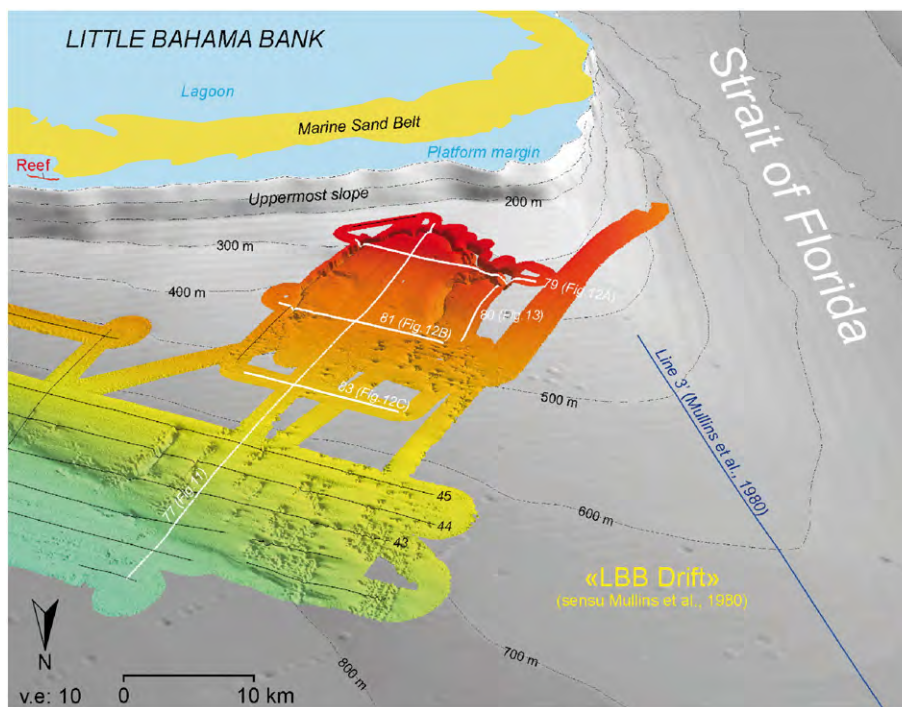


Fig. 9. Location of the HR seismic lines on the 3D bathymetrical map of the study area superposed on a regional bathymetrical reconstitution. The LBB Drift has been previously identified by Mullins et al. (1980) on their line 3', located along the drift growth axis.

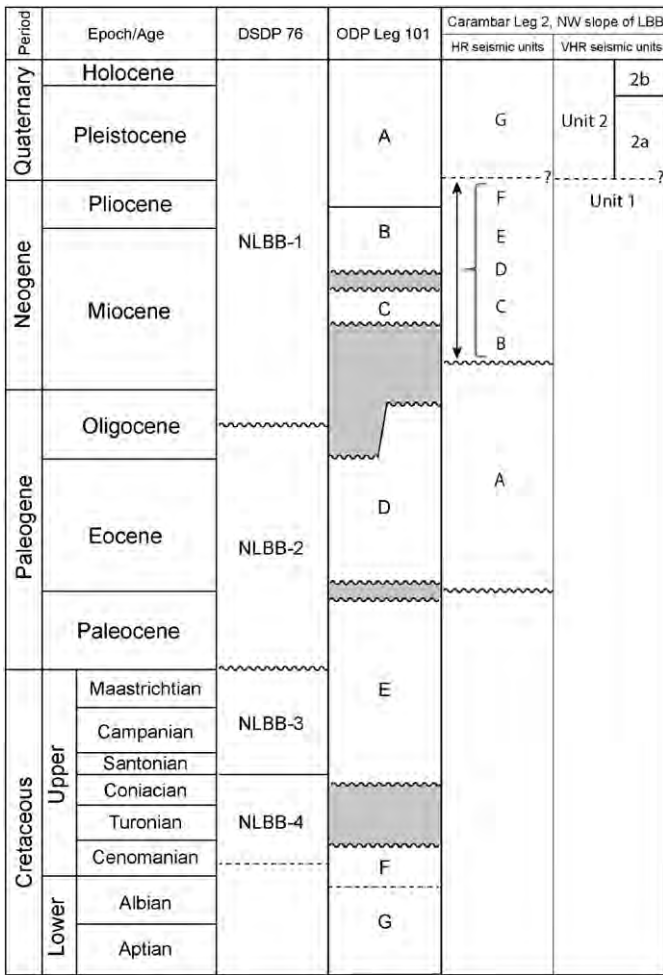


Fig. 10. Relationships between the seismic units of the northwest corner of LBB slope (defined in this study), the NLBB depositional sequences of DSDP leg 76 (Van Buren and Mullins in Sheridan et al., 1983) and the seismic sequences of ODP leg 101 (Austin et al., 1986). Wavy lines represent unconformities, grey intervals represent stratigraphic hiatus and dashed lines represent uncertain boundaries.

incision likely resulted from a local instability merging with the large slide. In the meandering part, the local erosional surfaces affected Units C and D before the onset of the MTC. These observations attest to an unstable character of this part of the MTC. Contradicting the first hypothesis as main mechanism forming the slide are the small amount of slide sediments compared to the height of the head scarp and the space created (Figs. 11 and 14).

- (2) The second hypothesis considers the MTC as originating from the combined action of bottom currents and gravity processes. In this case, the escarpment could result from bottom current activity along the slope, simultaneously with or succeeding the wide slide formation (step 2 – hypothesis 2, Fig. 15). Such currents would induce major erosion along the head scarp and would cause a potential reworking of MTDs (step 2 – hypothesis 2, Fig. 15). In addition, the top of Unit F is consistently affected by a major erosional surface in the distal part of the plastered drift (Fig. 14). This observation is thought to be additional evidence to support the hypothesis of a period with significant erosion by bottom currents during the Pliocene (approximately).

In the Strait of Florida, an intensification of the Florida current was evidenced by a shift of the Santaren Drift (Fig. 1) towards the GBB slope (Bergman, 2005). Bergman (2005) identified the onset of the contourite drift shift at about 3.6 Ma and Reijmer et al. (2002)

distinguished two erosional horizons dated at 4.6 and 3.3–3.6 Ma. These observations have been interpreted to result from the definitive closure of the Isthmus of Panama at 3.5 Ma (Coates et al., 1992; Eberli et al., 1997; Reijmer et al., 2002) in combination with enhanced sea-level fluctuations associated with the Late Pliocene main intensification in Northern Hemisphere Glaciation (Haug and Tiedemann, 1998). However, the study area is not located directly in the Florida Current pathway but within those of the Antilles Current. Therefore, the observations made along the Strait of Florida by previous studies (Anselmetti et al., 2000; Bergman, 2005; Betzler et al., 1999; Reijmer et al., 2002) can not directly be extrapolated to the northern slope of LBB.

The origin of the semicircular escarpment and the MTDs is therefore highly contentious. It can be the result of gravity sliding and/or bottom current erosion. These two processes may have occurred simultaneously or may have alternated. However it remains difficult to confidently identify the role played by each process in shaping the encountered morphological features.

5.2.3. Step 3: filling depressions

The downlap configuration of Unit G on Units F and E indicates that deposition of Unit G occurred after MTC formation whilst the Unit G sediments fill up the large depression (Figs. 11C, 12 and 14). The channelised geometries present close to the escarpment are associated with lateral overspill deposits and suggest that bottom currents eroded the escarpment and deposited sediment along the slope (Figs. 11C, 12A and step 3, Fig. 15). These currents can have different origins (blue arrows in the step 3, Fig. 15). They either may relate to the activity of the Antilles Current or could be seasonal and local hyperpycnal waters plunging downslope, the density cascading process described by Wilson and Roberts (1992, 1995) or waters associated with the Gulf Stream Ring (Richardson, 1983; Richardson et al., 1978).

In addition, deformed deposits and pockmarks are present within Unit G (step 3, Fig. 15). Their spatial distribution reveals a clear relationship between deformed deposits and the pockmarks situated in front of the head scarp above the compressional area of the MTC (Fig. 8). The fluid circulation at the origin of pockmarks can be induced by compression of sediment against the frontal edge of the MTC resulting in the expulsion of their interstitial waters, forming pockmarks during its upward motion. Hence, the deformed deposits associated with the pockmarks could be formed by this fluid expulsion process. Alternatively, it can be induced by creeping processes linked to the motion of the MTDs (Figs. 5 to 8 and 14).

5.2.4. Step 4: small-scale failures of the filling unit

The last step (step 4, Fig. 15) represents the present-day modern sedimentation processes as shown by the seafloor morphology (Fig. 3). This final step corresponds to Unit 2b, identified on the VHR seismic lines (Figs. 5 to 7) and is dated to Holocene and Late Pleistocene (Lantzsch et al., 2007, Fig. 5). The sediments infilling the depressions seem to have a very unstable nature. The upper part of the sediment infill is affected by several small failures (1 km to 2 km wide) which give the wide slide a complex geometry (Figs. 3 and 4). Moreover, this unstable character is also expressed by several normal faults, affecting Unit G along the whole slope (line 77, Fig. 11A and C, line 79, Fig. 12A).

5.3. The sedimentary dynamic of the LBB northwest corner slope

The discontinuous Holocene barrier reefs on the windward northwest open margin of LBB induce a restricted and focused tidal energy that allows the upstream development of oolitic tidal shoals (Rankey and Reeder, 2011; Reeder and Rankey, 2008, 2009). It also focusses the transfer of sediment from the platform onto the slope. In the northwest corner of the LBB margin, where barrier reefs are absent, the unrestricted tidal flow allows the formation of a large marine sand belt (Ball, 1967; Hine, 1977; Rankey and Reeder, 2011; Sparks and Rankey, 2013)

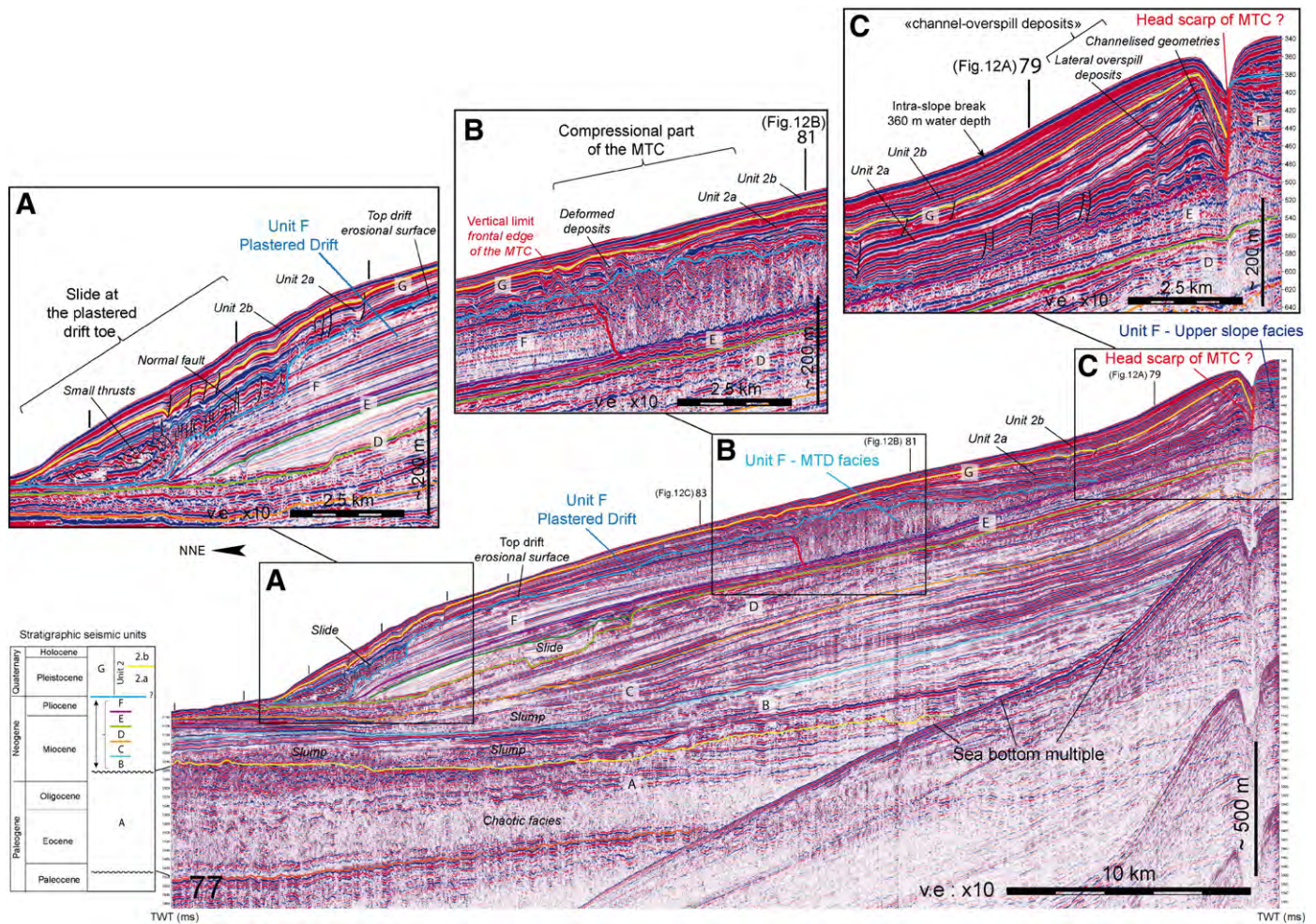


Fig. 11. Seismic features of the frontally confined Mass Transport Complex (MTC) occurring within the plastered drift (HR seismic dip line 77; see location in Fig. 9). Seven seismic stratigraphic units (numbered from A to G) have been identified on line 77. Seismic Unit F is mainly composed of plastered drift that onlap the unconformity surface (top E) and downlap onto the lower slope. Zoom A shows evidence of destabilisations at the toe of the drift, with small thrusts and normal faults. The upper part of Unit F is marked by a chaotic facies, interpreted as reflecting Mass Transport Deposits (MTDs). Zoom B illustrates the frontal edge and the confined character of MTC within the plastered drift. The potential head scarp of MTC is the upslope escarpment (zoom C), underlined by the red line, that forms a circular scarp on the seafloor. Finally, Unit G partially fills the landslide depressions. Within this unit, both channelised geometries and lateral overspill deposits (zoom C) suggest the implication of bottom currents during the filling.

(Figs. 2 and 9). This margin morphology combined with the westward oriented winds induced an increase of the off-bank transport, observed along the leeward open margin of the LBB western corner (Hine and Neumann, 1977; Hine et al., 1981a). Along the slope, the off-bank sediments are remobilised by the Florida and Antilles currents, which leads to accretion of this part of the slope (Hine et al., 1981a,b). Consequently the western corner of the LBB slope can be considered to result from the interplay between (1) off-bank transport (2) and bottom current sedimentation, these two processes being controlled by climate-driven eustatic sea-level changes and global tectonics. This sedimentary framework controls the overall development of the wide slide and downslope destabilisations (3), along the northern slope of LBB (Fig. 16).

- (1) The off-bank transport is apparently controlled by seasonal and global climatic–eustatic fluctuations. Some authors identified an off-bank sediment transport during storms and not during normal tidal-current fluctuations (Hine et al., 1981a). Others stated that off-bank sand transport by normal tidal currents and wave action is minor, but their conditions are sufficient to allow the export of carbonate platform mud to the slope (Pilska et al., 1989). In addition, Wilson and Roberts (1992, 1995) identified density cascading along the Bahamian bank

- margin. This process is triggered during winter cold front conditions and leads to the acceleration of the off-bank transport of shallow-water mud (Wilson and Roberts, 1992, 1995). Betzler et al. (2014) showed that sedimentation along the GBB slope is controlled by hyperpycnal flows and contour currents which formed a sedimentary body which they called a periplatform drift. On a large temporal scale, the platform-derived sedimentation is controlled by variations in the global eustatic sea level. Droxler and Schlager (1985) and Schlager et al. (1994) showed that the off-bank transport is more important during highstands in sea level, when the shallow-water carbonate platform is flooded and sediment productivity is maximal.
- (2) The bottom current sedimentation is also controlled by climatic–eustatic fluctuations. Temperature and salinity variations modify the intensity of oceanic currents as a response to the associated major change in the thermohaline circulation. However, the North Atlantic oceanic circulation is also influenced by the geodynamic context e.g., final closure of the Isthmus of Panama at 3.5 Ma (Coates et al., 1992) which induced an intensification of the deep ocean circulation (Haug and Tiedemann, 1998; Haug et al., 2001).
- (3) Several mechanisms can initiate submarine landslides, such as earthquakes, diapirism, large storms, high sedimentation rates

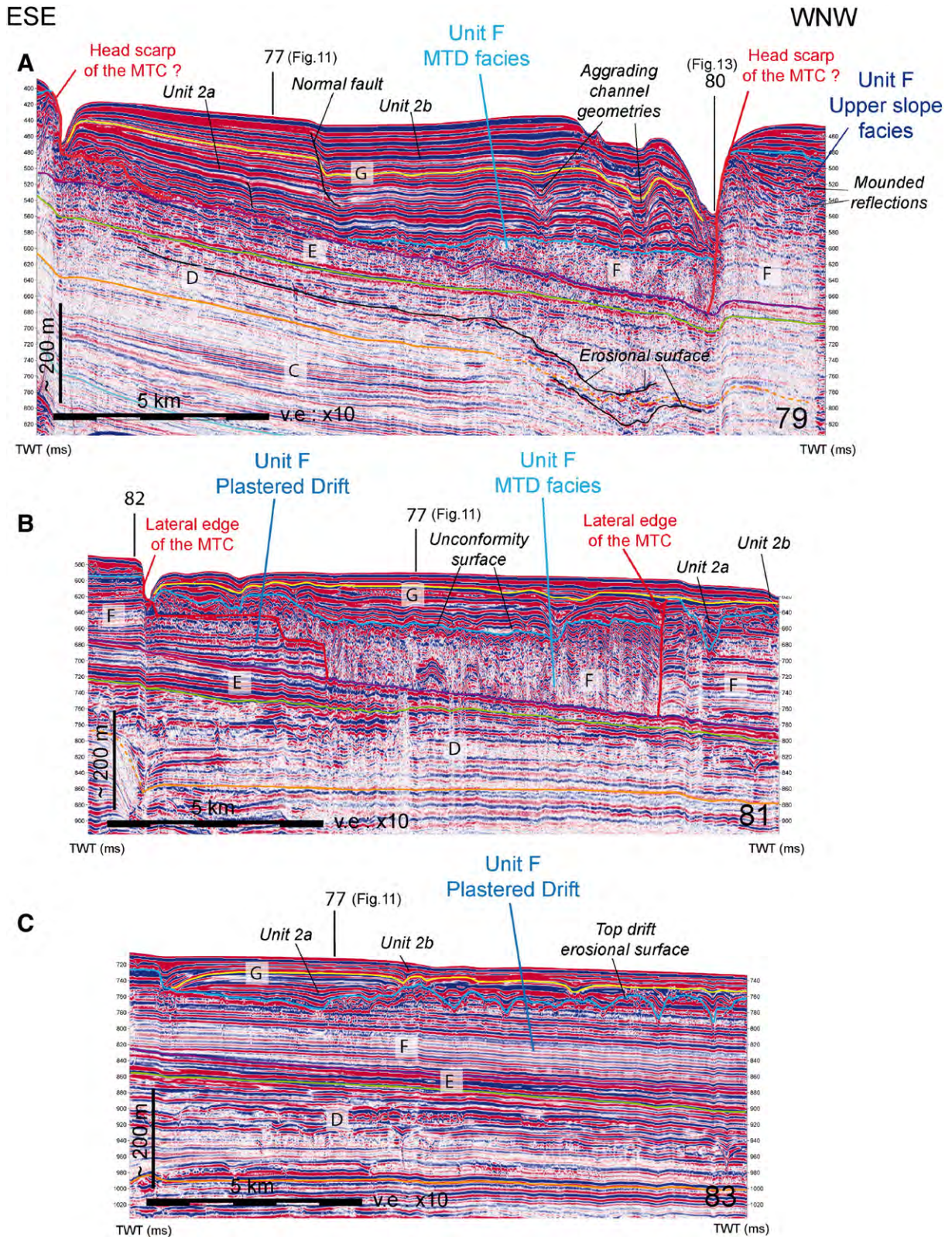


Fig. 12. Seismic illustration of the lateral confinement of the MTC (HR seismic strike lines 79, 81 and 83; see location in Fig. 9). The lateral edge of this MTC forms a circular vertical edge on the present day seafloor. Within Unit G (line 79), normal faults, small slides and aggrading channel (can be interpreted as ancient buried pockmarks) suggest the unstable nature of this filling unit.

or high internal pore pressures (Frey-Martínez et al., 2011; Hampton et al., 1996; Laberg and Vorren, 2000; Locat and Lee, 2002). In this study high sedimentation rates are proposed to be the dominating factor generating sediment overloading.

However, this mechanism does not have to be the sole condition for slope failure (Frey-Martínez et al., 2011) as the triggering of submarine landslides could be favoured by an intensification of bottom currents or by a seismic activity.

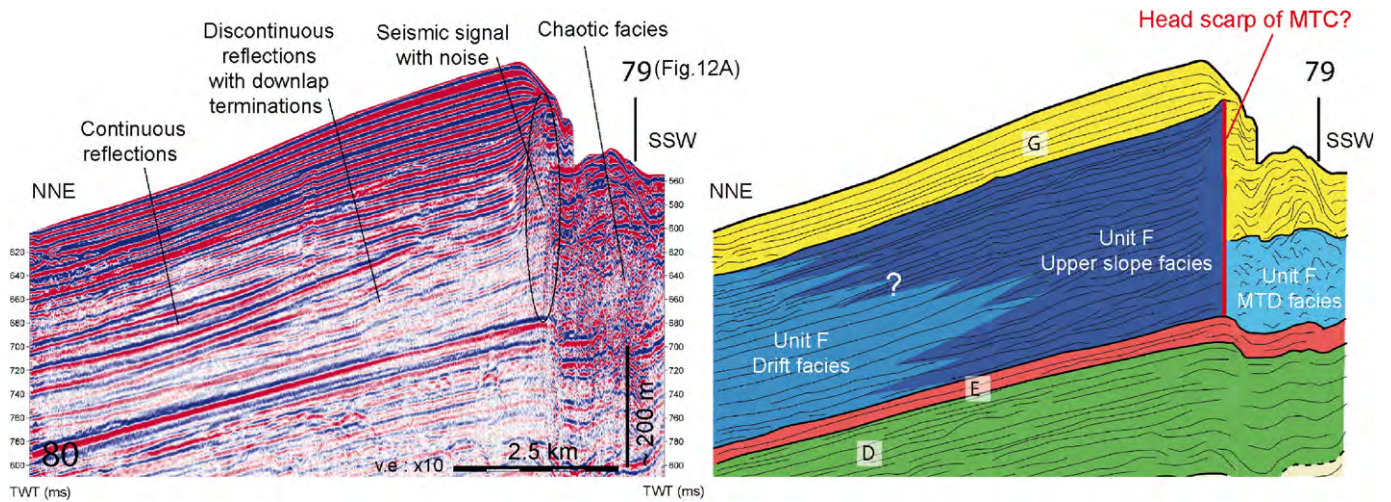


Fig. 13. HR seismic short dip line 80 (located in Fig. 9), illustrating the interplay between the upper slope sediments and the sediment drift with the interfingering of the low-amplitude discontinuous seismic facies with downlap terminations and continuous reflections.

In our study, break out zones of the wide slide have been identified within the upper part of Unit F and its top is marked, in its distal part, by a major erosional surface (Fig. 14). The link between submarine slides and a major erosional surface suggests that the triggering of slides

is due to an increase in bottom current circulation (dated roughly during the Pliocene). The study area is mainly influenced by the SE-NW flowing Antilles Current, which may have induced a lateral shift of sediments on the northern slope of the Bahamas. Chérubin (2014)

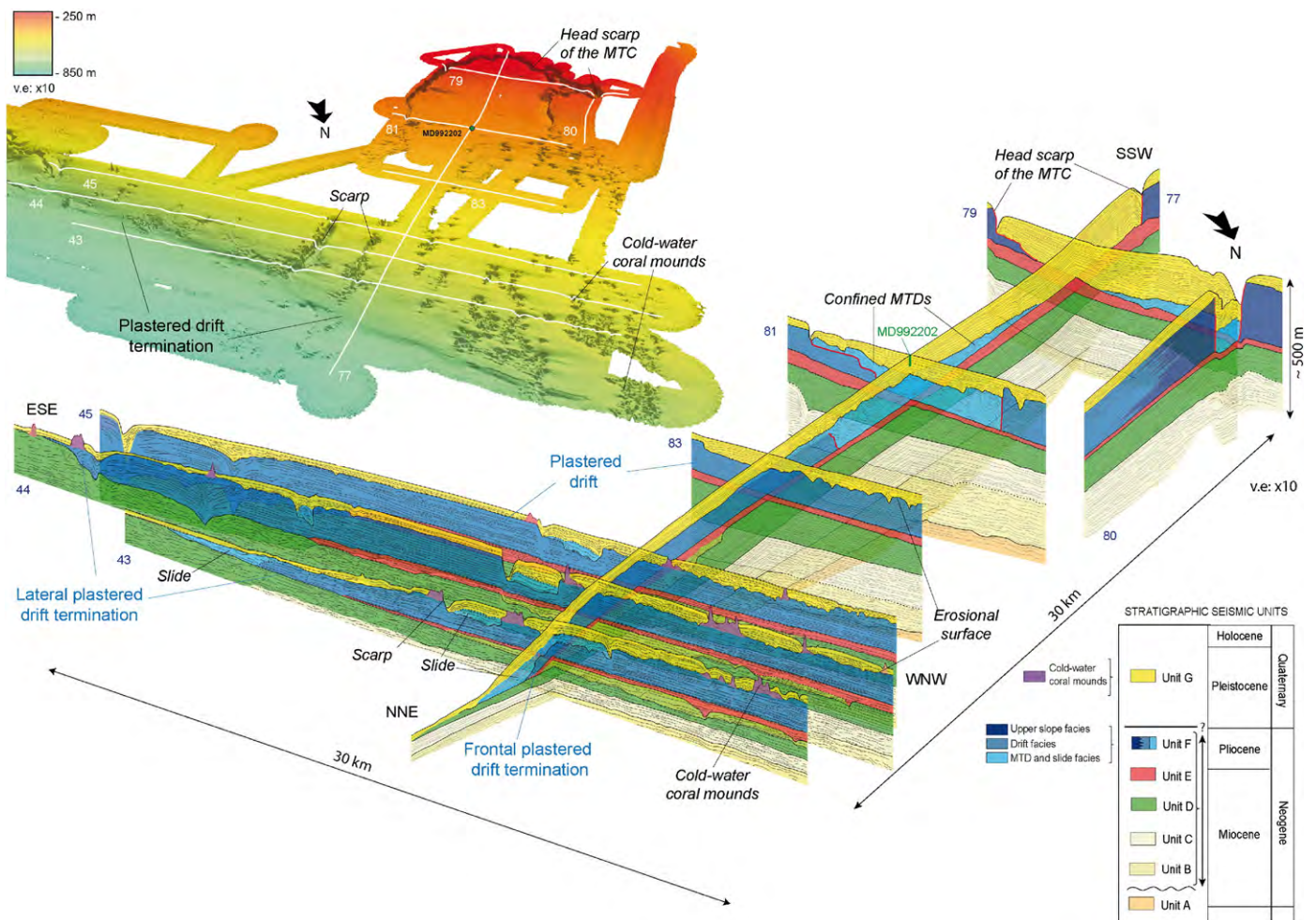


Fig. 14. Fence diagram of the HR seismic line interpretations illustrating the large-scale architecture of the confined MTC, delimited by vertical frontal and lateral edges. The circular vertical edge seen on the seafloor is thought to correspond to the head scarp of the MTC.

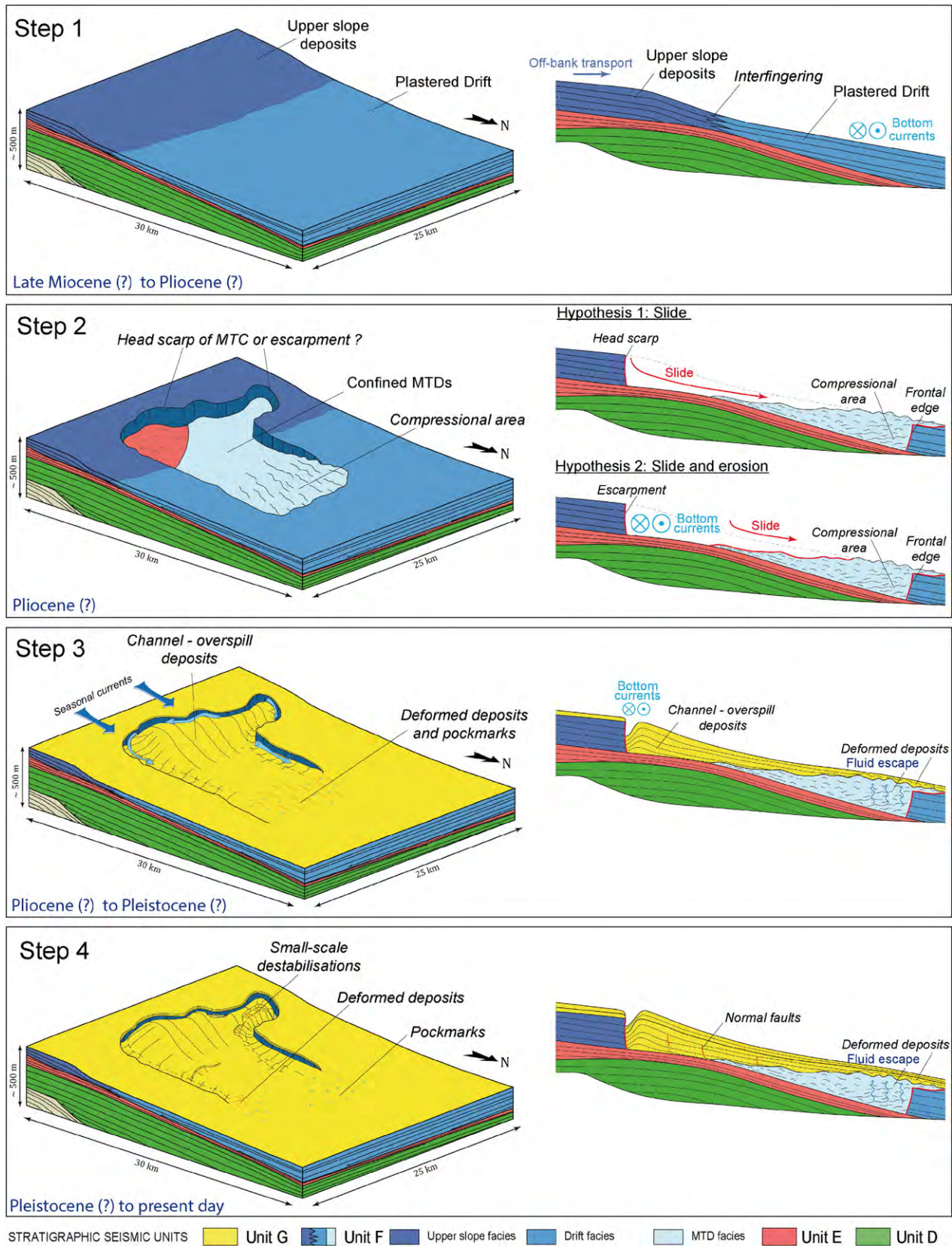


Fig. 15. Schematic diagrams and simplified sections illustrating the MTC formation and evolution on the upper part of Unit F. The drift sediments are interfingering with the sediments coming from the platform (step 1). Step 2 corresponds to the initiation of the frontally confined MTC within the plastered drift. Their formation could be only the result of submarine landslides (hypothesis 1 – step 2), but the absence of MTDs against the scarp potentially suggests the implication of bottom currents which would have eroded the MTDs (hypothesis 2 – step 2). Step 3 corresponds to the filling of the topographic depressions. This filling unit is affected by the motion of the underlying MTDs, where fluid escapes induce pockmarks. Finally, the periplatform ooze sediments cover all the previous units and form the present day seafloor; they are affected by small-scale failures and normal faults that suggest an unstable state of the filling unit (step 4).

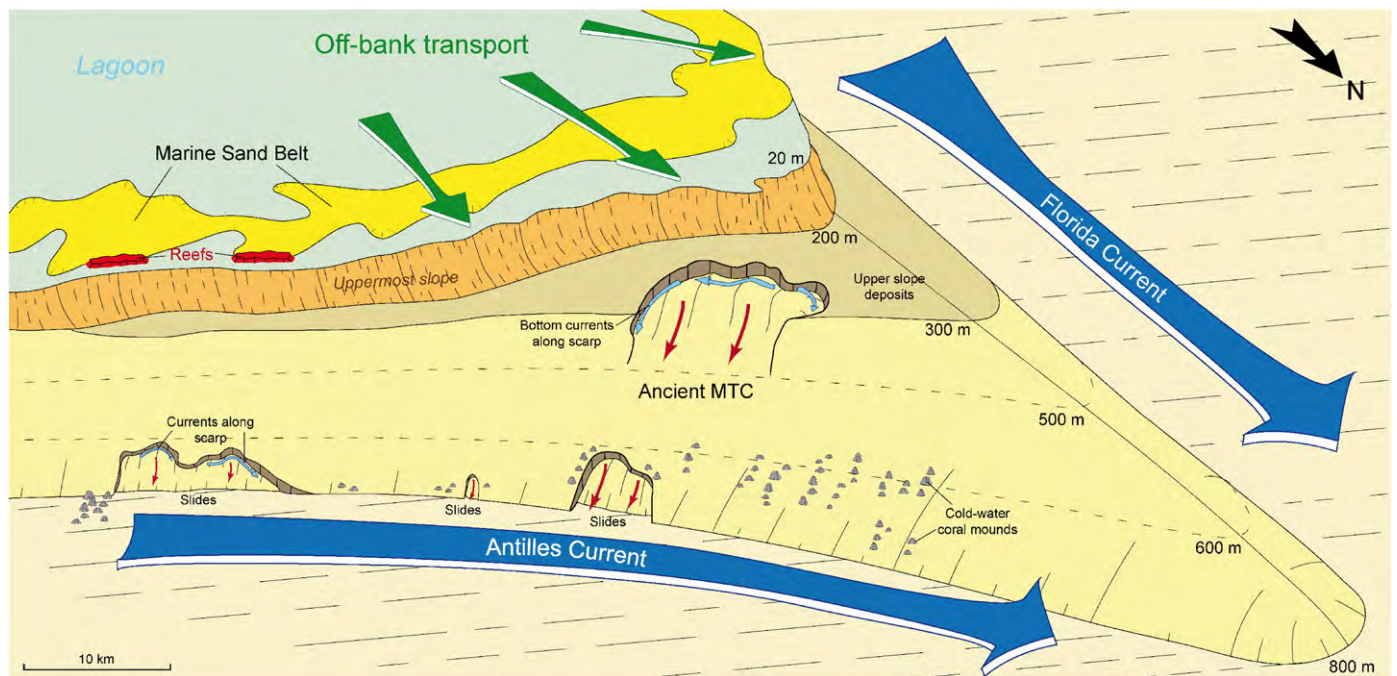


Fig. 16. Summary sketch of the sedimentary dynamics of the LBB northwest corner, driven by the interactions between off-bank transport, bottom current sedimentation and submarine landslides. This extensional growth slope is driven by the off-bank sediment transport associated with the deep-sea bank-derived sediments influenced by the combined action of the Florida and Antilles currents. Add to the ancient MTC observed between 275 m and 460 m water depths, the downslope failures at the toe of plastered drift are present between 650 m and 800 m water depths. Along the same bathymetrical interval, the cold-water mounds are distributed near the slides.

estimated northern transport flow velocities within the uppermost water column, above 1000 m water depth, to vary between 5 Sv (2005 value) and 27 Sv (2007 value) in winter and early spring.

Seismic activity could be another triggering mechanism. Previous studies have shown the effect of the Walker Cay Faults that run perpendicular to the adjacent bank margin, which offset late Oligocene deposits by as much as 100 m (Mullins and Mark Van Buren, 1981; Van Buren and Mullins, 1983). However, although these faults induce a complex Late Oligocene paleogeography, they do not seem to have affected the Neogene sediments of the northwest slope of LBB.

Finally, submarine landslides could be favoured by the presence of cemented surfaces generated by early diagenesis behaving as a preferential detachment horizon and gliding plane for the slided sediments. The northern LBB slope is marked by numerous detachment surfaces in the Pliocene–Holocene interval, which control large-scale rotational movements and slumped masses (Harwood and Towers, 1988).

5.4. Comparison with other MTCs

The recent high-resolution survey, multibeam bathymetry and seismic profiles, along the western slope of GBB enables the detailed characterisation of the slope failures (Jo, 2013; Mulder et al., 2012a). The dataset collected during Carambar Leg 1 (Mulder et al., 2012a; Principaud et al., 2015-in this issue) reveals three failure scarps, at 650 m water depth, extending in a north–south direction over 9 km, related to large rectangular blocks downstream. Principaud et al. (2015-in this issue) demonstrate that these MTCs are not connected to any drift destabilisation, unlike the northwest corner of the LBB slope. High sedimentation rates were identified as the main triggering factor. For the slope failures observed further south, Jo (2013) and Jo et al. (2015-in this issue) proposed that a seismic shock could be an additional triggering parameter. In the southern domain of the GBB slopes the Santaren Anticline forms the northward frontal termination of the Cuba–Bahamas collision. Deformation processes were still active during the late Paleogene, the Neogene and probably also the Quaternary (Masferro and Eberli, 1999).

Several submarine landslides were also detected along the US Atlantic continental slope (McAdoo et al., 2000; Twichell et al., 2009). These submarine landslides affected the continental shelf-edge in the continuity of the Blake Escarpment. These large slope failures (maximum width of 15–30 km) are mainly driven by earthquakes associated with the isostatic rebound of the glaciated part of the margin or earthquakes associated with salt domes (Twichell et al., 2009).

The direct comparison between the Mass Transport Deposits of our study with ancient outcropping MTDs remains difficult because the 3D continuity of outcrops is rarely large enough to represent the large scale of MTDs. However, geometrical comparisons can be performed through seismic-based studies of ancient offshore systems. Many examples of MTDs are described in the offshore context (McAdoo et al., 2000; Moscardelli and Wood, 2008; Shipp et al., 2011). Among them, the submarine landslide of the Thebe complex (Scarselli et al., 2013), along the Exmouth Plateau in the Northwest shelf of Australia, represented an excellent analog of the LBB slope in terms of scale and geometry. Although the inferred triggering mechanisms are different from those of our study, the size of the slide is similar with a length of at least 20 km, a lateral extension of at least 12 km, and a thickness between 50 m and 200 m. Moreover, this submarine slide is also frontally confined and the frontal ramp marks the downdip transition to a series of extensional slide blocks and an outer thrust belt (Scarselli et al., 2013).

6. Conclusions

This study proposes an integrated and multi-scale analysis of a new example of carbonate MTC along the Bahamian slopes, which occurs at the northwest corner of the LBB slope. Sedimentary patterns appear to be driven by the complex interaction between significant off-bank transport and deep-water reworking of bank-derived sediments by the combined action of the Florida and Antilles currents.

The originality of this case study lies in the unusual meandering character of the MTC scarp, still visible on the sea bottom. The detailed and comprehensive understanding of the internal architecture of this MTC has been performed through the interpretation of HR seismic

lines. This detailed analysis revealed that the MTC is composed of confined MTDs, developed within the upper section of a plastered drift, approximately of Pliocene age.

The compressional part of the MTC induces fluid circulation, which occurred in the frontal part of the large submarine slide. This process is evidenced by the formation of numerous pockmarks visible on the sea floor. Moreover, the downslope movement of the deposits overlying the MTC, expressed by several small-scale slope failures and normal faults, suggests the unstable character of the Quaternary deposits that ultimately could be at the origin of new mass wasting events, which would then create a composite stack of amalgamated MTCs.

Despite these new understandings, a confident determination of the potential trigger(s) of this MTC remains contentious. However, it may be envisaged that the studied MTC is linked to a major erosional surface occurring at the top of the plastered drift in its distal part. This observation suggests that a period of intensification of bottom current activity played a major role in the initiation of the MTC. This study emphasises the diversity and complexity of the sedimentary processes controlling the shape and depositional processes on Bahamian carbonate slopes, and therefore provides new insights to improve the understanding of the spatial and temporal evolution of carbonate slopes.

Acknowledgements

We thank the captain and the crew of the *R/V Le Suroît* for the quality of the data acquired during the Carambar cruise 1. We acknowledge TOTAL for their support and their scientific contribution to this project. The authors are grateful to reviewers Gregor Eberli and Xavier Janson for their constructive comments and suggestions which significantly improved the early version of this manuscript. Editor John Reijmer is also warmly thanked, not only for his technical contribution but also for his significant help concerning the written English of the text. Finally, the authors also wish to thank Samuel Etienne for his thoughtful comments and significant input on the manuscript.

References

- Anselmetti, F.S., Eberli, G.P., Ding, Z.-D., 2000. From the Great Bahama Bank into the Straits of Florida: a margin architecture controlled by sea-level fluctuations and ocean currents. *Geological Society of America Bulletin* 112, 829–844.
- Austin, J.A., Schlager, W., Palmer, A.A., Comet, P.A., Droxler, A., Eberli, G.P., Fourcade, E., Freeman-Lynde, R., Fulthorpe, C.S., Harwood, G., Kuhn, G., Lavoie, D., Leckie, M., Melillo, A.J., Moore, A., Mullins, H.T., Ravenne, C., Sager, W.W., Swart, P., Verbeek, J.W., Watkins, D.K., Williams, C., 1986. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports Leg. 101*.
- Ball, M.M., 1967. Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. *Journal of Sedimentary Research* 37, 556–591.
- Bergman, K.L., 2005. Seismic Analysis of Paleocurrent Features in the Florida Straits: Insights into the Paleo-Florida Current, Upstream Tectonics, and the Atlantic–Caribbean Connection. University of Miami, (206 pp.).
- Bergman, K., Westphal, H., Janson, X., Poiriez, A., Eberli, G., 2010. Controlling parameters on facies geometries of the Bahamas, an isolated carbonate platform environment. In: Westphal, H., Riegl, B., Eberli, G.P. (Eds.), *Carbonate Depositional Systems: Assessing Dimensions and Controlling Parameters*. Springer, Netherlands, pp. 5–80.
- Betzler, C., Reijmer, J.J.G., Berner, K., Eberli, G.P., Anselmetti, F.S., 1999. Sedimentary patterns and geometries of the Bahamian outer carbonate ramp (Miocene–Lower Pliocene, Great Bahama Bank). *Sedimentology* 46, 1127–1143.
- Betzler, C., Lindhorst, S., Eberli, G.P., Lüdmann, T., Möbius, J., Ludwig, J., Schutter, I., Wunsch, M., Reijmer, J.J.G., Hübscher, C., 2014. Periplatform drift: the combined result of contour current and off-bank transport along carbonate platforms. *Geology* 42 (10), 871–874.
- Borgomano, J.R.F., 2000. The Upper Cretaceous carbonates of the Gargano–Murge region, Southern Italy: a model of platform-to-basin transition. *AAPG Bulletin* 84, 1561–1588.
- Chérubin, L.M., 2014. High-resolution simulation of the circulation in the Bahamas and Turks and Caicos Archipelagos. *Progress in Oceanography*.
- Coates, A.G., Jackson, J.B.C., Collins, L.S., Cronin, T.M., Dowsett, H.J., Bybell, L.M., Jung, P., Obando, J.A., 1992. Closure of the Isthmus of Panama: the near-shore marine record of Costa Rica and western Panama. *Geological Society of America Bulletin* 104, 814–828.
- Correa, T.B.S., Grasmueck, M., Eberli, G.P., Reed, J.K., Verwer, K., Purkis, S.A.M., 2012. Variability of cold-water coral mounds in a high sediment input and tidal current regime, Straits of Florida. *Sedimentology* 59, 1278–1304.
- Crevello, P.D., Schlager, W., 1980. Carbonate debris sheets and turbidites, Exuma Sound, Bahamas. *Journal of Sedimentary Research* 50, 1121–1147.
- Damuth, J.E., 1980. Use of high-frequency (3.5–12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review. *Marine Geology* 38, 51–75.
- Droxler, A.W., Schlager, W., 1985. Glacial versus interglacial sedimentation rates and turbidite frequency in the Bahamas. *Geology* 13, 799–802.
- Eberli, G.P., Ginsburg, R.N., 1989. Cenozoic progradation of northwestern Great Bahama Bank, a record of lateral platform growth and sea-level fluctuations. In: Crevello, J.L., Wilson, J.L., Sarg, J.F., Read, J.F. (Eds.), *Controls on Carbonate Platforms and Basin Development*. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication 44, pp. 339–351.
- Eberli, G.P., Swart, P.K., McNeill, D.F., Kenter, J.A.M., Anselmetti, F.S., Melim, L.A., Ginsburg, R.N., 1997. A synopsis of the Bahamas Drilling Project: results from two deep core borings drilled on the Great Bahama Bank. In: Eberli, G.P., Swart, P.K., Malone, et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, Leg 166: College Station, Texas, Ocean Drilling Program*.
- Faugères, J.-C., Stow, D.A.V., Imbert, P., Viana, A., 1999. Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Marine Geology* 162, 1–38.
- Frey-Martínez, J., Cartwright, J., James, D., 2006. Frontally confined versus frontally emergent submarine landslides: a 3D seismic characterisation. *Marine and Petroleum Geology* 23, 585–604.
- Frey-Martínez, J., Bertoni, C., Gérard, J., Matías, H., 2011. Processes of submarine slope failure and fluid migration on the Ebro continental margin: implications for offshore exploration and development. In: Shipp, R.G., Weimer, P., Posamentier, H.R. (Eds.), *Mass-transport Deposits in Deepwater Settings*. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication 96, pp. 181–198.
- Ginsburg, R.N., Harris, P.M., Eberli, G.P., Swart, P.K., 1991. The growth potential of a bypass margin, Great Bahama Bank. *Journal of Sedimentary Research* 61, 976–987.
- Hampton, M.A., Lee, H.J., Locat, J., 1996. Submarine landslides. *Reviews of Geophysics* 34, 33–59.
- Harwood, G.M., Towers, P.A., 1988. Seismic sedimentological interpretation of a carbonate slope, north margin of Little Bahama Bank. In: Austin, J.A., Schlager, W., Palmer, A.A., et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Leg. 101*, pp. 263–277.
- Haug, G.H., Tiedemann, R., 1998. Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. *Nature* 393, 673–676.
- Haug, G.H., Tiedemann, R., Zahn, R., Ravelo, A.C., 2001. Role of Panama uplift on oceanic freshwater balance. *Geology* 29, 207–210.
- Hine, A.C., 1977. Lily Bank, Bahamas: history of an active oolite sand shoal. *Journal of Sedimentary Research* 47, 1554–1581.
- Hine, A.C., Neumann, A.C., 1977. Shallow carbonate-bank-margin growth and structure, Little Bahama Bank, Bahamas. *AAPG Bulletin* 61, 376–406.
- Hine, A.C., Wilber, R.J., Bane, J.M., Neumann, A.C., Lorenson, K.R., 1981a. Offbank transport of carbonate sands along open, leeward bank margins: Northern Bahamas. *Marine Geology* 42, 327–348.
- Hine, A.C., Wilber, R.J., Neumann, A.C., 1981b. Carbonate sand bodies along contrasting shallow bank margins facing open seaways in northern Bahamas. *AAPG Bulletin* 65, 261–290.
- Janson, X., Kerans, C., Loucks, R., Marth, M.A., Reyes, C., Murguía, F., 2011. Seismic architecture of a Lower Cretaceous platform-to-slope system, Santa Agueda and Poza Rica fields, Mexico. *AAPG Bulletin* 95, 105–146.
- Jo, A., 2013. Carbonate slope morphology and sedimentary processes along southwestern Great Bahama Bank. Thesis Master of Science (MS), Marine Geology and Geophysics. University of Miami (102 pp.).
- Jo, A., Eberli, G.P., Grasmueck, M., 2015. Margin collapse and slope failure along southwestern Great Bahama Bank. *Sedimentary Geology* 317, 43–52 (in this issue).
- Laberg, J.S., Vorren, T.O., 2000. The Trænadjupet Slide, offshore Norway – morphology, evacuation and triggering mechanisms. *Marine Geology* 171, 95–114.
- Lantzsch, H., Roth, S., Reijmer, J.J.G., Kinkel, H., 2007. Sea-level related re-sedimentation processes on the northern slope of Little Bahama Bank (Middle Pleistocene to Holocene). *Sedimentology* 54, 1307–1322.
- Locat, J., Lee, H.J., 2002. Submarine landslides: advances and challenges. *Canadian Geotechnical Journal* 39, 193–212.
- Masaferro, J.L., Eberli, G.P., 1999. Jurassic–Cenozoic structural evolution of the southern Great Bahama Bank. In: Mann, P. (Ed.), *Caribbean Basins: Sedimentary Basins of the World*, 4, pp. 167–193.
- McAdoo, B.G., Pratson, L.F., Orange, D.L., 2000. Submarine landslide geomorphology, US continental slope. *Marine Geology* 169, 103–136.
- Moscaredelli, L., Wood, L., 2008. New classification system for mass transport complexes in offshore Trinidad. *Basin Research* 20, 73–98.
- Mulder, T., Ducassou, E., Eberli, G.P., Hanquiez, V., Gonthier, E., Kindler, P., Principaud, M., Fournier, F., Léonide, P., Billeaud, I., Marsset, B., Reijmer, J.J.G., Bondu, C., Joussiaume, R., Pakiades, M., 2012a. New insights into the morphology and sedimentary processes along the western slope of Great Bahama Bank. *Geology* 40, 603–606.
- Mulder, T., Ducassou, E., Gillet, H., Hanquiez, V., Tournadour, E., Combes, J., Eberli, G.P., Kindler, P., Gonthier, E., Conesa, G., Robin, C., Sianipar, R., Reijmer, J.J.G., François, A., 2012b. Canyon morphology on a modern carbonate slope of the Bahamas: evidence of a regional tectonic tilting. *Geology*.
- Mullins, H.T., Cook, H.E., 1986. Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. *Sedimentary Geology* 48, 37–79.
- Mullins, H.T., Hine, A.C., 1989. Scalloped bank margins: beginning of the end for carbonate platforms? *Geology* 17, 30–33.

- Mullins, H., Mark Van Buren, H., 1981. Walkers Cay Fault, Bahamas: evidence for Cenozoic faulting. *Geo-Marine Letters* 1, 225–231.
- Mullins, H.T., Neumann, A.C., 1979. Deep carbonate bank margin structure and sedimentation in the northern Bahamas. In: Doyle, L.J., Pilkey, O.H. (Eds.), *Geology of Continental Slopes*. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication 27, pp. 165–192.
- Mullins, H.T., Boardman, M.R., Neumann, A.C., 1979. Echo character of off-platform carbonates. *Marine Geology* 32, 251–268.
- Mullins, H.T., Neumann, A.C., Wilber, R.J., Hine, A.C., Chinburg, S.J., 1980. Carbonate sediment drifts in northern Straits of Florida. *AAPG Bulletin* 64, 1701–1717.
- Mullins, H.T., Heath, K.C., Van Buren, H.M., Newton, C.R., 1984. Anatomy of a modern open-ocean carbonate slope: northern Little Bahama Bank. *Sedimentology* 31, 141–168.
- Mullins, H.T., Gardulski, A.F., Wise, S.W., Applegate, J., 1987. Middle Miocene oceanographic event in the eastern Gulf of Mexico: implications for seismic stratigraphic succession and loop current/Gulf Stream circulation. *Geological Society of America Bulletin* 98, 702–713.
- Phelps, R.M., Kerans, C., 2007. Architectural characterization and three-dimensional modeling of a carbonate channel-levee complex: Permian San Andres Formation, Last Chance Canyon, New Mexico, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 77, 939–964.
- Pilskaln, C.H., Neumann, A.C., Bane, J.M., 1989. Periplatform carbonate flux in the northern Bahamas. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 36, 1391–1406.
- Playton, T., Janson, X., Kerans, C., 2010. Carbonates slopes. In: James, N.P., Dalrymple, R.W. (Eds.), *Facies Models 4*. Geological Association of Canada, pp. 449–476.
- Principaud, M., Mulder, T., Gillet, H., Borgomano, J., 2015. Large-scale carbonate submarine mass-wasting along the northwestern slope of the Great Bahama Bank (Bahamas): Morphology, architecture, and mechanisms. *Sedimentary Geology* 317, 27–42 (in this issue).
- Rankey, E.C., Doolittle, D.F., 2012. Geomorphology of carbonate platform–marginal uppermost slopes: insights from a Holocene Analogue, Little Bahama Bank, Bahamas. *Sedimentology* 7, 2146–2171.
- Rankey, E.C., Reeder, S.L., 2011. Holocene oolitic marine sand complexes of the Bahamas. *Journal of Sedimentary Research* 81, 97–117.
- Reeder, S.L., Rankey, E.C., 2008. Interactions between tidal flows and ooid shoals, Northern Bahamas. *Journal of Sedimentary Research* 78, 175–186.
- Reeder, S.L., Rankey, E.C., 2009. Controls on morphology and sedimentology of carbonate tidal deltas, Abacos, Bahamas. *Marine Geology* 267, 141–155.
- Reijmer, J., Betzler, C., Kroon, D., Tiedemann, R., Eberli, G., 2002. Bahamian carbonate platform development in response to sea-level changes and the closure of the Isthmus of Panama. *International Journal of Earth Sciences* 91, 482–489.
- Richardson, P.L., 1983. Gulf Stream rings. In: Robinson, A. (Ed.), *Eddies in Marine Science, Topics in Atmospheric and Oceanographic Sciences*. Springer, Berlin Heidelberg, pp. 19–45.
- Richardson, P.L., Cheney, R.E., Worthington, L.V., 1978. A census of Gulf Stream rings, spring 1975. *Journal of Geophysical Research, Oceans* 83, 6136–6144.
- Savary, B., Ferry, S., 2004. Geometry and petrophysical parameters of a calcarenitic turbidite lobe (Barremian–Aptian, Pas-de-la-Cluse, France). *Sedimentary Geology* 168, 281–304.
- Scarselli, N., McClay, K., Elders, C., 2013. Submarine slide and slump complexes, Exmouth Plateau, NW Shelf of Australia. In: Keep, M., Moss, S.J. (Eds.), *The Sedimentary Basins of Western Australia IV: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia Symposium*, Perth, WA.
- Schlager, W., Ginsburg, R.N., 1981. Bahama carbonate platforms – the deep and the past. *Marine Geology* 44, 1–24.
- Schlager, W., James, N.P., 1978. Low-magnesian calcite limestones forming at the deep-sea floor, Tongue of the Ocean, Bahamas. *Sedimentology* 25, 675–702.
- Schlager, W., Reijmer, J.J.G., Droxler, A., 1994. Highstand shedding of carbonate platforms. *Journal of Sedimentary Research* 64, 270–281.
- Schlee, J.S., Dillon, W.P., Grow, J.A., 1979. Structure of the continental slope off the eastern United States. In: Doyle, L.J., Pilkey, O.H. (Eds.), *Geology of Continental Slopes*. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication 27, pp. 95–117.
- Sheridan, R.E., Drake, C.L., Nafe, J.E., Hennion, J., 1966. Seismic-refraction study of continental margin east of Florida. *AAPG Bulletin* 50, 1972–1991.
- Sheridan, R.E., Gradstein, F.M., Barnard, L.A., Bliefnick, D.M., Habib, D., Jenden, P.D., Kagami, H., Keenan, E.M., Kostecky, K., Kvenvolden, K.A., Moutillade, M., Ogg, J., Robertson, A.H.F., Roth, P.H., Shipley, 1983. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project Leg. 76*.
- Shipp, R.G., Weimer, P., Posamentier, H.R., 2011. Mass-transport deposits in deepwater settings. *SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication* 96 (527 pp.).
- Sparks, A.G., Rankey, E.C., 2013. Relations between geomorphic form and sedimentologic–stratigraphic variability: Holocene ooid sand shoal, Lily Bank, Bahamas. *AAPG Bulletin* 97, 61–85.
- Steph, S., Tiedemann, R., Prange, M., Groeneveld, J., Nürnberg, D., Reuning, L., Schulz, M., Haug, G.H., 2006. Changes in Caribbean surface hydrography during the Pliocene shoaling of the Central American Seaway. *Paleoceanography* 21, PA4221.
- Twichell, D.C., Chaytor, J.D., ten Brink, U.S., Buczkowski, B., 2009. Morphology of late Quaternary submarine landslides along the U.S. Atlantic continental margin. *Marine Geology* 264, 4–15.
- Van Buren, H.M., Mullins, H.T., 1983. Seismic stratigraphy and geologic development of an open-ocean carbonate slope; the northern margin of Little Bahama Bank. In: Sheridan, R.E., Gradstein, F.M., Barnard, L.A., et al. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project Leg 76*. U.S. Govt. Printing Office, Washington, pp. 749–762.
- Vecsei, A., Sanders, D.G.K., 1997. Sea-level highstand and lowstand shedding related to shelf margin aggradation and emersion, Upper Eocene–Oligocene of Maiella carbonate platform, Italy. *Sedimentary Geology* 112, 219–234.
- Weimer, P., 1989. Sequence stratigraphy of the Mississippi fan (Plio-Pleistocene), Gulf of Mexico. *Geo-Marine Letters* 9, 185–272.
- Wilson, P.A., Roberts, H.H., 1992. Carbonate-periplatform sedimentation by density flows: a mechanism for rapid off-bank and vertical transport of shallow-water fines. *Geology* 20, 713–716.
- Wilson, P.A., Roberts, H.H., 1995. Density cascading; off-shelf sediment transport, evidence and implications, Bahama Banks. *Journal of Sedimentary Research* 65, 45–56.

ANNEXE B

-

PROTOCOLE DE LA REALISATION DE LA CARTE DE LA PROFONDEUR D'INCISION DES CANYONS SOUS-MARINS

La carte de la profondeur d'incision des canyons sous-marins est obtenue par soustraction d'une surface de base à l'équilibre avec la carte bathymétrie réelle des canyons. La carte obtenue permet de voir uniquement la profondeur d'incision des canyons en s'affranchissant de la profondeur bathymétrique de ces derniers.

➤ Etape 1 : création de la surface « d'équilibre »

La surface « d'équilibre » est un horizon conceptuel correspondant à une pente non érodée par les canyons sous-marins. Cette surface est créée à partir de point choisis le long de la pente supérieure et de la pente moyenne non affectée par l'érosion intra-pente (fig. A). La surface « d'équilibre » est créée sur **ArcGis** avec l'outil d'interpolation **Voisin naturel** (outils 3D Analyst / Raster-Interpolation) à partir des points choisis et renseignés en bathymétrie (fig. A).

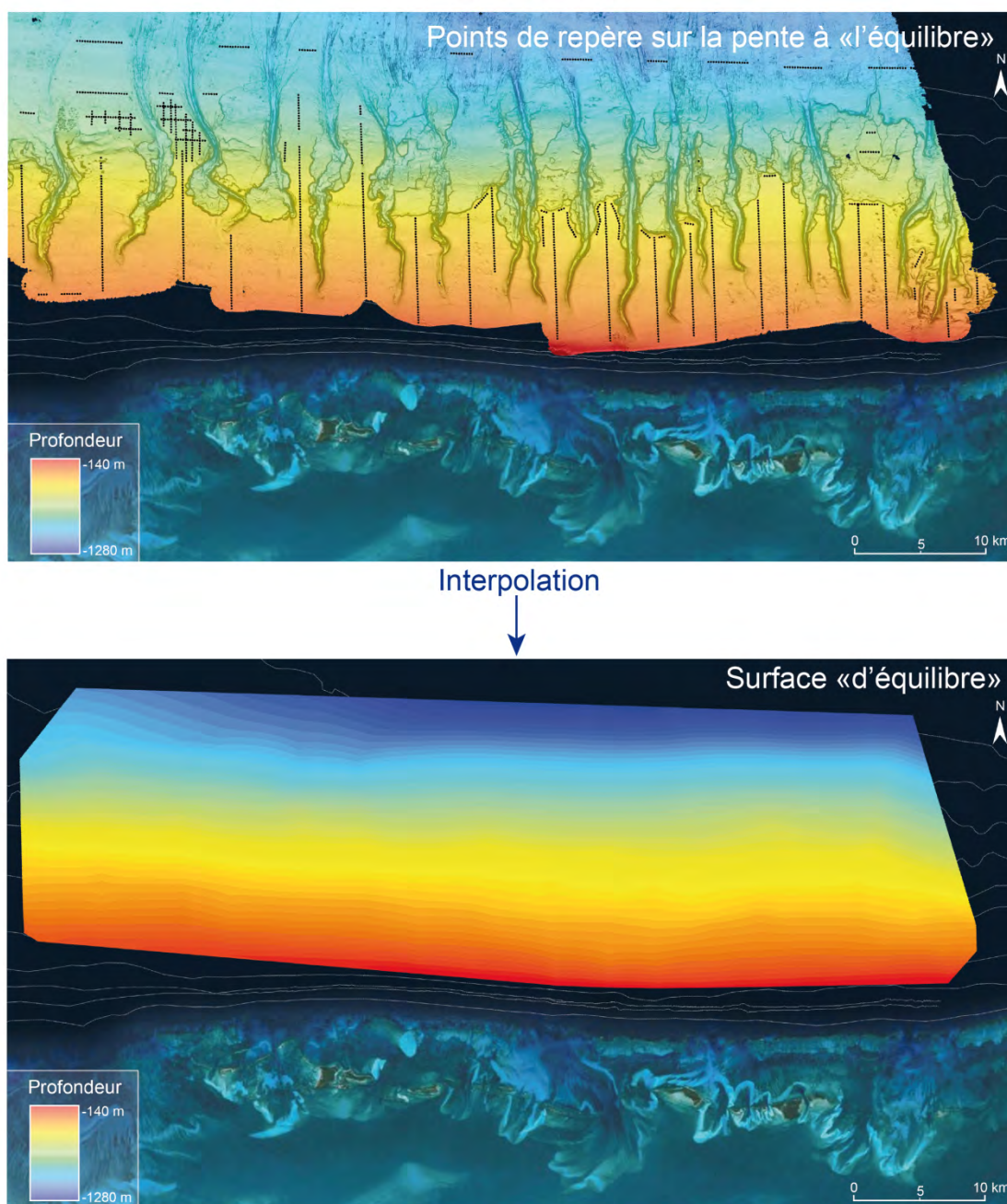


Figure A : Etape 1, création de la surface d'équilibre

➤ Etape 2 : Soustraction de la surface « d'équilibre » avec la carte bathymétrique

La **soustraction** de la surface d'équilibre à la carte bathymétrique est effectuée sous ArcGis (outils Spatial Analyst / Mathématiques). Les valeurs négatives (en rouge) sont des objets plus hauts que la « surface d'équilibre », les valeurs positives de 0 à 190 m montrent les zones en dessous de la surface d'équilibre c'est-à-dire la profondeur d'incisions des canyons (fig. B).

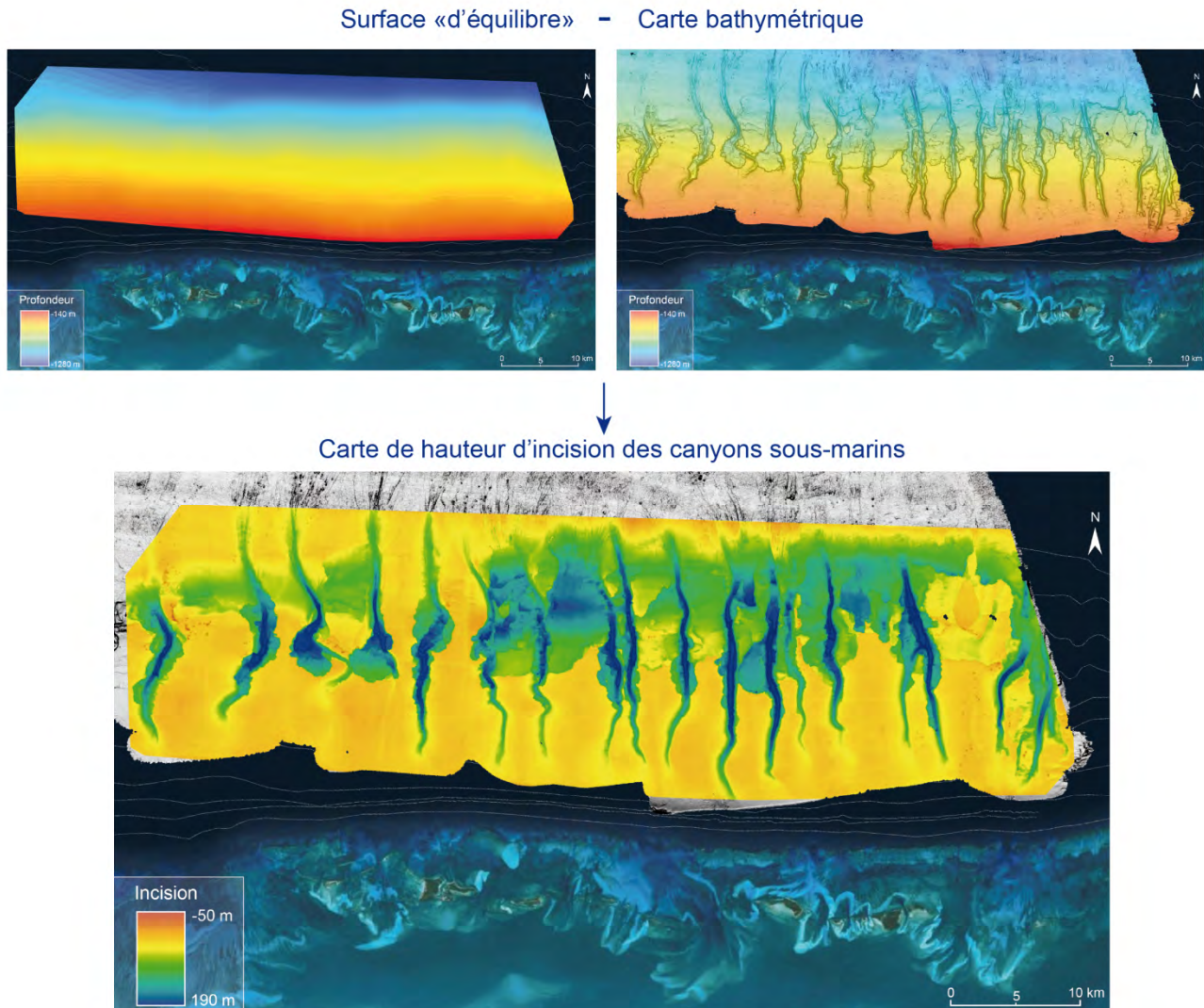
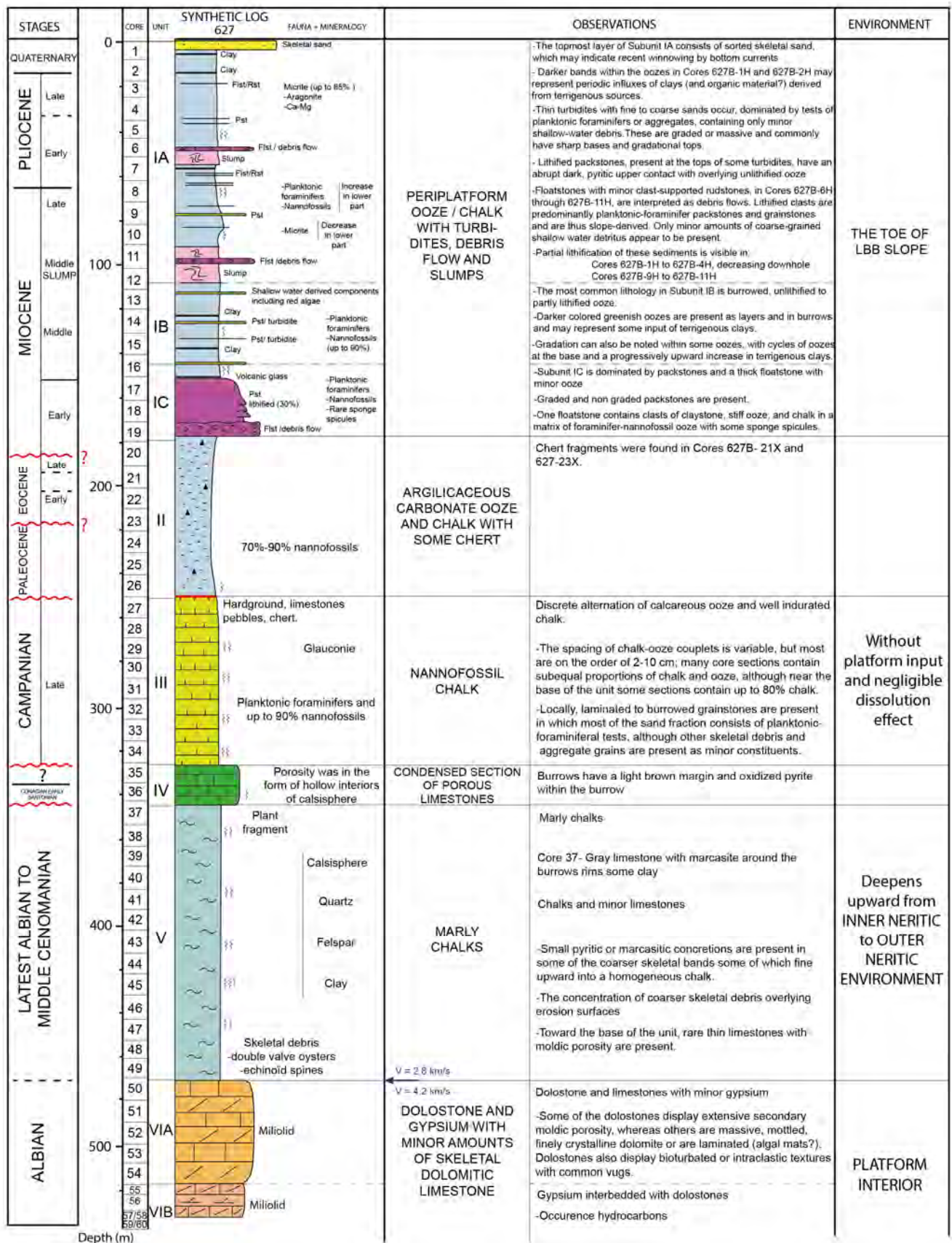


Figure B : Etape 2, soustraction de la surface « d'équilibre » avec la carte bathymétrique

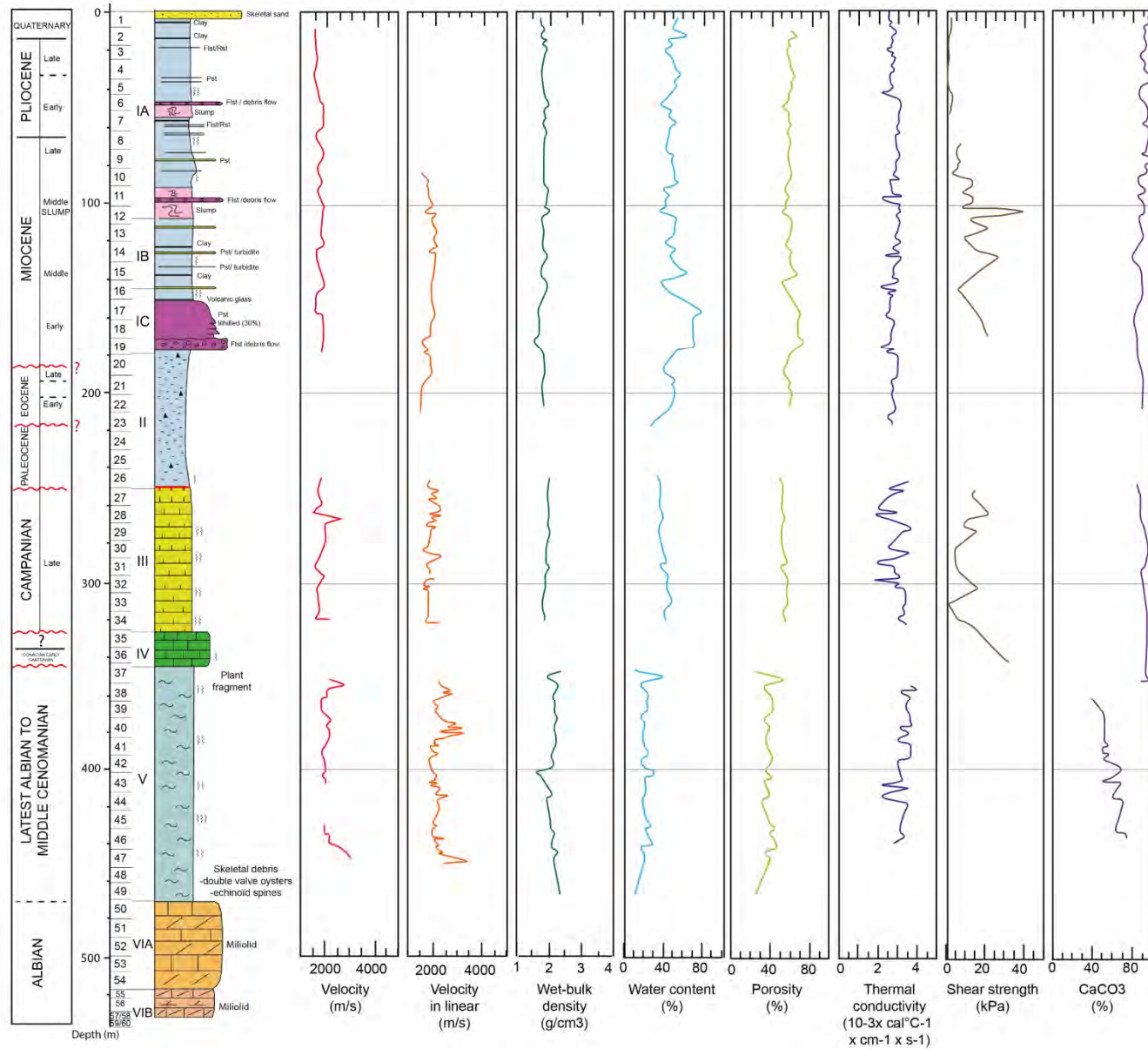
ANNEXE C

-

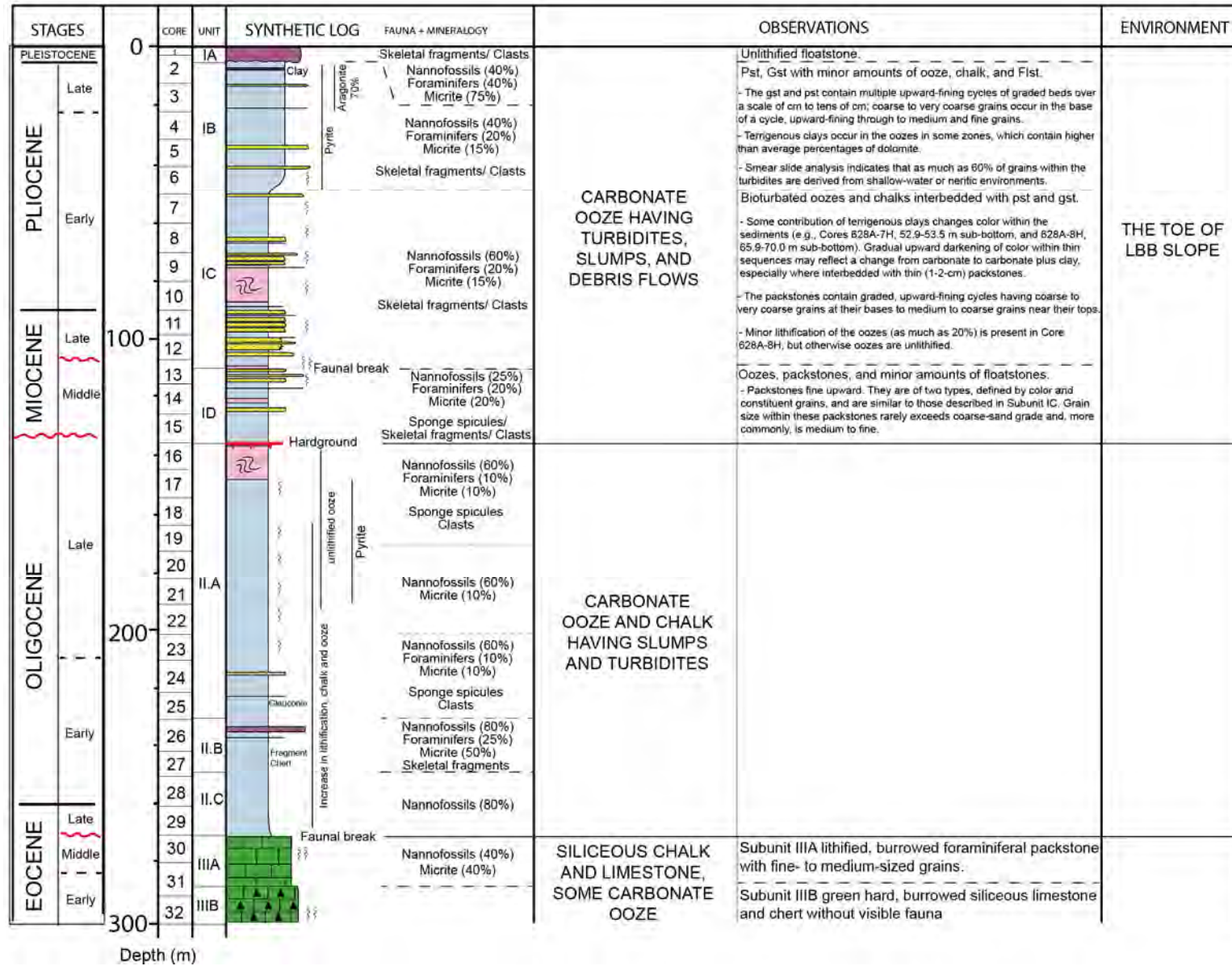
**LOG SYNTHETIQUE ET PARAMETRES PHYSIQUES
DES PUIITS ODP 630, 628 ET 627 DU LEG 101 (AUSTIN ET *AL.*, 1986)**



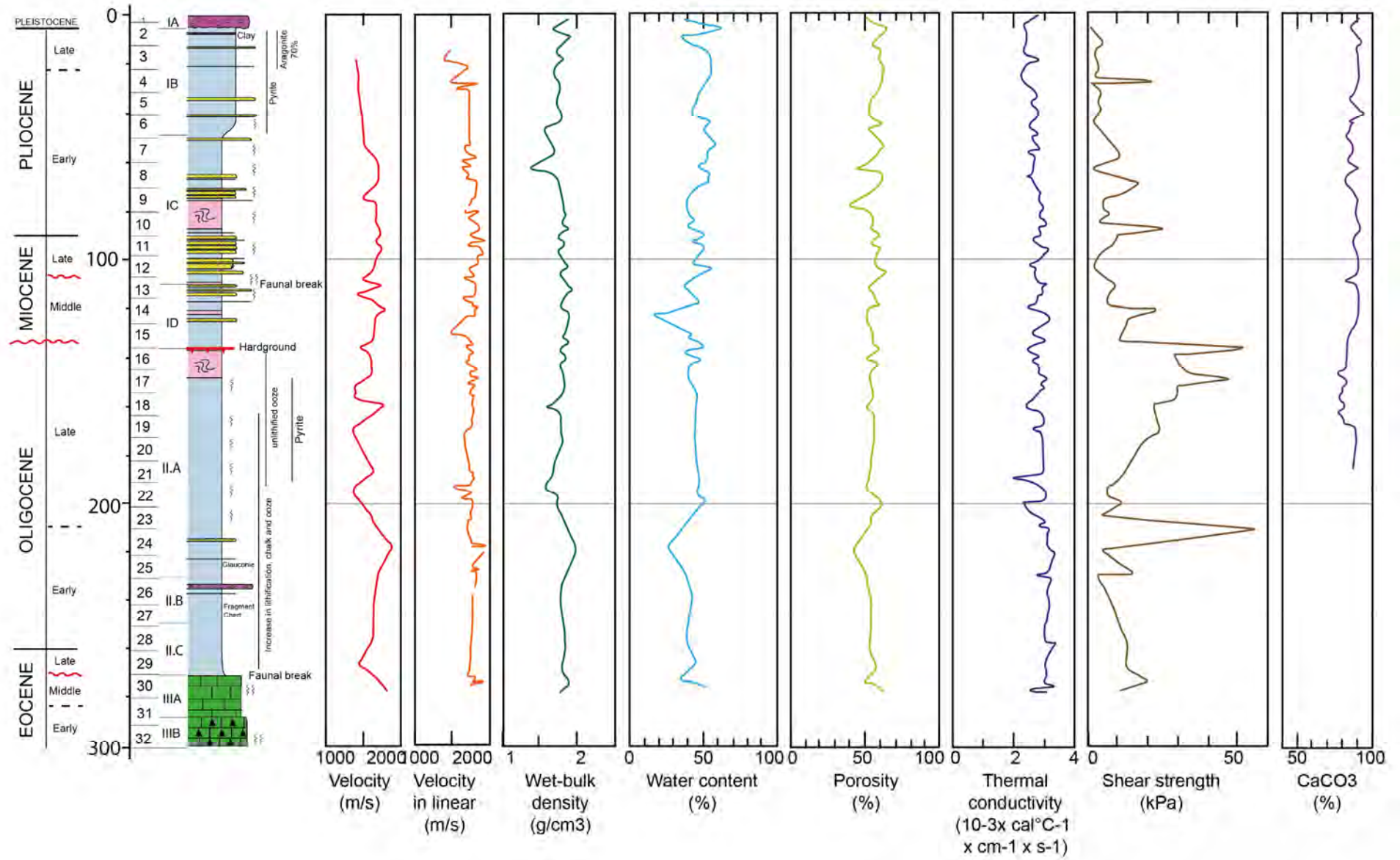
Log synthétique du puits 627



Paramètres physiques du puits 627



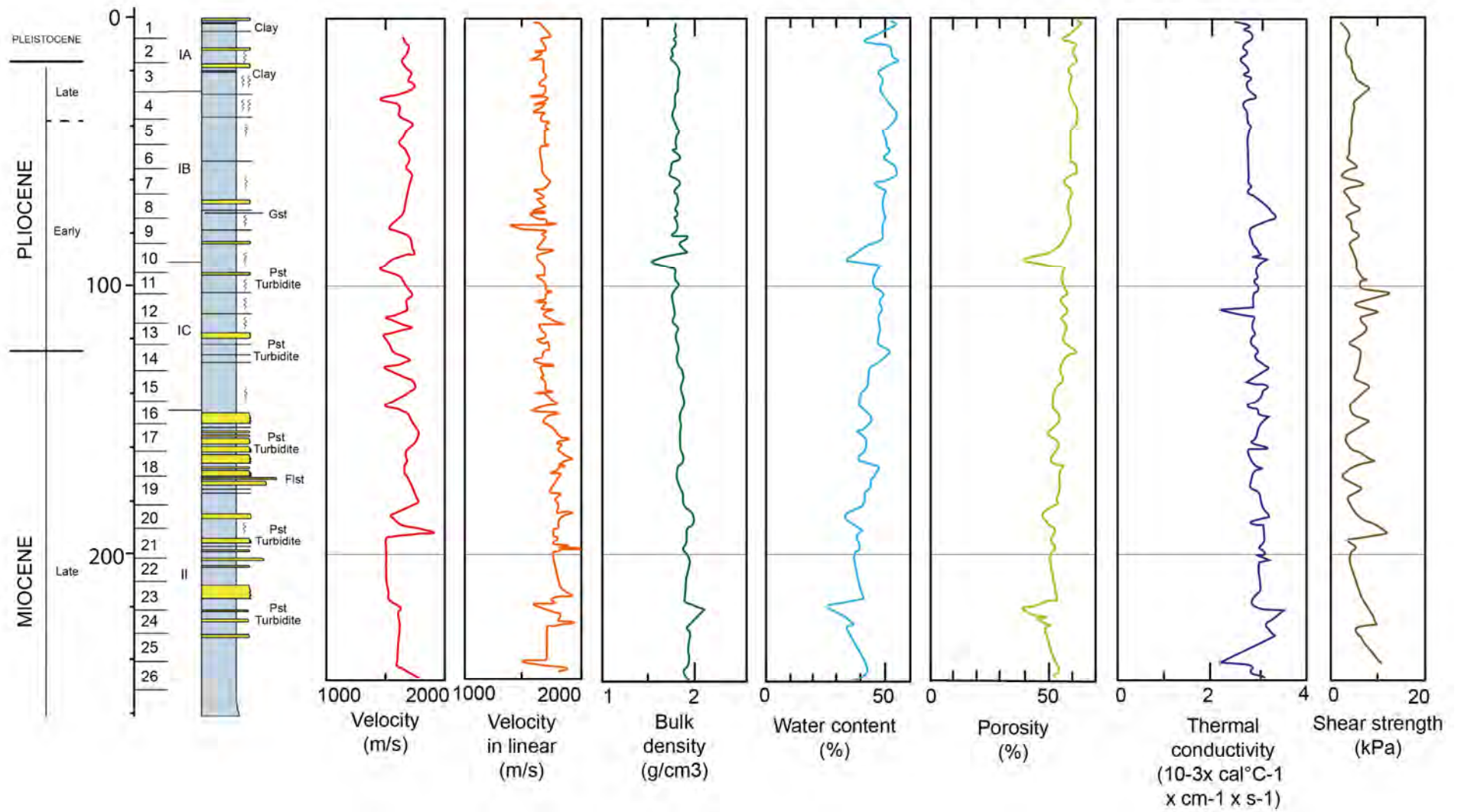
Log synthétique du puits 628



Paramètres physiques du puits 628

STAGES	CORE	UNIT	SYNTHETIC LOG	FAUNA + MINERALOGY	OBSERVATIONS	ENVIRONMENT		
PLEISTOCENE	0							
	Late	1	IA	Clay	Foraminifers: 7.5%	PERIPLATFORM OOZE AND MINOR CHALK	GULLIED SLOPE	
		2			Nannofossils: 15%			
		3		Clay	Micrite: 45%			
	Early	4	IB		Aragonite needles: abundant			- Unit I consists of at least 90% calcareous ooze at different stages of induration.
		5			Foraminifers: 10%			- On average, the top of Unit I (0-75 m subbottom) varies between soft and stiff ooze, whereas the bottom (75-146 m sub-bottom) is almost entirely soft ooze.
		6			Nannofossils: 50%			- Maximum grain size at the base of packstones layers is medium sand, consisting mainly of planktonic foraminifers.
		7			Micrite: 25%			- The thickest layers commonly display graded bedding. Accordingly, these packstone layers are interpreted as being turbidites.
		8		Gst	Aragonite needles: common			- The upward trend of increasing micrite and aragonite indicates a gradual increase through time of the input and preservation of bank-derived particles.
		9						- Several clay-rich layers are observed in Subunit IA, at 2.5 m sub-bottom and between 17 and 21 m sub-bottom
		10						
		11		IC	Pst Turbidite			Foraminifers: 30%
		12						Nannofossils: 40%
13					Micrite: 15%			
MIOCENE	14		Pst Turbidite	Aragonite needles: rare				
	Late	15	II			- Unit II consists of chalk and ooze (60%) interbedded with unlithified to partly lithified packstone layers (40%).		
		16				- Packstone layers are thicker at the base (as thick as 100-120 cm) than at the top (a few cm to 20 cm) of Unit II, where they are more numerous (e.g., 37 layers in Core 630A-17H and 50 layers in Core 630A-18H).		
		17		Pst Turbidite	Foraminifers: 15%	- Grain size at the base of the layers ranges from fine to very coarse sand. Fine to medium sands are primarily foraminifers, and coarse sands are aggregates.		
		18		Fist	Nannofossils: 30%	- Sharp bases and graded bedding are common features in these packstone layers, which therefore are interpreted as being turbidites.		
		19			Micrite: 35%	- 40% of the interlayered sediment is a soft or stiff ooze; the other 60% consists of chalk.		
		20						
		21		Pst Turbidite				
		22		Gst				
		23						
		24		Pst Turbidite				
	25							
	26							

Log synthétique du puits 630



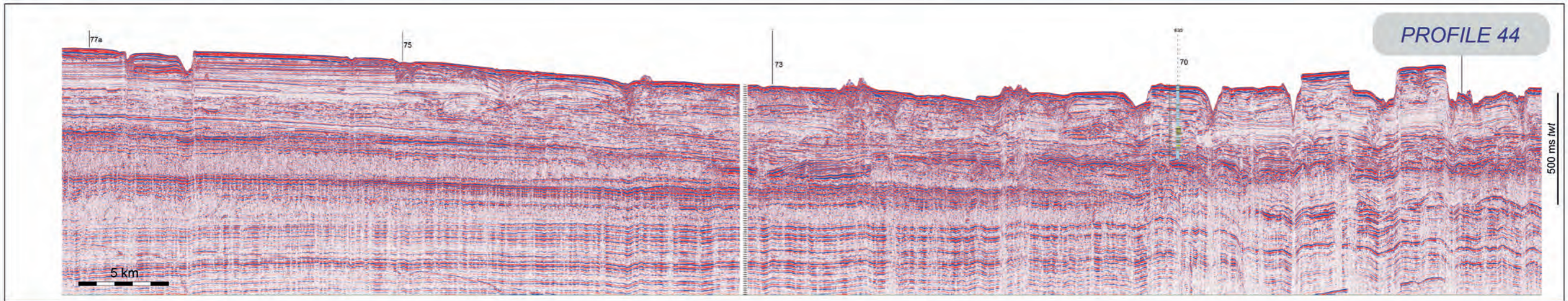
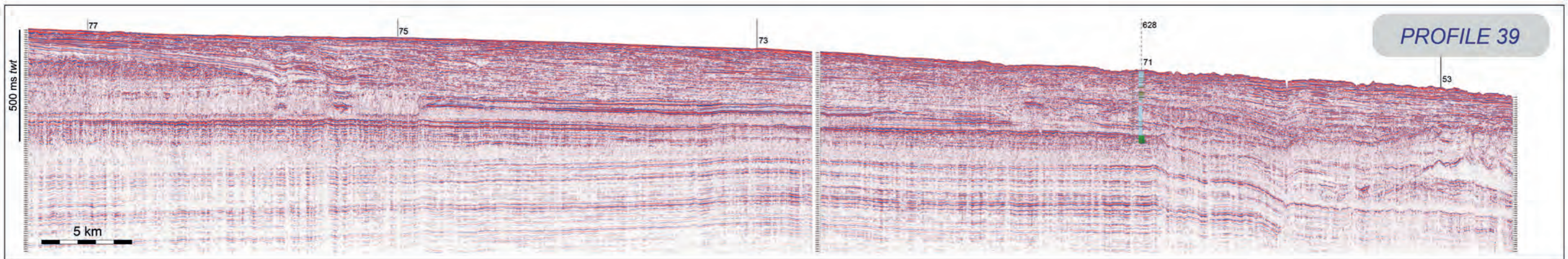
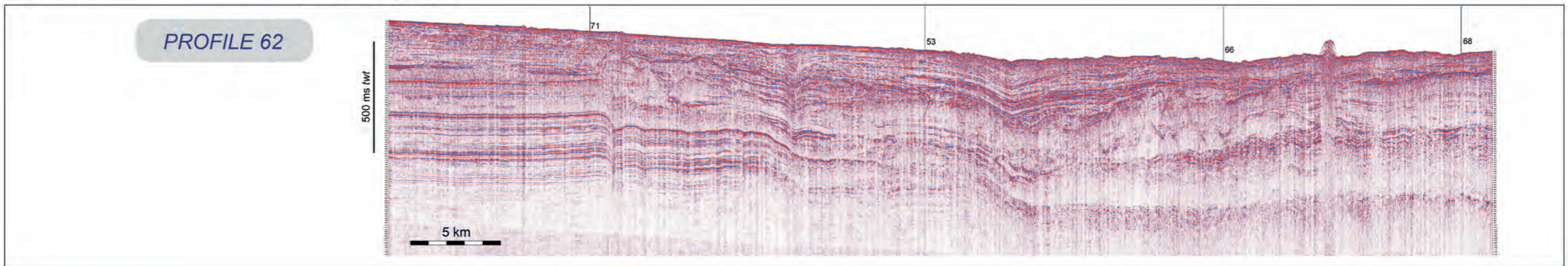
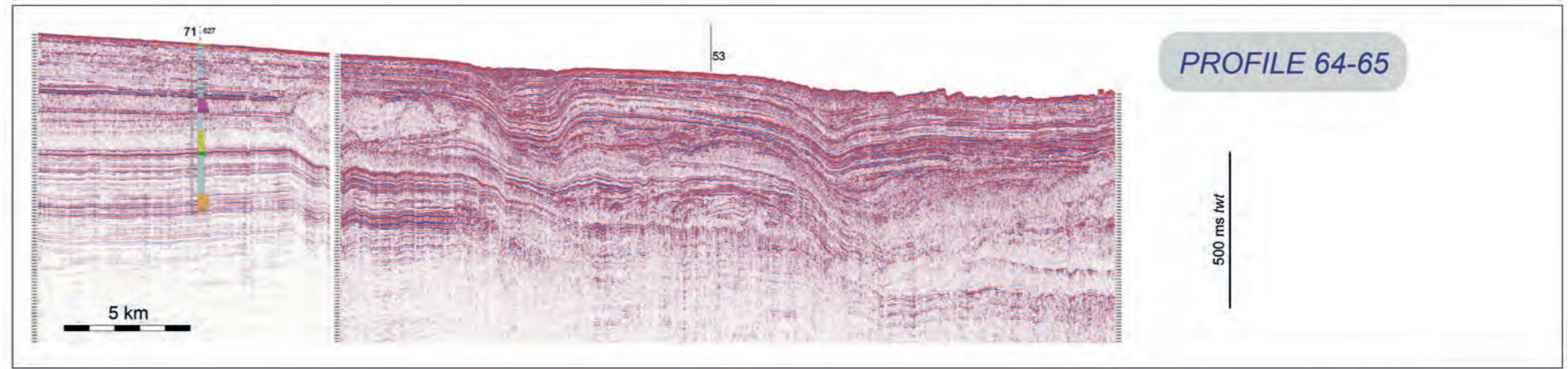
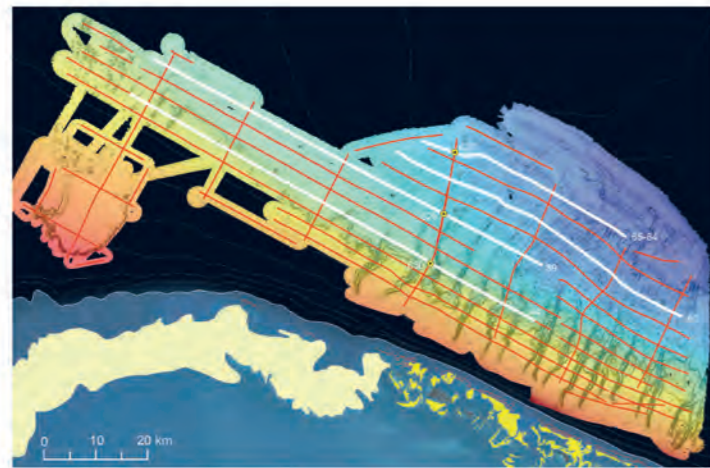
Paramètres physiques du puits 630

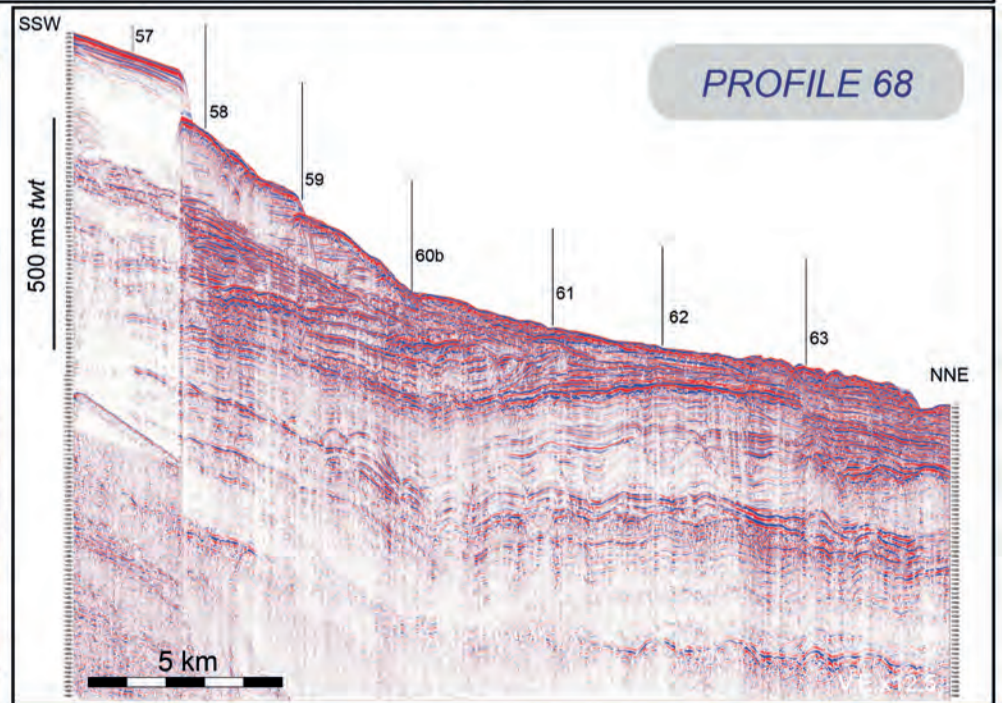
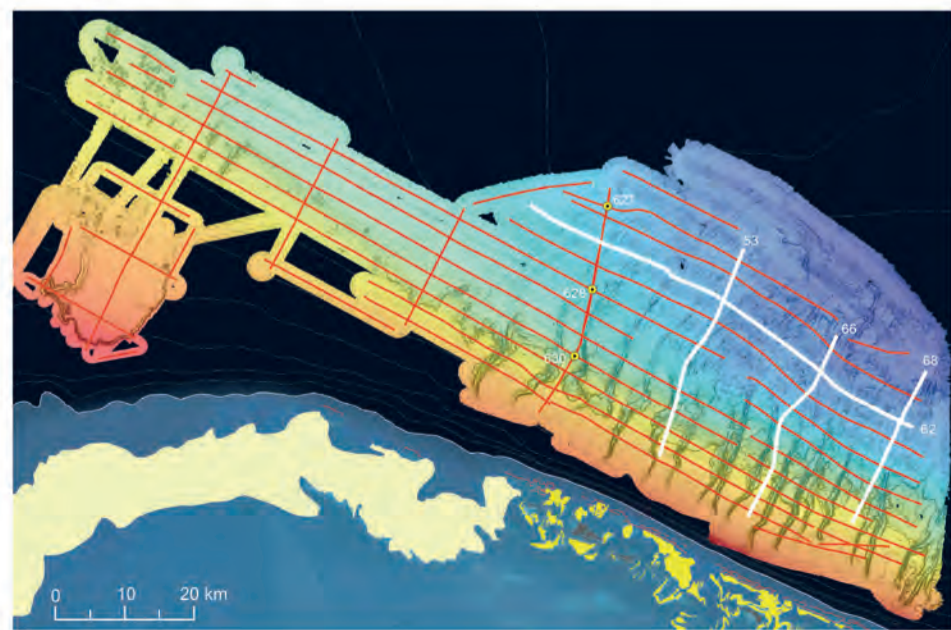
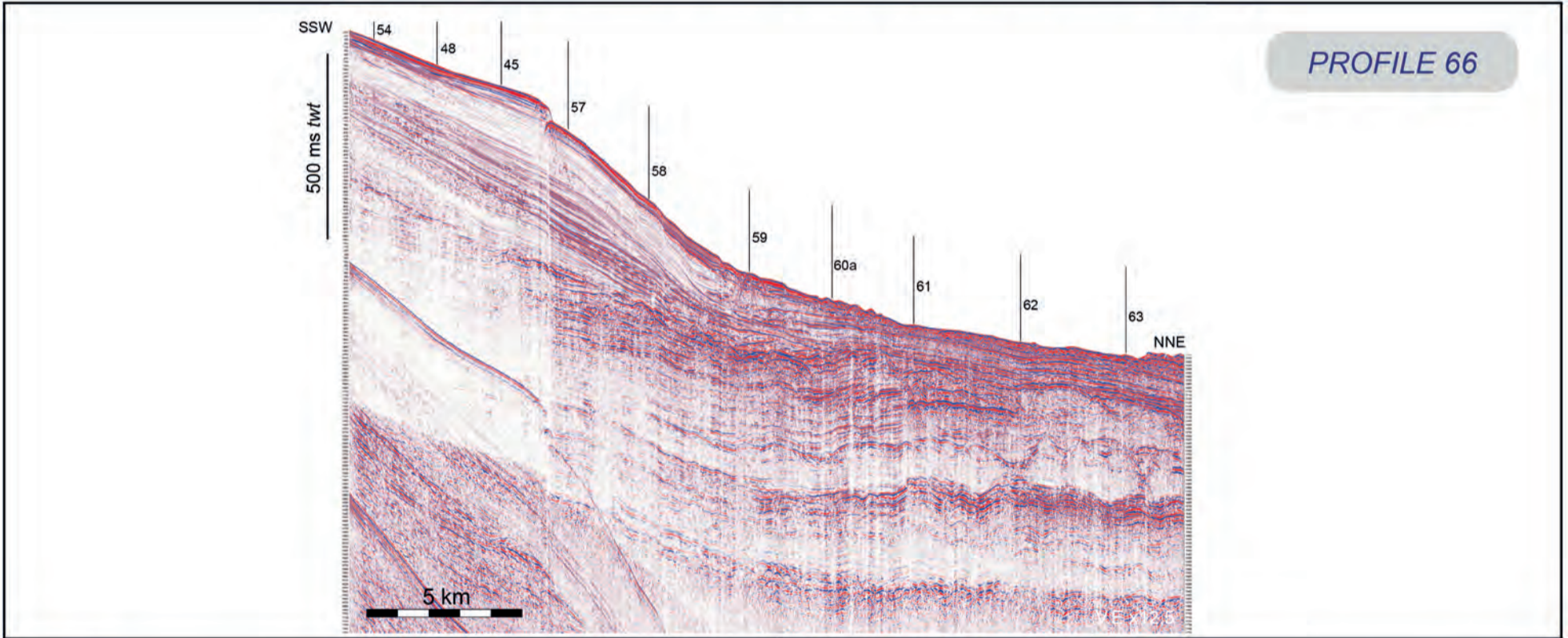
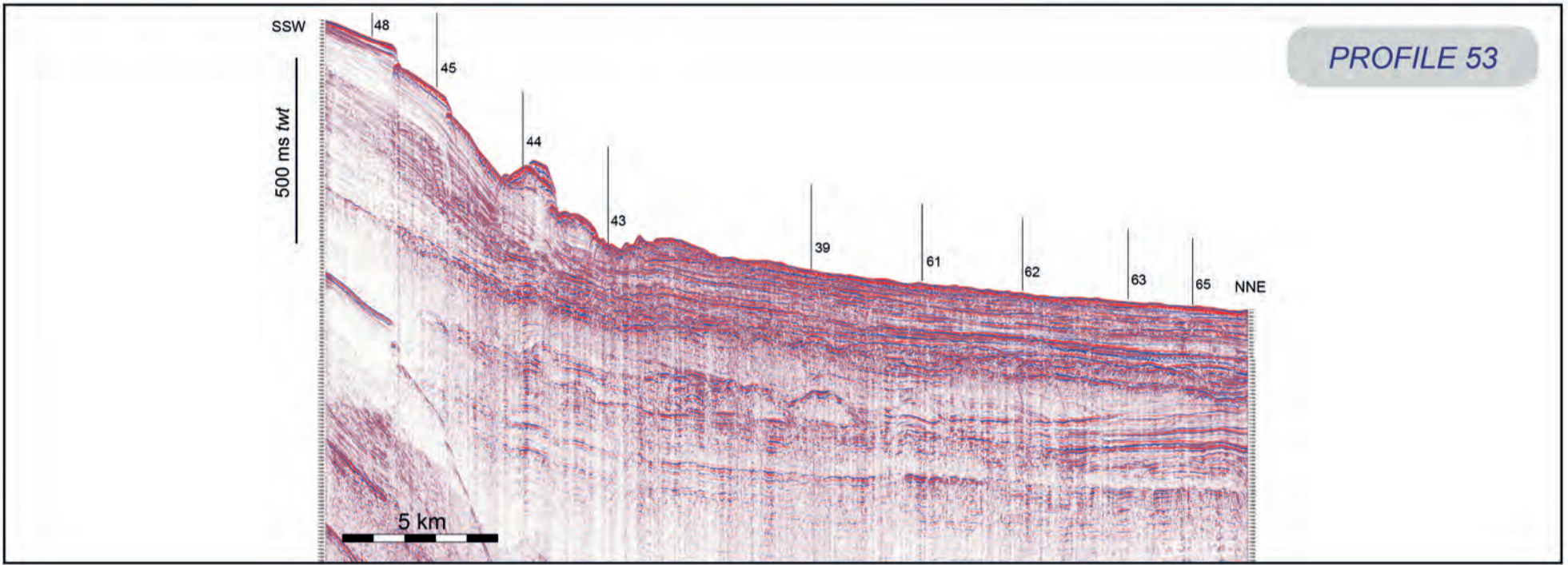
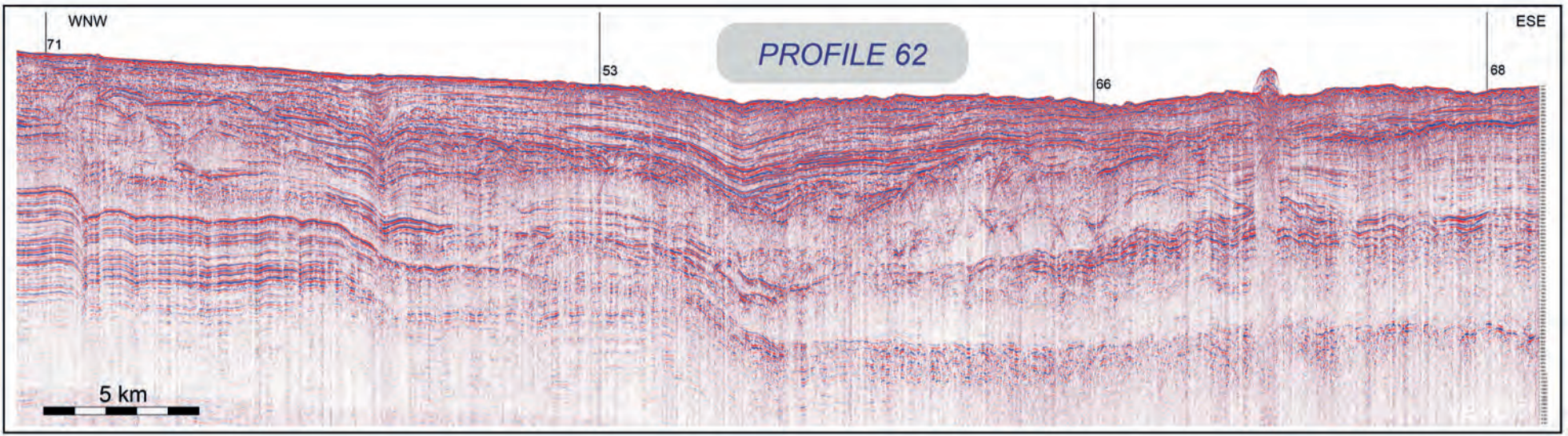
ANNEXE D

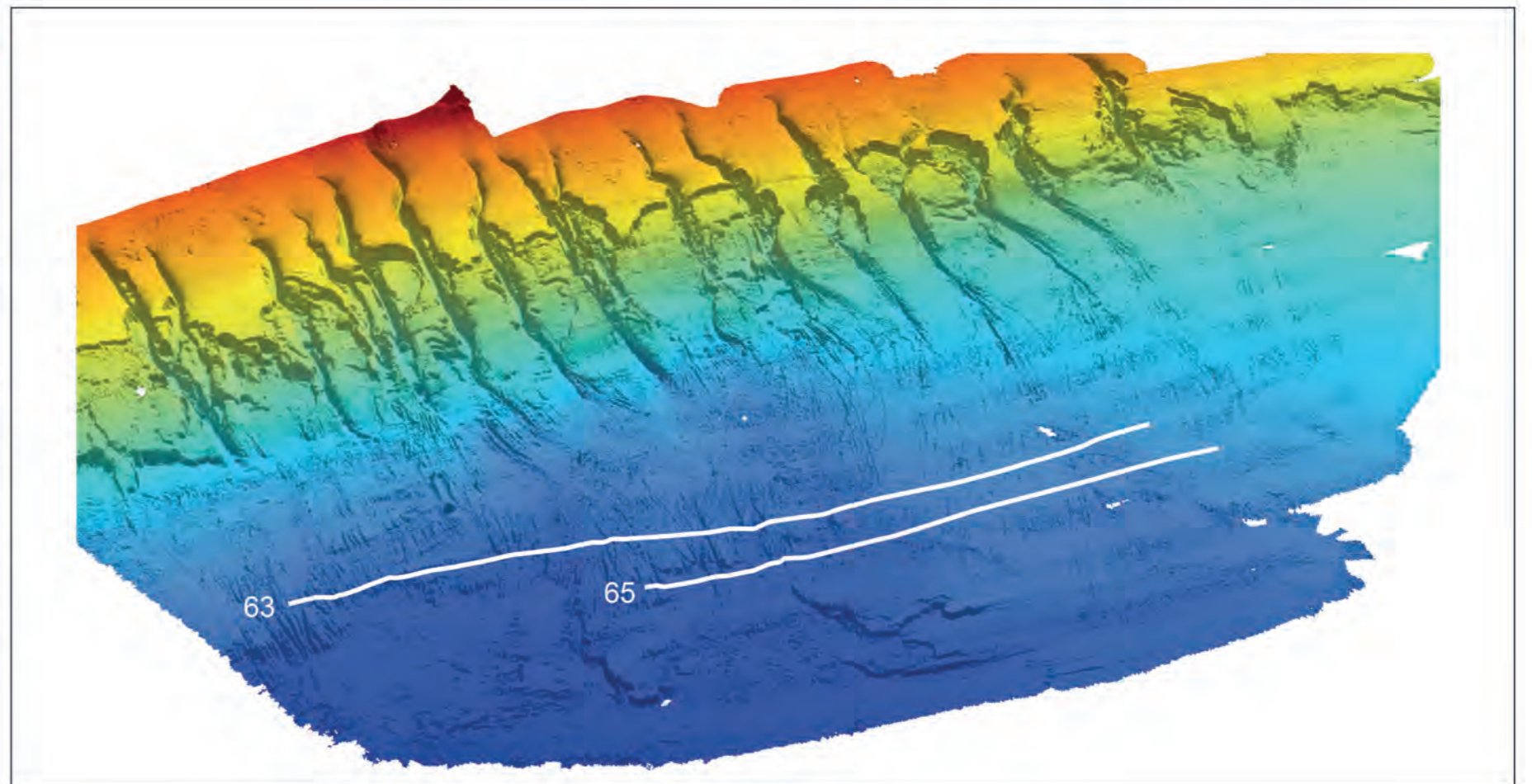
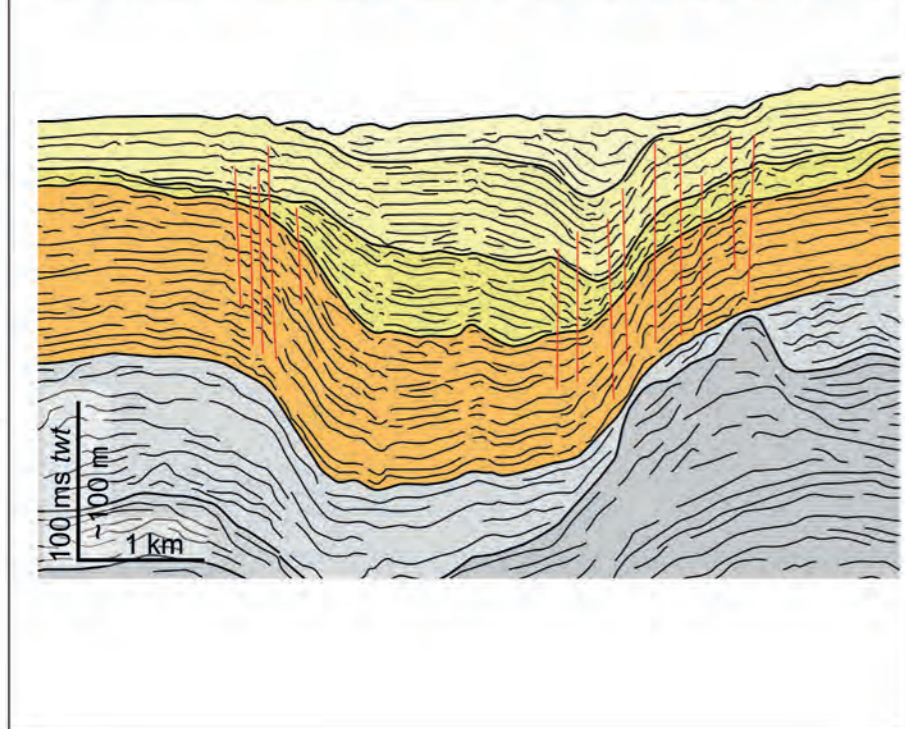
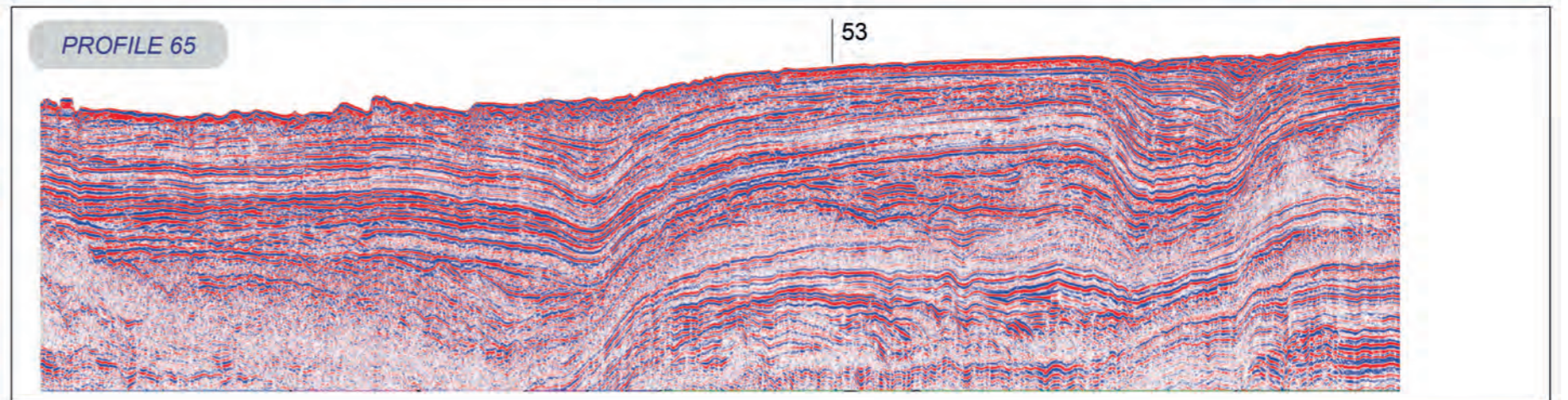
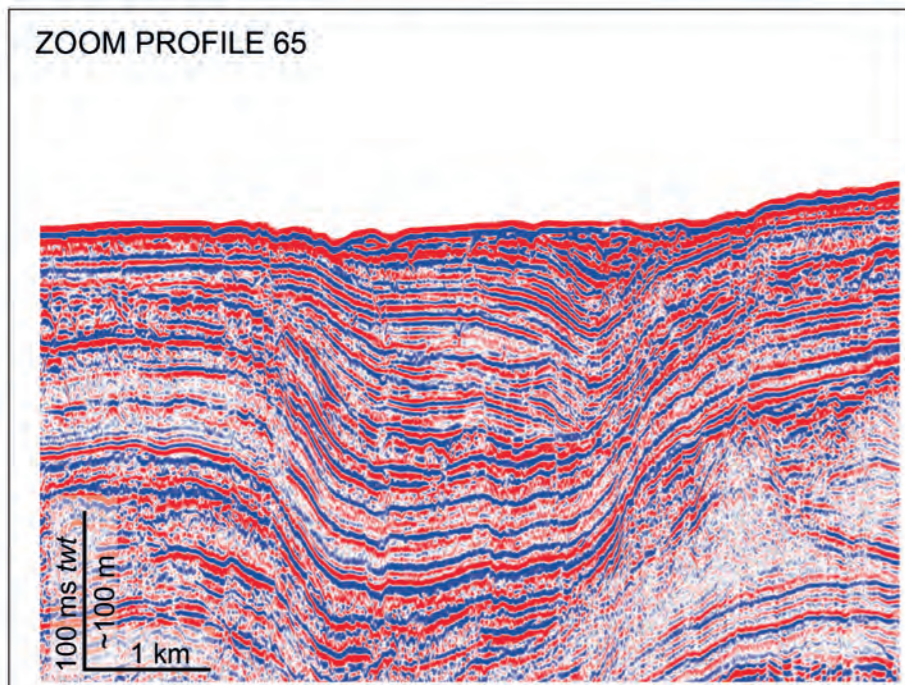
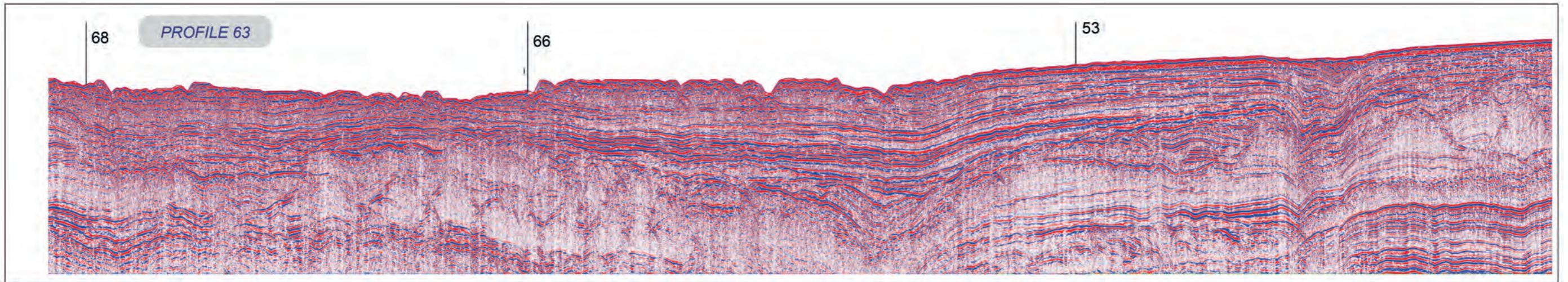
-

PROFILS SISMIQUES HR MULTITRACES NON INTERPRETES

DES FIGURE 3.7, FIGURE 3.15 ET FIGURE 3.28







Résumé

Cette étude présente les architectures et la dynamique sédimentaire de la pente carbonatée au nord de *Little Bahama Bank* (Bahamas) à partir des données de sondeur multifaisceaux, de sondeur de sédiments (Chirp) et de sismique multitraces Haute Résolution (HR) issues de la mission Carambar 1 (2010). Une analyse morpho-sédimentaire de surface permet de définir les grands domaines physiographiques et les éléments architecturaux de la pente et précise la répartition spatiale des sédiments dans le contexte actuel de haut niveau marin relatif. Elle révèle une pente dominée par de la boue de périplate-forme avec différents niveaux d'induration et entaillée par des glissements et des canyons sous-marins. La variabilité spatiale du transfert de boue depuis la plate-forme vers la pente, couplée à l'évolution latérale de l'intensité du courant des Antilles est à l'origine de grandes différences morphologiques d'est en ouest. Dans la partie occidentale, la pente est environ deux fois plus étendue que dans la partie orientale, elle s'apparente à un système progradant. La pente orientale, quant à elle, est marquée par des processus de bypass. En effet, cette partie est caractérisée par de nombreux canyons sous-marins se poursuivant par des sillons distributaires alimentant des zones de dépôts distales confinées. Une étude intégrée permet la caractérisation à haute résolution des glissements et des canyons et la proposition d'un modèle de formation. Ces éléments architecturaux sont initiés par des déstabilisations intra-pente et leur évolution est contrôlée par des épisodes d'érosion régressive, la sédimentation pélagique et les écoulements gravitaires boueux. Enfin, une analyse sismo-stratigraphique permet de reconstituer l'évolution tectono-sédimentaire de la pente de l'Albien à l'Actuel en lien avec le contexte géodynamique des Caraïbes, l'eustatisme et la production carbonatée sur la plate-forme.

Mots clés : pente carbonatée, Petit Banc des Bahamas, drift contouritique, système turbiditique, glissement sous-marin, canyon sous-marin, transfert sédimentaire.

Abstract

This study focuses on the architectures and the sedimentary dynamic of a carbonate slope located on the northern part of Little Bahama Bank (Bahamas) using a dataset composed of multibeam echo sounder, subbottom profiler (Chirp) and High-Resolution (HR) multichannel seismic collected during the Carambar 1 cruise (2010). A morpho-sedimentary surface analysis defines the physiographic domains and the architectural elements of the slope and investigates the spatial distribution of sediments in the context of the current sea-level highstand. It reveals a slope dominated by periplatform ooze with several levels of induration and incised by numerous slides and submarine canyons. The spatial variability of off-bank transport, combined with the lateral variability of the Antilles Current intensity, are at the origin of a morphological evolution from west to east in the study area. In the western part, the slope is around twice as large as the eastern part and can be considered as a prograding system. The eastern slope is marked by bypass processes. Indeed, numerous submarine canyons are visible on the seafloor and are connected to several shallow distributary furrows feeding confined depositional areas. An integrated study allows a high resolution characterisation of slides and submarines canyons and enables us to propose a model of formation. These architectural elements are initiated by intra-slope destabilisations and their evolution is controlled by phases of retrogressive erosion, pelagic sedimentation and muddy gravity flows. Finally, a seismo-stratigraphic analysis allow to reconstitute the tectonic and sedimentary evolution of the slope since the Albian to the present-day by establishing a link with the geodynamic context of Caraiibes, relative sea-level changes and the carbonate production on the platform.

Key words: carbonate slope, Little Bahama Bank, contourite drift, turbidite system, submarine slide, submarine canyon, sedimentary transfer.

Title : *Architecture and sedimentary dynamic of a modern carbonate slope: example of the northern slope of Little Bahama Bank (LBB), Bahamas*