Morphologie, architecture et dynamique sédimentaire d'une pente carbonatée moderne : le Great Bahama Bank (Bahamas)

Mélanie Principaud

▶ **To cite this version:**

Mélanie Principaud. Morphologie, architecture et dynamique sédimentaire d'une pente carbonatée moderne : le Great Bahama Bank (Bahamas). Sciences de la Terre. Université de Bordeaux, 2015. Français. NNT : 2015BORD0301 . tel-01289137

HAL Id: tel-01289137

https://theses.hal.science/tel-01289137

Submitted on 16 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.

université de BORDEAUX

THÈSE

Présentée à

L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX

École doctorale Sciences et Environnements

Par **Mélanie PRINCIPAUD**

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR

SPÉCIALITÉ : Sédimentologie Marine

MORPHOLOGIE, ARCHITECTURE ET DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE D'UNE PENTE CARBONATÉE MODERNE : LE *GREAT BAHAMA BANK* (BAHAMAS)

Sous la direction de : **Thierry MULDER** et **Jean BORGOMANO**

Soutenue le : **14 décembre 2015**

Après avis de :

Mme **Cécile ROBIN**, Maître de conférences, Université de Rennes
M. **Pascal KINDLER**, Professeur, Université de Genève

Devant la commission d'examen formée de :

M. Pascal KINDLER, Professeur, Université de Genève	Président & Rapporteur
Mme Cécile ROBIN, Maître de conférences, Université de Rennes	Rapporteur
Mme Carine GRELAUD, Maître de conférences, ENSEGID Bordeaux	Examinateur
M. Gregor EBERLI, Professeur, University of Miami	Examinateur
M. Hervé GILLET, Maître de conférences, Université de Bordeaux	Examinateur
M. Jean BORGOMANO, Professeur, Université Aix-Marseille	Examinateur
M. Thierry MULDER, Professeur, Université de Bordeaux	Directeur de thèse
M. Vincent HANQUIEZ, Ingénieur d'études, Université de Bordeaux	Invité

-2015-

REMERCIEMENTS

Déjà !... Enfin ! Tout est passé si vite et par moments silentement…

Bref, après trois ans et des poussières (à une vache près, hein… c'est pas une science exacte), je tiens aujourd'hui à exprimer ma reconnaissance et mes remerciements à tous ceux qui, par leur soutien, leurs conseils, aides et encouragements, ont contribué, de près ou de loin, à la concrétisation de ce travail.

En premier lieu, un grand merci à Thierry MULDER, à l'origine du projet CARAMBAR sur les carbonates gravitaires aux Bahamas (destination à faire rêver…) qui a donné lieu à ce très beau sujet de thèse (débuté un 1er Avril ☺,et non, ce n'était pas une blague). Merci pour la confiance qu'il m'a accordé, pour m'avoir conseillé etpour avoir supportémon caractère parfois un peu difficile (mais je crois qu'on peut maintenant le dire, c'était assez réciproque…).

Merci à l'entreprise TOTAL pour avoir financé cette thèse dans le cadre d'un contrat CIFRE avec l'Université de Bordeaux. Je remercie sincèrement Jean BORGOMANO pour son suivi de thèse et ses conseils. Merci égalementà l'ensemble de l'équipe ISSCarb, toujours très accueillantelors de mes passages à Total.

Un grand merci aux membres du jury. Cécile ROBIN et Pascal KINDLER, pour avoir accepté la tâche de rapporteur pour juger de la qualité de ce travail. Je tiens à les remercier chaleureusement del'intérêt qu'ils ont témoigné pour mes résultats ainsi que pour leurs commentaires et suggestions. Je suis également très reconnaissante à Gregor EBERLI, Carine GRELAUD, Hervé GILLET et Vincent HANQUIEZ pour avoir examiné mon travail et pour leurs bons conseils.

Un grand merci àtoute l'équipe sédimento du laboratoire EPOCpour leur convivialité et leur bonne humeur. Merci à Hervé GILLET, Emmanuelle DUCASSOU, Vincent HANQUIEZ, Michel CREMER et Vincent MARIEU (équipe Methys) pour leur disponibilité, leur aide et leur gentillesse.

Merci à Jean-Pierre PONTE (dit JPP), mon stagiaire de M2 préféré (bon, ok, j'en ai eu qu'un ! N'empêche, c'était une crème et en plus il a fait du très bon boulot). Je lui souhaite une très bonne continuation dans sa thèse et son futur, et au plaisir de se recroiser ;).

Merci à toute l'équipe de thésards qui a partagé mon quotidien pendant plus de trois ans. À LULU,camarade Carambar. Merci pour nos échanges et discussions sur la thèse ; pour l'entraide et le soutiendans les moments difficiles ; pour les dimanches après-midi Calicéo afin de se ressourcer ; pour nos virées et soirées (arrosées) en congrès et bien sûr pour

notre super cohabitation lors de la mission Carambar 1.5. De très bons moments. Merci également à KELLY, ma nouvelle collègue Carambar de bureau. Ces derniers mois de thèsesont été bien plus chaleureux en ta présence. Je vous souhaite à toutes les deux une très bonne continuation ☺.

Des remerciements particuliers pour les occupants du bureau Caraïbes : ARNAUD (dit Nono ou José Doré) qui a beaucoup « diffusé », surtout sur la fin…, HÉLÈNE (dit son Panda) et bien sûr PIERRE-ANTOINE JEAN-LUC MARTIN DESSANDIER (ça fait déjà pas mal, pas besoin d'en rajouter), le genre désinvolte et n'ayant l'air de rien...Merci pour la bonne humeur quotidienne, pour tous les bons moments intra et extra thèse passés à blablater de tout et de rien, à revisiter la variété française(Michel, si tu nous entends…) et à boire des cocktails. Nous avons fini la route ensemble comme prévu ☺.Finalement, ce n'est pas si pire lorsqu'on est bien entouré ;) !!

À la fine équipe de Bordeaux : P-A(hum, il est partout celui-là), FLO, PIERRE, FANNY, AUDE, PAULINE. Merci pour ces trèèèèès nombreux « happy » au St Aubin et autres soirées parfois douteuses en votre compagnie. Merci pour vos encouragements et pour m'avoir apporté un peu de légèreté lorsque j'en avais besoin.

À mes amis de longue date : AUDREY & PAQUI, MARIE-CÉLINE & SIDI, LAURENCE, MÉLANIE, SOPHIE& J-P.Merci d'être là.

À LAURENT, car tu y as cru bien plus que moi. Tu as suivi mon travail, tu m'a conseillé, mais surtout tu m'as soutenu et encouragé quotidiennement pendant ces trois ans alors même que tu vivais à des milliers de kilomètres. Ça n'a pas été facile, mais tu as toujours été là pour moi. Tu as supporté mon stress, mes crises de panique, mes périodes de doutes et de baisses de moral. Mais aussi, à l'inverse, mes périodes de craquage ! Tu as toujours su me rassurer et me redonner confiance. Et si je suis arrivée au bout de ce travail, c'est en grande partie grâce à toi. Un grand merci !!

À ma famille, bien sûr. Mes PARENTS et mon petit frère TOTO qui m'ont toujours soutenu dans ces longues années d'études. Vous m'avez fait confiance quel qu'ont pu être mes choix, même sij'ai bien senti quelques fois des doutes et des inquiétudes au vu de ma grande obstination. Car oui, je suis parfois un peu têtue !! Mais ça en valait le coup… J'ai lu la fierté et l'émotion sur vos visages le jour de ma soutenance.

Enfin, pour toi, PIERRE, mon autre petit frère, parti bien trop tôt. Certains m'ont dit que le choix de la géologie n'était peut-être pas une coïncidence… Tu n'es plus là pour le voir mais j'essaie de profiter de chaque jour et de vivre sans regrets. Ce mémoire t'est dédié ♥.

MERCI !!! ☺

INTRODUCTION GÉNÉRALE 1

CHAPITRE I : SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE : LES DÉPÔTS CARBONATÉS GRAVITAIRES ET CONTOURITIQUES 9

I. LES PROCESSUS GRAVITAIRES ET MÉCANISMES DE TRANSPORT DES CARBONATES GRAVITAIRES DE PENTE 11
I.1. Les glissements en masse 13
I.1.1. Les éboulements, les écroulements (*rock-fall*) et les avalanches (*rock avalanches)* 13
I.1.2. Le fluage (*creeping*) et les glissements (*slides* et *slumps)* 13
I.2. Les écoulements gravitaires 15
I.2.1. Les écoulements laminaires 15
I.2.2. Les écoulements turbulents 18
II. LES FACIÈS ET LES ASSOCIATIONS DE FACIÈS 19
III. LES ÉLEMENTS ARCHITECTURAUX DES APPAREILS SÉDIMENTAIRES GRAVITAIRES 21
III.1. Les cicatrices d'arrachement 21
III.2. Les canyons 22
III.3. Les complexes chenaux-levées 23
III.4. Les lobes turbiditiques 24
III.5. Les nappes d'épandage 24
III.6. Les ravines 25
III.7. Les mégabrèches, les olistostromes et les MTCs 26
IV. LES MODÈLES DE DÉPÔT DE PENTE CARBONATÉE 26
IV.1. Le modèle de nappes d'épandage (*carbonate debris sheet model*) 26
IV.2. Le modèle de « slope-apron » et de « base-of-slope apron » 28
IV.3. Le modèle de « submarine fan » 30
IV.4. Le modèle de marge en accrétion et de marge en escarpement (*by-pass*) 32
V. LES ENREGISTREMENTS SÉDIMENTAIRES ASSOCIÉS AUX COURANTS OCÉANIQUES 36
V.1. La circulation océanique globale 36
V.2. Les courants de fond 36
V.3. Les contourites 36
V.4. Les drifts contouritiques 37
V.4.1. Classification 37
V.4.2. Caractéristiques sismiques 39

CHAPITRE II : CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DU *GREAT BAHAMA BANK* 43

I. CADRE GÉOGRAPHIQUE ET PHYSIOGRAPHIQUE DE L'ARCHIPEL DES BAHAMAS 45

I.1. Situation géographique 45
I.2. Physiographie des plates-formes carbonatées 46
II. CONTEXTE CLIMATIQUE 47
II.1. Températures et précipitations 47
II.2. Les vents 47
II.3. Les fronts froids 48
II.4. Les tempêtes et les cyclones 49
III. OCÉANOGRAPHIE RÉGIONALE 49
III.1. Température et salinité des eaux de plate-forme 49
III.2. Les courants de marée 50
III.3. Les ondes internes 52
III.4. Les courants océaniques de bassin et leurs dépôts associés 52
III.4.1. Le courant des Antilles 52
III.4.2. Le courant de Floride 53
III.4.3. Le courant de Santaren 54
III.4.4. Les dépôts associés aux courants océaniques profonds 54
IV. LA PRODUCTION CARBONATÉE SUR LA PLATE-FORME 57
IV.1. L'usine à carbonates 57
IV.2. Morphologie des plates-formes carbonatées 58
IV.2.1. Les rampes 58
IV.2.2. Les plates-formes barrées 59
IV.2.3. Les plates-formes épicontinentales 61
IV.2.4. Les plates-formes isolées et les atolls océaniques 61
IV.2.5. Les plates-formes ennoyées 62
IV.3. Répartition des faciès sur la plate-forme 63
V. EVOLUTION TECTONO-STRATIGRAPHIQUE DU GBB 64
V.1. Evolution géodynamique et principaux évènements structuraux de la zone ouest des Bahamas 64
V.1.1. Le « Megabank » 64
V.1.2. L'ennoiement et la segmentation du « Megabank » 64
V.2. Evolution de la plate-forme du GBB 66
VI. ÉVOLUTION PALÉO-OCÉANOGRAPHIQUE GÉNÉRALE 69

CHAPITRE III : MATÉRIEL ET MÉTHODES 75

I. ORIGINE DES DONNÉES 77
II. OUTILS 77
II.1. Le positionnement 77
II.2. Les données acoustiques 77
II.2.1. Les données multifaisceaux 77
II.2.2. Les données de sismique réflexion 81
II.3. Les données sédimentologiques 82
II.3.1. Les carottes Küllenberg 82
II.3.2. Les forages ODP et les puits de plate-forme 83

III. MÉTHODES D'ANALYSE 85
III.1. Traitement et analyse des données acoustiques 85
III.1.1. Bathymétrie et imagerie EM302 85
III.1.2. Sismique THR et HR 86
III.2. Etude des données sédimentologiques 88
III.2.1. Les carottes Küllenberg 88
III.2.2. Les forages ODP et les puits de plate-forme 88
III.3. Calage sismique/puits ODP 89
III.4. Méthode d'interprétation sismique 89

CHAPITRE IV : RÔLE DES INSTABILITÉS GRAVITAIRES CARBONATÉES SUR L'ARCHITECTURE STRATIGRAPHIQUE DU *GREAT BAHAMA BANK* AU COURS DU NÉOGÈNE-QUATERNAIRE 93

I. **NOTE 1** : "Slope-to-basin stratigraphic evolution of the carbonate northwestern Great Bahama Bank (Bahamas) during the Neogene to Quaternary: Interactions between downslope and bottom currents deposits" 95

II. **NOTE 2** : "Large-scale carbonate submarine mass-wasting along the northwestern slope of the Great Bahama Bank (Bahamas): Morphology, architecture, and mechanisms" 139

CHAPITRE V : CARACTÉRISATION MORPHOLOGIQUE ET FACIOLOGIQUE ACTUELLE DE LA PENTE NORD-OUEST DU *GREAT BAHAMA BANK* 169

I. MORPHOLOGIE ET STRUCTURES DE LA PENTE NORD-OUEST DU *GREAT BAHAMA BANK* 171
I.1. La pente 171
I.2. Les sillons d'érosion 175
I.3. Les loupes d'arrachement 179
I.4. Les ravines 180
I.5. Le Complexe de Transport en Masse (MTC) 182
I.6. L'escarpement 185
I.7. Les *sediment waves* 186
I.8. Les massifs coralliens d'eau profonde 190
I.9. Les *pockmarks* 193
I.10. Les traces de courant 195
I.11. Les *plunge pools* 198
II. ANALYSE DES DONNÉES ACOUSTIQUES MULTIFAISCEAUX EM302 ET CHIRP 199
II.1. Classification des faciès acoustiques EM302 199
II.2. Répartition des faciès acoustiques EM302 199
II.3. Classification des écho-faciès Chirp 208
II.4. Répartition des écho-faciès Chirp 208
II.5. Interprétation 210

III. DISCUSSION ET CONCLUSION : BUDGET SÉDIMENTAIRE ACTUEL DE LA MARGE NORD-OUEST DU *GREAT BAHAMA BANK* 221
III.1. Origine du matériel sédimentaire holocène 221
III.2. Variation des processus hydrodynamiques contrôlant la distribution sédimentaire de la marge et relation avec la morphologie du talus le long du GBB 221

CHAPITRE VI : DISCUSSION, CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES 227

I. BUDGET SÉDIMENTAIRE, VARIATIONS MORPHOLOGIQUES ET PROCESSUS DE DÉPÔT LE LONG D'UN TALUS DE TYPE *LEEWARD* DOMINÉ PAR LA BOUE PENDANT L'HOLOCÈNE 229
II. OCCURENCE DES *MASS TRANSPORT COMPLEXES* PENDANT LE NÉOGÈNE-QUATERNAIRE 230
III. ÉVOLUTION DU TALUS NORD-OUEST DU GBB DURANT LE NÉOGÈNE-QUATERNAIRE 233
IV. SÉDIMENTATION CONTOURITIQUE LE LONG DU GBB : CONTRÔLE GLACIO- OU TECTONO-EUSTATIQUE ? 235
V. PERSPECTIVES 238

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES 241

ANNEXES 267

TABLE DES ILLUSTRATIONS

CHAPITRE I :

Figure I-1 : *Les principaux processus de sédimentation dans les zones profondes (Stow, 1986).* ..... - 12 -

Figure I-2 : *Représentation schématique d'un slump rotationnel (A) et d'un slide translationnel (B). D'après Mulder et Cochonat (1996).* ..... - 14 -

Figure I-3 : *Slides émergents frontalement (a) et confinés frontalement (b), (Frey-Martínez et al., 2006).* ..... - 15 -

Figure I-4 : *Représentation schématique des différents types d'écoulements gravitaires et de leurs dépôts associés (Hanquiez, 2006, d'après Mulder et Alexander, 2001).* ..... - 17 -

Figure I-5 : *Schéma illustrant le processus de « density cascading ». Des eaux denses, chargées en sédiments s'écoulent le long de la pente, jusqu'à une pycnocline où se créé une couche néphéloïde chargée en sédiments (Wilson et Roberts, 1995).* ..... - 18 -

Figure I-6 : *Exemple d'évolution d'un glissement sous-marin (depuis les slumps rotationnels jusqu'aux courants de turbidité) d'après l'exemple du glissement des Grands Bancs de 1929 (Piper et al., 1999).* ..... - 19 -

Figure I-7 : *Larges cicatrices d'arrachements et dépôts de transport en mass associés, au niveau de la pente nord-ouest du Great Bahama Bank, Bahamas (modifié d'après Principaud et al., 2015).* ..... - 21 -

Figure I-8 : *Morphologie des têtes de canyons localisées sur la pente nord du Little Bahama Bank (Bahamas). Les canyons se forment par la coalescence de cicatrices d'arrachements (As) et des érosions rétrogressives successives (Re), créant des têtes en amphithéâtre, des terrasses (T), des thalweg (Th) et un chenal (Ch) (Mulder et al., 2012b).* ..... - 22 -

Figure I-9 : *Complexe chenal-levées observé sur la pente nord-ouest du Great Bahama Bank, Bahamas (Mulder et al., 2014).* ..... - 23 -

Figure I-10 : *A) Lobes bréchiques de Céüse-Thitonien (SE France) (page précédente, d'après Courjault, 2011) ; B) Profil sismique Chirp montrant un lobe turbiditique localisé dans le prolongement de la pente nord-ouest du Great Bahama Bank, Bahamas.* ..... - 24 -

Figure I-11 : *A) Ravines et chenaux du Dévonien supérieur, Canning Basin (Australie) (Playton et al., 2010) ; B) Morphologie d'un système de ravines localisé sur la pente nord-ouest du Great Bahama Bank (Bahamas).* ..... - 25 -

Figure I-12 : *Le modèle de nappes d'épandage boueuses non chenalisées en bas de talus (« carbonate debris sheet ») (Cook et al., 1972).* ..... - 27 -

Figure I-13 : *Le modèle de « slope apron » et de « base of slope apron » et les associations de faciès correspondantes (Cook et Mullins, 1983, modifié de Mullins et Cook, 1986).*... - 28 -

Figure I-14 : *Géométrie et séquence de faciès type d'un tablier bréchique de pied de pente progradant (base of slope apron) (modifié d'après Mullins et Cook, 1986).* ..... - 29 -

Figure I-15 : *Modèle de lobes bioclastiques chenalisés situé en bas de talus fortement incliné (Cook et Mullins, 1983, modifié d'après Cook et Edberg, 1981).* ..... - 30 -

Figure I-16 : *Les modèles de « submarine fan » distingués en fonction de trois granularités différentes (Payros et Pujalte, 2008).*..... - 32 -

Figure I-17 : *Le modèle de marge en accrétion et de marge en escarpement (Playton et al., 2010, modifié de McIlreath et James, 1978).* ..... - 33 -

Figure I-18 : *Architecture spatiale schématique illustrant la continuité (a-c) ou la discontinuité (d-f) des systèmes de pentes carbonatées et de leur bassin associé (Playton et al., 2010).* ..... - 34 -

Figure I-19 : *Profils de pentes bahamiennes et modèles de dépôt associés. A) Profils de pentes en accrétion, en by-pass et en érosion ; B) Modèles de dépôt en accrétion, en escarpement et en érosion montrant la variabilité architecturale des différentes marges (Playton et al., 2010 ; modifié de Schlager et Ginsburg, 1981).* ..... - 36 -

Figure I-20 : *Classification des différents types de drifts contouritiques montrant la géométrie générale et la tendance de la migration et de l'aggradation des dépôts associés (doubles flèches noires) (Hanquiez, 2006, d'après Faugères et al., 1999).* ..... - 38 -

Figure I-21 : *Schéma des principales caractéristiques sismiques des drifts (Hanquiez, 2006, d'après Stow et al., 2002c).*..... - 40 -

CHAPITRE II :

Figure II-1 : *Image satellitaire régionale montrant l'archipel des Bahamas et les différents domaines océaniques qui le délimitent (Source : Esri).*..... - 45 -

Figure II-2 : *A. Exemples de profils de pente de talus bahamiens en fonction de leur position géographique par rapport à la mer ouverte (leeward vs. windward) ; B. Coupes schématiques de différentes pentes bahamiennes en accrétion, by-pass et érosion (modifié d'après Schlager et Ginsburg, 1981).*..... - 47 -

Figure II-3 : *Image satellitaire régionale de l'archipel des Bahamas illustrant les courants océaniques majeurs, la direction préférentielle des vents ainsi que l'énergie des vagues.* - 48 -

Figure II-4 : *Images satellitaires de la plate-forme du Great Bahama Bank avant et après le passage du cyclone Michelle en novembre 2001. A) Image du 5 octobre 2001, avant le passage du cyclone ; B) 6 novembre 2001, après le passage du cyclone, les sédiments de la plate-forme sont remis en suspension ; C) Détail d'un panache de sédiments qui s'écoule hors de la plate-forme (d'après Rankey et al., 2004).*..... - 49 -

Figure II-5 : *Salinité des eaux de plate-forme sur le Great Bahama Bank durant les étés 1955 et 1956. Les plus fortes salinités se trouvent du côté sous le vent d'Andros Island où la circulation est moindre et le temps de résidence des eaux est le plus long (Bergman, 2010, modifié d'après Traverse et Ginsburg, 1966).* ..... - 50 -

Figure II-6 : *Vues aériennes de traits morphologiques tidaux de plate-forme carbonatée aux Bahamas. A) Exemple d'une creek tidal carbonatée (Côte NE d'Andros Island) ; B) Détails de barres calcarénitiques subtidales et de chenaux distributaires ; C) Exemple de patch reefs sur un replat tidal protégé (Eleuthera Island) ; D) Exemple de deltas et de passes tidales carbonatées au niveau d'une barrière récifale discontinue (côte NO du Great Bahama Bank). Crédit photo : M. Principaud.* ..... - 51 -

Figure II-7 : *Carte régionale des Caraïbes et du Golfe du Mexique illustrant la circulation océanique générale avec les principaux courants influençant les Bahamas. FC : Florida Current, LC : Loop Current, SC : Santaren Current (modifié d'après Mullins et al., 1987)……* ..... - 53 -

Figure II-8 : *Coupes transverses du Florida Straits (a-c) et du Santaren Channel (d) indiquant les vitesses de courant en cm/s (Bergman et al. 2010, d'après Richardson et al.,1969).* ..... - 54 -

Figure II-9 : *Carte de répartition des dépôts de drifts et des courants océaniques majeurs dans la partie ouest des Bahamas (modifié d'après Bergman, 2005).* ..... - 55 -

Figure II-10 : *Lignes sismiques transversales au Florida Straits (A) et au Santaren Channel (B) montrant la géométrie des drifts de Pourtales et de Santaren qui évoluent respectivement le long des pentes de la Floride et du Great Bahama Bank (localisation sur la figure II-9) (Modifié d'après Bergman, 2005).* ..... - 56 -

Figure II-11 : *Typologie des profils de rampes carbonatées (Read, 1982).* ..... - 59 -

Figure II-12 : *Typologie des profils de plates-formes carbonatées barrées. Les diversités morphologiques du talus et de la barrière récifale conduisent à une classification secondaire au sein des plates-formes barrées : (i) les marges en accrétion, (ii) les marges en « by-pass », à escarpement ou à ravines et (iii) les marges en érosion (Read, 1982).* ..... - 60 -

Figure II-13 : *Modèle de dépôt d'une plate-forme carbonatée épicontinentale (Tucker et Wright, 1990 ; d'après Pratt et James, 1986).* ..... - 61 -

Figure II-14 : *Profil de plate-forme carbonatée isolée (Read, 1982).* ..... - 62 -

Figure II-15 : *Profil de plate-forme carbonatée ennoyée (Read, 1982).* ..... - 62 -

Figure II-16 : *Carte de répartition des faciès sédimentaires au niveau de la plate-forme du Great Bahama Bank. Les faciès fins sont localisés dans la zone protégée tandis que les faciès les plus grossiers se répartissent sur les bordures externes de la plate-forme (Harris et al., 2015).* ..... - 63 -

Figure II-17 : *Interprétation de l'évolution tectonique de la partie sud-ouest de Great Bahama Bank (Masaferro et Eberli, 1999).* ..... - 65 -

Figure II-18 : *Carte de la partie nord-ouest du Great Bahama Bank indiquant la position des paléo-bancs (Eberli et al., 2001).* ..... - 66 -

Figure II-19 : *Architecture interne de la plate-forme du Great Bahama Bank montrant la nucléation de Bimini Bank et Andros Bank par le remplissage du détroit océanique intra-plate-forme, Straits of Andros, à partir du Crétacé supérieur, puis la progradation de la plate-forme de plus de 25 km dans Straits of Florida au cours du Néogène (Bergman, 2005, d'après Eberli et al., 1994).* ..... - 67 -

Figure II-20 : *Synthèse et compilation des différents évènements tectoniques et stratigraphiques affectant la zone des Bahamas (Florida Straits, Santaren Channel et Great Bahama Bank) depuis le rifting jurassique jusqu'à l'actuel. Relation avec des évènements eustatiques, tectoniques et océanographiques globaux.* ..... - 68 -

Figure II-21 : *Événements mondiaux à la fin du Cénozoïque : courbe isotopique du δ18O des océans et événements atmosphériques associés durant le Néogène (Potter et Szatmari, 2009)..* ..... - 69 -

Figure II-22 : *Évolution tectonique et circulation de surface dans la zone des Caraïbes et du Golfe du Mexique. En bleu foncé apparaissent les eaux peu profondes des plates-formes carbonatées. A) Éocène ; B) Oligocène supérieur ; C) Miocène inférieur ; D) Miocène moyen à supérieur ; E) Miocène supérieur à l'actuel. WP : Windward Passage ; AJP : Anegada-Jungfern Passage ; HMC : Havana/Matanzas Channel ; PC : Pedro Channel ; WB : Walton Basin (Bergman (2005), modifié de Droxler et al. (1998)).* ..... - 70 -

CHAPITRE III :

Figure III-1 : *A) Schéma représentant la technique des faisceaux croisés de l'EM302 (d'après Augustin et al., 1996) ; B) Fauchée en fonction de la profondeur d'eau dans la zone des Bahamas lors de la mission CARAMBAR.* ..... - 78 -

Figure III-2 : *A) Bathymétrie et B) imagerie acoustique EM302 de la région nord-ouest du Great Bahama Bank.* ..... - 79 -

Figure III-3 : *Schéma du système d'acquisition de la sismique multitraces (Thereau, 2011)*.... ..... - 81 -

Figure III-4 : *Principe du carottage à l'aide d'un carottier à piston de type Küllenberg (©Ifremer).* ..... - 83 -

Figure III-5 : *Carte de positionnement des 17 carottages Küllenberg de la zone d'étude, ainsi que des 6 puits ODP utilisés dans cette étude* ..... - 84 -

Figure III-6 : *Localisation des couvertures A) Chirp et B) Sismique Multi-Traces utilisées dans cette étude.* ..... - 87 -

Figure III-7 (page précédente): *A) Relations entre les réflexions sismiques et les limites de séquence supérieures ; (B) Relations entre les réflexions sismiques et les limites de séquence inférieures ; (C) Schéma représentant les différentes terminaisons stratigraphiques des réflexions sismiques au sein d'une séquence de dépôt « idéale » (Mitchum et al., 1977).* . - 90 -

CHAPITRE IV :

NOTE 1 :

Figure IV-1: *Regional map of the Bahamas, showing the bathymetry of the study area on the northwestern carbonate slope of the Great Bahama Bank. GBB (Great Bahama Bank), LBB (Little Bahama Bank), TOTO (Tongue of The Ocean). The trajectories of the main oceanic currents in the Bahamian Archipelago are represented by white dashed arrows, and locations of the contourite drifts along in the Florida Straits are marked by grey zones (from Bergman 2005).*..... - 99 -

Figure IV-2: *Regional map of the Bahamas, showing a compilation of structural features that have been active since the Late Cretaceous (in black) and that influenced the physiographic evolution of the GBB platform and adjacent basin. Active structures are in red. Data are compiled from Schlager et al. (1984), Eberli and Ginsburg (1987, 1989), Masaferro and Eberli (1999), and Masaferro et al. (1999).*..... - 101 -

Figure IV-3: *Bathymetrical map of the study area showing the location of the Carambar cruise (Mulder et al., 2012) multichannel seismic reflection lines. Solid black lines mark the locations of seismic lines shown in subsequent figures. Note the location of wells used in the stratigraphic and sedimentological correlations for this study. Ocean Drilling Program (ODP) wells 626 (Austin et al., 1986), 1003-1004-1005-1006-1007 (Eberli et al., 1997a) are located on the slope and in the basin, whereas wells Clino and Unda of the Bahamas Drilling Project (Ginsburg, 2001) and the exploration well Great Isaac-1 are located on the platform..*
..... - 105 -

Figure IV-4: *A) Connection between the high-resolution seismic line of the Carambar cruise (Mulder et al., 2012) and the Western Geophysical Line (Eberli & Ginsburg, 1987) showing a NE-SW transect evolution from the GBB platform to the adjacent basin. B) Interpretation of the seismic profile and well correlation of wells Unda, Clino drilled on the platform and 1005, 1004, 1003, 1007 and 1006 wells, order from proximal to distal. The seismic sequence boundaries defined in the subsurface of the platform by Eberli et al. (1997a) were extended into the basin, and depositional bodies are interpreted.*..... - 107 -

Figure IV-5: *Well-to-seismic tie for establishment of a chronostratigraphy. Age, biostratigraphy, sedimentation rates, lithology, density and Vp log data and time-depth law are from ODP well 1007 (Eberli et al., 1997). The seismic line is from the Carambar cruise (Mulder et al., 2012).* ..... - 109 -

Figure IV-6: *A) Uninterpreted seismic line showing the position of ODP wells used to the sedimentological calibration of seismic facies. B) Correlation of 1005-1004-1003-1007 and 1006 ODP wells from the upper slope to the basin. The stratigraphy of the wells is dominated by resedimented carbonates on the slope and contourite drift deposits in the basin. Core and*

stratigraphic information were taken and synthesis from reports of ODP Leg 166 (Eberli et al., 1997) and from Anselmetti et al., (2000). ..... - 111 -

Figure IV-7: *A) Uninterpreted and B) interpreted N-S-oriented seismic profile across the basin (see Fig. IV-3 for location) showing the different seismic units through the Neogene strata. The ODP well 626 (Austin et al., 1986) illustrates correlations between lithologic and seismic facies.* ..... - 114 -

Figure IV-8: *A) Uninterpreted and B) interpreted E-W-oriented seismic profile (see Fig. IV-3 for location) illustrating the dip geometries and the termination relationships of seismic facies in a basinward direction.* ..... - 115 -

Figure IV-9: *A) Uninterpreted and B) interpreted N-S-oriented seismic profile along the toe-of-slope (see Fig. IV-3 for location) showing the different seismic units through the Neogene strata.*..... - 116 -

Figure IV-10: *A) Uninterpreted and B) interpreted E-W-oriented seismic profile (see Fig. IV-3 for location) illustrating the dip geometries and the termination relationships of seismic facies in a basinward direction.* ..... - 121 -

Figure IV-11: *A) Uninterpreted and B) interpreted N-S-oriented seismic profile along the slope (see Fig. IV-3 for location) showing the different seismic units through the Neogene strata.*..... - 122 -

Figure IV-12 (previous page): *Isochron maps of the eight seismic stratigraphic surfaces (A: Late Oligocene; B: Aquitanian; C: Langhien; D: Serravallian; E: Messinian; F: Early Pliocene; G: Late Pliocene; H: Pleistocene) previously described showing the paleo-reconstruction of the study area since the Late Oligocene. The maps also illustrate the platform progradation through the Neogene. White areas correspond to seismic data gaps. Yellow dashes represent the basinward limit of the slope apron, orange continuous arrows show the onlapping contourite drift; and black arrows indicate the emplacement and direction of the contour current. Paleogeographic evolution of the GBB platform provides from Eberli and Ginsburg (1987, 1989).*..... - 126 -

Figure IV-13 (previous page): *Isochore maps of the eight depositional described periods (A: Late Oligocene to Aquitanian; B: Aquitanian to Langhian; C: Langhien to Serravalien; D: Serravallian to Messinian; E: Messinian to early Pliocene; F: Early to late Pliocene; G: Late Pliocene-Pleistocene; H: Pleistocene to present-day) documenting the evolution of depositional units and their associated characteristic sedimentologic facies through time. The thickness is given in milliseconds two-way travel time, which is converted to approximate thickness in meters by using the displayed correlation, assuming an average velocity of 2600 m/s (Anselmetti et al., 2000). Paleogeographic evolution of the GBB platform provides from Eberli and Ginsburg (1987, 1989).* ..... - 129 -

Figure IV-14 (previous page): *Correlations between major gravity-flow deposits occurring along the northwestern GBB and regional tectonic, climatic and oceanic events during the Neogene and Quaternary. Global sea-level curves in light blue and green respectively provide from Haq (1988) and Miller et al. (2005).* $\delta^{18}O$ *curve (red) provides from Cramer et al. (2009). Planktonic foraminifers zones provide from Blow (1979), Berggren and Miller (1988) and Berggren et al. (1995). Calcareous nannofossils zones provide from Lourens et al. (GTS 2004 tables).* ..... - 136 -

Figure IV-15 (previous page): *Conceptual model illustrating the evolution of the northwestern platform- to- basin Great Bahama Bank through the Neogene to recent time interval. A: Miocene slope apron with megabreccia. B: Miocene slope apron dominated by muddy calciturbidite deposition. C: Lower Pliocene: generalized flooding of the platform and stop of the slope apron evolution. D: Upper Pliocene: base-of-slope apron configuration characterized by a growth pulse of the contourite drift in the basin and massive debrites by-passed into canyons and deposited into the moat. E: Pleistocene: recovery of a slope apron system.* ..... - 138 -

NOTE 2 :

Figure IV-1: *A) Regional map showing the location of the study leg of the Carambar cruise, the trajectories of the main ocean currents (white dashed arrows) in the Bahamian Archipelago, and the location of the Santaren Drift along the northwestern slope of the Great Bahama Bank. B) Bathymetric map of the carbonate slope located to the northwest of GBB showing the principal morphological features: Ds: Downslope structures, Esc: Escarpment, Fs: Failure scars, Cn: Carbonate mounds, Gu: Gullies, SC: Scarp, MTC: Mass Transport Complex. The white box indicates the location of the study area. Note the southward location of the seismic section and Ocean Drilling Program Leg 166 drill sites 1003-1006 and 1007 (Eberli et al., 1997a) used in the stratigraphic and sedimentological correlations for this study.* ..... - 146 -

Figure IV-2: *Map showing the multichannel seismic reflection lines collected during the Carambar cruise in the study area (white dotted lines). The seismic lines illustrated in this paper are represented by the plain black lines.* ..... - 148 -

Figure IV-3: *3D view of the Mass Transport Complex facing west toward the headwall area with a vertical exaggeration of x10. Prominent features include a gully system extending in a great escarpment toward the south on the upper slope and a wide failure scarp and its associated Mass Transport Complex in the basin. (a) & (b) show the location of 2 cross sections through the MTC area.* ..... - 149 -

Figure IV-4: *View of the main morphological features constituted by the Mass Transport Complex with a vertical exaggeration of x10; (A) The proximal zone shows steep outer walls to the south and an ancient slide complex to the north, infilled by a sedimentary prism overlain by sediment waves; (B) Zoom on the slide scar, which shows the location of the pockmarks at the top of the scar, the plunge pools vertically below the gully incisions, and the moat that follows the scarp; (C) The distal area, characterized by irregular seafloor morphology due to the mass transported, which ended in large megablocks.* ..... - 150 -

Figure IV-5: *Examples of characteristics acoustic facies and erosional features defining MTCs, their internal configuration and interpretation.* ..... - 152 -

Figure IV-6: *Strike-oriented seismic profile (see Fig. IV-2 for location) imaging the different Mass Transport Complexes occurring at the headwall domain between the Late Miocene and Pleistocene and rooted upon the same Mid-Tortonian basal décollement surface. Note the post-collapse infilling of the erosional features.* ..... - 153 -

Figure IV-7: *Strike-oriented seismic profile (see Fig. IV-2 for location) showing a large expanse of chaotic facies, illustrating the vertical and lateral stacking of the four MTCs at the base of slope domain. Note the packages of remnant deformed strata included in the MTCs….* ..... - 155 -

Figure IV-8: *Strike-oriented seismic profile (see Fig. IV-2 for location) showing the distal extent of the MTCs. Note the sharp vertical boundaries with the host strata constituted by a thick package of drift deposits.*..... - 156 -

Figure IV-9: *Dip-oriented seismic profile (see Fig. IV-2 for location) illustrating the southern basinward extension of the MTCs and their contact with the contourite. Note the sharp vertical boundary with no significant compressive structures. The basal décollement surface follows the strata of the underlying deposits and shows an asymmetrical concave-shaped morphology. The overlain contourite has a flat, elongated shape. In the toe domain, compartmentalized strips of sharply bounded chaotic facies embedded in the contourite indicate intense fluid escape.*..... - 157 -

Figure IV-10: *Dip-oriented seismic profile (see Fig. IV-2 for location) showing the northern basinward limit of the MTCs and its contact with the contourite. Note the irregular seafloor and the presence of a large kilometer-sized broken megablock in the toe domain. The basal décollement surface shows an asymmetrical concave-shape morphology, overlain by an elongated mounded-shape contourite with a steep landward lee-side on which the MTD pulls up and "emerges" to the surface.* ..... - 158 -

Figure IV-11: *Map showing areal distribution of the MTCs and their associated failure scars on the western slope of the GBB, based on the overall multichannel seismic reflection lines (plain black lines).*..... - 159 -

Figure IV-12: *Time series of 2D-sketches showing the reconstruction of the dynamic evolution of distinct and repeated slope-failures development and their associated MTCs over time. Note that the pre-collapse topography linked to the Mio-Pliocene contourite drift system caused two distinct models, noted A and B.* ..... - 160 -

CHAPITRE V :

Figure V-1 : *A) Carte bathymétrique à haute résolution ; B) Carte morphologique simplifiée montrant les différentes structures décrites dans les paragraphes suivants.*..... - 173 -

Figure V-2 : *A) Carte des pentes du talus nord-ouest du Great Bahama Bank indiquant les profils de pente du Nord au Sud; B), C), D) & E) Profils de pente (exagération verticale x12), zone hachurée provenant de données bathymétriques de la NOAA.*..... - 176 -

Figure V-3 (page précédente) : *Physiographie des sillons d'érosion présents au niveau de la pente nord-ouest de Great Bahama Bank. A) Carte bathymétrique de localisation des différentes zones présentant des sillons d'érosion ; B) Détail bathymétrique de la zone nord; C) Imagerie acoustique ; D) Profil bathymétrique des sillons (localisation sur la figure B) ; E) Profil Chirp (localisation sur la figure B).*..... - 178 -

Figure V-4 (page précédente) : *Physiographie des sillons d'érosion au niveau de la pente nord-ouest de Great Bahama Bank (localisation sur la figure V-3). A) Bathymétrie; B) Imagerie acoustique ; C & D) Profils bathymétriques (localisation sur la figure A) ; E) Bathymétrie ; F) Imagerie acoustique.* ..... - 179 -

Figure V-5 : *Physiographie des loupes d'arrachement dans la partie nord de la zone d'étude. A) Carte bathymétrique de localisation des différentes zones présentant des loupes d'arrachement ; B) Bathymétrie ; C) Imagerie acoustique ; D) Bathymétrie ; E) Imagerie acoustique.*..... - 180 -

Figure V-6 : *Physiographie des ravines présentes sur la pente nord-ouest du Great Bahama Bank. A) Carte 3D de la bathymétrie des ravines ; B) Evolution longitudinale des profils bathymétriques transverses d'une ravine (localisation des profils sur la figure A) ; C) Détail bathymétrique ; D) Imagerie acoustique ; E) Profil Chirp.*..... - 181 -

Figure V-7 : *Physiographie des ravines présentes sur la pente nord-ouest de Great Bahama Bank. A) Carte 3D de la bathymétrie des ravines (page précédente) ; B) Evolution longitudinale des profils bathymétriques transverses d'une ravine (localisation des profils sur la figure A) ; C) Zoom en bathymétrie ; D) Imagerie acoustique ; E) Profil Chirp.*..... - 183 -

Figure V-8 : *Physiographie d'un Complexe de Transport en Mass (MTC) A) Bathymétrie en vue 3D (exagération verticale x10) ; B & C) Profils Chirp (localisation sur A).*..... - 184 -

Figure V-9 : *Détails sur les éléments architecturaux du Mass Transport Complex. A) Bathymétrie en vue 3D de la partie proximale montrant les cicatrices d'arrachement et leur remplissage par des prismes sédimentaires ; B) Détail des cicatrices d'arrachement surmontées d'un alignement de pockmarks ; C) Partie distale du MTC caractérisée par une topographie très irrégulière liée à la présence de blocs et de monts carbonatés et se terminant par des méga-blocs.*..... - 185 -

Figure V-10 : *Physiographie de l'escarpement dans la partie sud de la zone d'étude. A) Bathymétrie ; B) Imagerie acoustique ; C) Profil bathymétrique de l'escarpement (localisation sur la figure A).* ..... - 186 -

Figure V-11 : *Physiographie des sediment waves dans la partie amont des ravines. A) Carte bathymétrique de localisation des zones de ravines sur le talus moyen ; B) Zoom sur la bathymétrie ; C) Zoom sur l'imagerie acoustique ; D) Profil Chirp (localisation sur la figure A).* ..... - 187 -

Figure V-12 : *Physiographie des sediment waves en aval de l'escarpement. A) Bathymétrie ; B) Imagerie acoustique ; C) Profil Chirp (localisation sur la figure V-11) ; D) Profil bathymétrique (localisation sur la figure A).*..... - 188 -

Figure V-13 : *Physiographie des sediment waves (en bleu) de bas de pente. Les ravines sont indiquées en jaune et l'escarpement en vert. A) Bathymétrie ; B) Imagerie acoustique ; C) Profil bathymétrique (localisation sur la figure A).*..... - 189 -

Figure V-14 : *Physiographie des zones à monts carbonatés présents sur la pente ouest de Great Bahama Bank. Les monts carbonatés s'orientent perpendiculairement à la pente, sur les rebords des sillons d'érosion, indiqués par les lignes en pointillées blancs. A) Localisation des différentes zones détaillées; B) Bathymétrie ; C) Imagerie acoustique; D) Bathymétrie ; E) Imagerie acoustique.* ..... - 190 -

Figure V-15 : *Physiographie des monts carbonatés présents dans la zone à l'Ouest de Bimini. A) Bathymétrie ; B) Imagerie acoustique; C) Profil SMT ; D) Profil bathymétrique…..* ..... - 191 -

Figure V-16 : *Physiographie de la zone des monts carbonatés en aval du MTC (localisation sur la figure V-14). A) Bathymétrie ; B) Imagerie acoustique.*..... - 192 -

Figure V-17 (page précédente) : *Physiographie des pockmarks isolés. A) Carte bathymétrique de localisation des différents pockmarks de la zone d'étude ; B) Bathymétrie ; C) Imagerie acoustique ; D) Profil bathymétrique ; E) Profil sismique cross-line (localisation sur la figure B) ; F) Bathymétrie ; G) Imagerie acoustique ; H) Profil bathymétrique….- 194 -*

Figure V-18 (page précédente): *A) Bathymétrie ; B) Imagerie acoustique ; C), D) & E) Profils bathymétriques (localisation sur la figure A).*..... - 195 -

Figure V-19 : *Physiographie des différentes traces de courant présentes sur la zone d'étude A) Localisation ; B) Bathymétrie ; C) Imagerie acoustique ; D & E) Profils bathymétriques….* ..... - 196 -

Figure V-20 : *Physiographie des différentes traces de courant présentent dans l'extrémité sud de la zone d'étude (localisation sur la figure V-19). A) Bathymétrie ; B) Imagerie acoustique.*..... - 196 -

Figure V-21 : *Physiographie du moat contouritique très marqué dans la partie nord de la zone d'étude. A) Bathymétrie ; B) Imagerie acoustique ; C) Profil SMT en coupe du moat (localisation sur la figure A); D) Profil bathymétrique du moat (localisation sur la figure A); E) Profil bathymétrique des sillons (localisation sur la figure A).* ..... - 197 -

Figure V-22 : *Physiographie des plunge pools. A) Bathymétrie ; B) Imagerie acoustique ; C) Profil bathymétrique (localisation sur la figure A).*..... - 198 -

Figure V-23 : *Carte de l'imagerie acoustique EM302 sur la pente nord-ouest du Great Bahama Bank, indiquant la position des carottes le long du talus, la composition moyenne sur les 30 premiers centimètres ainsi que les taux de sédimentation moyens au cours de l'Holocène.* ..... - 203 -

Figure V-24 : *Carte de distribution des faciès acoustiques EM302 sur la pente nord-ouest du Great Bahama Bank.*..... - 205 -

Figure V-25 : *Carte de distribution des écho-faciès sur la pente nord-ouest du Great Bahama Bank.*..... - 213 -

Figure V-26 : *Modèle conceptuel des types de dépôts et des processus en action le long de la pente nord-ouest du Great Bahama Bank.* ..... - 215 -

Figure V-27 : *Carte bathymétrique de la zone nord ; B) Carte de l'imagerie acoustique EM302 ; C) Carte de distribution des faciès d'imagerie acoustique EM302 ; D) Carte de distribution des écho-types E), F), G), H) Profils sismiques Chirp montrant l'évolution d'Est en Ouest du prisme sédimentaire drapant les sillons d'érosion de la zone nord (localisation sur la figure A).* ..... - 218 -

Figure V-28 : *Profil Chirp montrant le fond marin du talus supérieur au niveau de la zone de Bimini islands.* ..... - 219 -

Figure V-29 : *Profil Chirp illustrant le prisme sédimentaire holocène présent sur le talus moyen à inférieur au niveau de la zone sud. La forte inclinaison du talus du prisme holocène est lié à une migration progressive des sediment waves vers le haut du talus en relation avec une accélération des courants de density cascading pendant la dernière période inter-glaciaire (Betzler et al., 2014).* ..... - 220 -

Figure V-30 : *Schéma montrant l'export des sédiments de la plate-forme vers le bassin, par le processus de density cascading (Lapuyade, 2015).* ..... - 222 -

CHAPITRE VI :

Figure VI-1 : *Bloc diagramme synthétique illustrant l'ensemble des processus sédimentaires identifiés le long du GBB pendant le Néogène, et expliquant les processus de transfert sédimentaires depuis la plate-forme, sur le talus et dans le bassin.* ..... - 231 -

Figure VI-2 (page précédente): *Tableau de corrélations entre les évènements gravitaires majeurs le long du talus du GBB, les évènements tectoniques, climatiques et océaniques régionaux au cours de la période Néogène-Quaternaire.*..... - 238 -

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE IV:

Table IV-1: *Age correlation of seismic horizons.* ..... - 104 -

Table IV-2: *Summary of properties and interpretation of the seismic facies encountered in this study.* ..... - 113 -

CHAPITRE V :

Tableau V-1 : *Caractéristiques morphologiques et position des différents types de sillons d'érosion le long de la pente nord-ouest du Great Bahama Bank.* ..... - 175 -

Tableau V-2 : *Caractéristiques morphologiques des ravines de la zone nord sur un profil longitudinale entre 410 et 610 m de profondeur.* ..... - 182 -

Tableau V-3 : *Caractéristiques morphologiques des ravines de la zone sud sur un profil longitudinal entre 410 et 610 m de profondeur.* ..... - 182 -

Tableau V-4 : *Classification, description, localisation des faciès de réflectivité acoustique EM302.* ..... - 200 -

Tableau V-5 *: Structures sédimentaires associées aux faciès de réflectivité acoustique EM302.* ..... - 201 -

Tableau V-6 : *Classification, description, localisation des écho-faciès Chirp.* ..... - 209 -

Tableau V-7 : *Association des écho-faciès d'imagerie EM302, des structures sédimentaires et des échos-types classés en fonction de l'environnement du talus et interprétation des processus sédimentaires associés.* ..... - 211 -

INTRODUCTION GÉNÉRALE

I. CONTEXTE DE L'ÉTUDE

L'étude des systèmes turbiditiques profonds actuels a été principalement focalisée sur les systèmes silicoclastiques situés sur les marges passives (Zaïre, Mississippi, Niger, Angola, etc…) pour des objectifs essentiellement industriels, liés à l'exploration et au développement des ressources pétrolières. Dans ces environnements, les sédiments se déposent perpendiculairement à la marge, générant une suite de dépôts variée et prévisible le long du talus et dans le bassin. Ils peuvent également interférer avec des courants de contour circulant parallèlement à la marge, et modifiant dans certains cas leur nature faciologique ainsi que leur distribution. La connaissance de cette interaction a été grandement documentée grâce à des données pétrolières recueillies au sein des systèmes terrigènes (Tanzanie, Brésil, Niger, Congo-Zaïre…), au contraire des systèmes carbonatés pour lesquels il n'existe que des données limitées. De plus, très peu d'environnements carbonatés actuels permettent d'illustrer, depuis la plate-forme jusqu'au bassin, les processus hydrodynamiques responsables de la re-sédimentation de dépôts uniquement carbonatés qui interagissent ou alternent avec des courants de contour. Les études sur les carbonates modernes se sont particulièrement concentrées sur les marges à barrières récifales continues de type *windward* mais peu sur les marges protégées de type *leeward* où la sédimentation boueuse prédomine (Playton et al, 2014). L'archipel des Bahamas, et en particulier le *Great Bahama Bank*, offrent une opportunité unique d'étudier ces phénomènes le long d'une marge *leeward*. Des travaux de recherche avaient été réalisés ponctuellement grâce à des données de sub-surface (ODP Leg 101, Austin et al., 1986 ; ODP Leg 166, Eberli et al., 1997 ; Schlager et al., 1988 ; Ginsburg, 2001) mais limitées à des zones géographiques réduites (i.e. < 50 km), ne permettant pas de les comprendre à plus grande échelle (i.e. > 200 km). De plus, la variabilité des faciès de talus le long d'une telle marge reste particulièrement méconnue, ainsi que les paramètres qui régissent leur genèse et leur distribution.

De nombreux travaux ont montré que la re-sédimentation en bas de pente de matériel carbonaté est en grande partie contrôlée par l'évolution de la bordure de la plate-forme qui l'alimente. Cependant, par rapport à leurs équivalents le long des marges silicoclastiques, ces dépôts restent moins bien compris en raison du grand nombre de paramètres internes au bassin qui régissent la production *in situ* des carbonates, tels que la température des eaux, la disponibilité en nutriments, la salinité, les types d'organismes producteurs, les courants océaniques locaux mais aussi des paramètres plus globaux tels que les variations du niveau marin, les mouvements tectoniques et le climat. Ces paramètres interagissent et varient au cours des temps géologiques, influençant en conséquence la morphologie, la géométrie et l'architecture des corps carbonatés de talus et de bassin à des profondeurs variées.

C'est dans ce contexte que les universités de Bordeaux et d'Aix-Marseille 1 ont co-organisé la campagne océanographique CARAMBAR (CArbonate RAMp of BAhamas Resedimentation) qui s'est déroulée en novembre 2010 avec la participation de nombreux autres intervenants (Total, Ifremer, universités de Miami, Genève, Rennes et Amsterdam). Cette mission a été le premier programme dont l'objectif était d'étudier un système de re-

sédimentation carbonaté actuel au niveau d'un talus de plate-forme. Une étude intégrée de ces systèmes gravitaires carbonatés permettant *in fine* une meilleure compréhension des processus de mise en place de ces dépôts et une réévaluation de la capacité réservoir de ces corps.

II. OBJECTIFS DE L'ÉTUDE

Ce travail, financé par l'entreprise TOTAL a été réalisé en collaboration avec l'Unité Mixte de Recherche 5805-EPOC *Environnements et Paléo-environnements OCéaniques et Côtiers* de l'Université de Bordeaux et le département *ISSCarb* de TOTAL à Pau.

Les données utilisées proviennent du Leg 1 (30.10-14.11.2010 ; Mulder et al. 2012) de la mission océanographique CARAMBAR (2010) sur le N/O Le Suroît, armé par Genavir, qui visait à étudier dans son ensemble un système de pente carbonatée à partir de données morpho-bathymétriques (sondeur multifaisceaux EM302), géométriques de surface et de sub-surface (Sismique Haute Résolution multitraces et Très Haute Résolution Chirp) et des processus sédimentaires (carottages Küllenberg) sur la pente occidentale du *Great Bahama Bank*. Cette étude s'appuie sur un jeu de données préexistant important, en particulier des forages ODP dans la pente et le bassin (Austin et al., 1986 ; Eberli et al., 1997) ainsi que des puits d'exploration au niveau de la plate-forme (Schlager et al., 1988 ; Ginsburg, 2001).

Une approche scientifique pluridisciplinaire a été réalisée dans le but d'améliorer la compréhension de la dynamique architecturale et des processus sédimentaires en action sur la pente carbonatée protégée du *Great Bahama Bank* depuis le Néogène jusqu'à l'actuel.

Les objectifs de recherche fixés dans ce travail sont les suivants :

- Cartographier les variations morphologiques d'un talus carbonaté actuel de type *leeward* dominé par des processus gravitaires communs et des courants de contour.

- Définir l'ensemble des critères sédimentologiques, morphologiques et géophysiques participant à la construction de la pente actuelle afin d'identifier les principaux processus hydrodynamiques responsables de la distribution des facies et de leur variabilité spatiale.

- Étudier l'évolution stratigraphique, architecturale et séquentielle du GBB depuis le Néogène et mettre en évidence les paramètres de contrôle.

- Préciser les mécanismes de contrôle de corps sédimentaires carbonatés de grande taille de type *Mass Transport Complexes*.

III. ORGANISATION DU MÉMOIRE

Le manuscrit s'articule en 5 chapitres :

Le **CHAPITRE I** présente une synthèse de l'état des connaissances et des concepts généraux concernant la sédimentation gravitaire carbonatée et les processus contouritiques.

Le **CHAPITRE II** vise à introduire le cadre géographique et géologique du *Great Bahama Bank*. Il s'applique à dresser l'inventaire du contexte hydrologique, courantologique et climatique de la zone d'étude, ainsi qu'à retracer son histoire tectono-sédimentaire depuis le Néogène.

Le **CHAPITRE III** présente les outils d'investigation, les types de données acquises et le protocole suivi pour l'analyse des données utilisées au cours de ce travail.

Le **CHAPITRE IV** concerne la synthèse des données de sismique multitraces haute résolution et s'attache à retracer l'évolution architecturale et dynamique de la pente nord-ouest du *Great Bahama Bank* depuis le Néogène jusqu'à aujourd'hui. Il met en relief l'interaction et le rôle combiné des évènements gravitaires et des courants de contour.

Le **CHAPITRE V** présente une analyse morpho-bathymétrique détaillée de la pente nord-ouest du *Great Bahama Bank*.

Le manuscrit s'achève par une **DISCUSSION** et des **CONCLUSIONS GÉNÉRALES**, ainsi que par la présentation des perspectives d'études.

Les publications réalisées dans le cadre de ce travail ont été mises en page de façon homogène. Les références bibliographiques utilisées dans chacune des notes ont été regroupées et détaillées en fin de manuscrit. Les références exactes des publications réalisées sont les suivantes :

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

Principaud, M., Ponte, J-P., Mulder, T., Gillet, H., Robin, C., Borgomano, J., Slope-to-basin stratigraphic evolution of the carbonate northwestern Great Bahama Bank (Bahamas) during the Neogene to Quaternary: Interactions between downslope and bottom currents deposits, *Basin Research, en révision*.

CHAPITRE I

SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE : LES DÉPÔTS CARBONATÉS GRAVITAIRES ET CONTOURITIQUES

La construction sédimentaire des marges océaniques est généralement contrôlée par l'action combinée des processus gravitaires, des processus liés aux courants de fond (ou courants de contour), ainsi que la décantation hémipélagique. Du fait de la grande diversité du type d'écoulement s'opérant le long et au droit des talus, les associations de faciès constituant les marges carbonatées depuis la bordure de la plate-forme jusqu'au bassin varient rapidement. Cette variabilité de faciès et d'objets sédimentaires a été mise en relief par une suite de modèles de dépôts établis depuis la fin des années 60 et continuent d'intéresser bon nombre de projets de recherche. Ce chapitre introduit dans un premier temps, les principaux mécanismes de transport et de sédimentation des dépôts gravitaires carbonatés, dresse un inventaire des faciès résultants des différents types d'écoulements le long du talus, puis résume les principaux modèles de dépôts conceptuels connus dans la littérature. Il s'achève par une présentation des enregistrements sédimentaires associés aux courants océaniques de fond.

I. LES PROCESSUS GRAVITAIRES ET MÉCANISMES DE TRANSPORT DES CARBONATES GRAVITAIRES DE PENTE

Trois types majeurs de processus sédimentaires sont capables d'éroder, de transporter et de déposer des sédiments en domaine marin profond (Stow, 1986 ; Walker, 1978b) :

- les processus gravitaires (*downslope*) (Dott, 1963 ; Middleton et Hampton, 1976) pour lesquels le mouvement est engendré sous l'action principale de la gravité;

- les courants de fond (*alongslope*) pour lesquels l'écoulement des masses d'eau, sous l'influence de la pesanteur, induit le transport des particules ;

- la sédimentation pélagique (*fall-out*), résultant de la décantation de particules contenues dans la colonne d'eau.

L'analyse des mécanismes de transport des sédiments gravitaires au sens large a d'abord été définie et appliquée aux dépôts strictement silicoclastiques. Bien que les principales différences reposent sur le comportement hydrodynamique lié à la morphologie des grains durant l'écoulement (Maiklem, 1968), la texture, la cimentation, la minéralogie ainsi que la pression de fluide dans les pores (Spence et Tucker, 1997), les mécanismes et les classifications qui s'y rapportent sont arbitrairement utilisés par analogie pour les processus et les dépôts carbonatés.

Les processus gravitaires et leurs dépôts associés ont fait l'objet de nombreuses études (Middleton et Hampton, 1973 ; Mulder et Alexander, 2001 ; Mulder et Cochonat, 1996 ; Shanmugam, 2000). Ils peuvent être regroupés en deux catégories (Fig. I-1) : (1) les glissements en masse, dont le transport est généré exclusivement par la gravité, en général, le long d'un niveau de détachement sur lequel les dépôts re-sédimentés translatent et (2) les écoulements gravitaires avec support inter-granulaire (*grain-flow*) ou support matriciel dans lequel les particules sont transportées dans le fluide qui les portent (*debris-flow*, *liquified-flow* et *turbidity-flow*). En fonction de la densité des grains et la viscosité de la boue matricielle, on

distingue les écoulements cohésifs et les écoulements non-cohésifs. Le régime de l'écoulement peut être laminaire ou turbulent selon la valeur du nombre de Reynolds (Re < 500 : écoulement laminaire ; 500 < Re < 2000 : écoulement transitionnel ou mixte ; Re > 2000 : écoulement turbulent). Les écoulements cohésifs sont généralement laminaires, caractérisés par des vitesses faibles à modérées et une viscosité de fluide matricielle importante, tandis que les écoulements non cohésifs s'opèrent à plus grande vitesse avec une viscosité faible. La plupart des grands écoulements sous-marins dilués sont non cohésifs et correspondent à un régime turbulent.

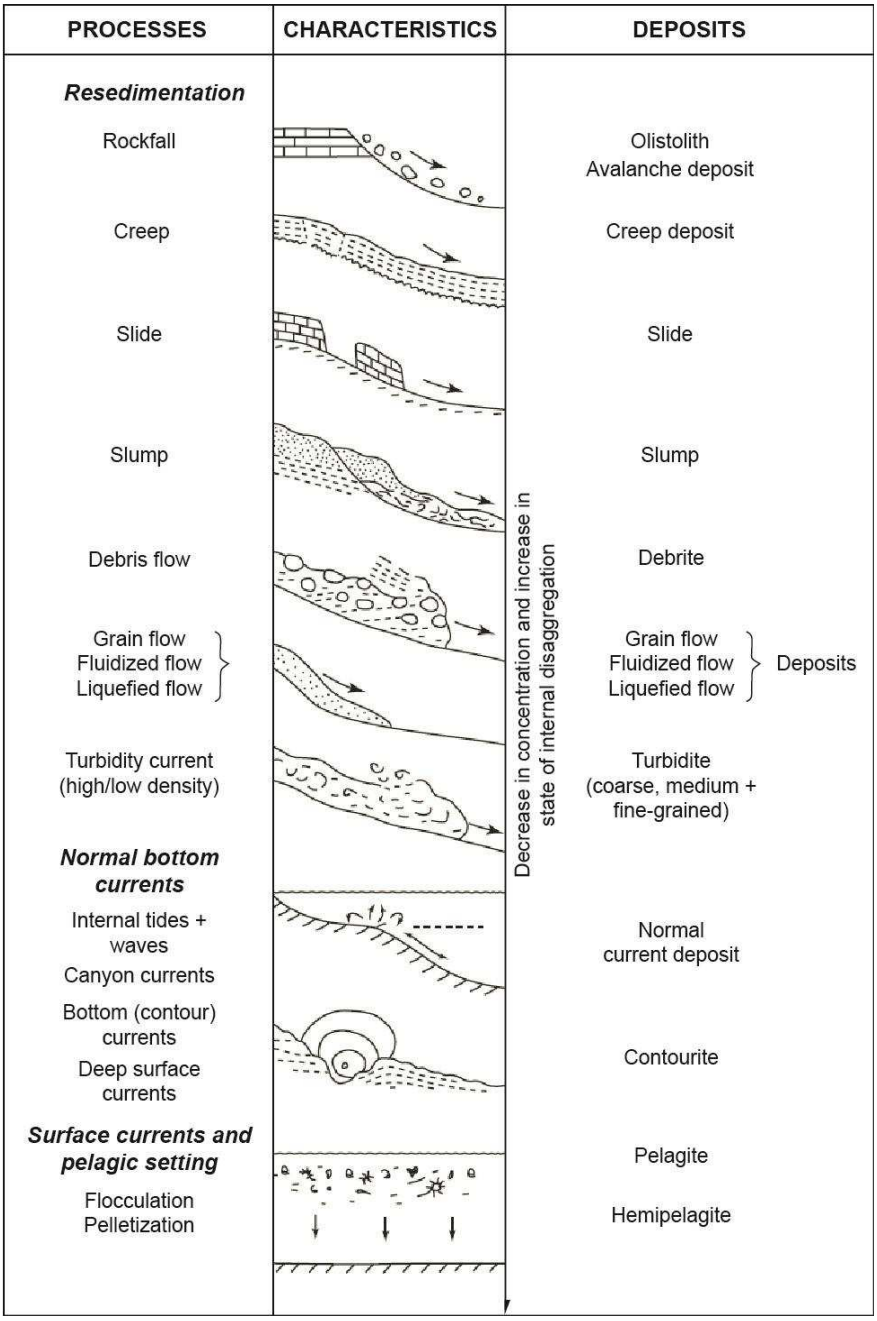


Figure I-1 : *Les principaux processus de sédimentation dans les zones profondes (Stow, 1986).*

I.1. Les glissements en masse

Les glissements en masse sont caractérisés par le déplacement de volumes sédimentaires homogènes le long d'un plan de cisaillement (*i.e.* surface de glissement). Si la distance de transport est relativement faible en comparaison des autres processus de transport gravitaire sous-marins (Mulder et Cochonat, 1996), elle peut tout de même atteindre plusieurs dizaines à plusieurs centaines de kilomètres. Plusieurs types de glissements en masse existent: les chutes de blocs, le fluage et les glissements.

I.1.1. Les éboulements, les écroulements (*rock-fall*) et les avalanches (*rock avalanches*)

Les chutes de blocs ou de débris (*debris/rock falls*) correspondent au brusque mouvement de sédiments consolidés ou de fragments du substratum le long d'une pente très abrupte. Les blocs consolidés qui se détachent parcourent une distance qui dépend de la taille et de la forme des blocs ainsi que du gradient et de la rugosité de la surface de la pente. Le transport des matériaux s'effectue par écroulement ou éboulement brutal avec des rebonds et des phases de roulement. Les dépôts résultants sont généralement constitués de blocs isolés qui peuvent s'accumuler en bas de la pente (Prior et Doyle, 1985).

Ce type de processus s'observe fréquemment le long des marges de plates-formes carbonatées (Cook et al., 1972 ; Hine et al., 1992 ; Jo, 2013 ; Mullins et al., 1992 ; Mullins et al., 1991 ; Mullins et al., 1986) à talus abrupt, pour lesquelles la déstabilisation des blocs peut être liée à un déséquilibre de la marge par surproduction carbonatée (*highstand-shedding*, (Schlager et al., 1994), à des variations eustatiques, notamment lors de ravinements transgressifs en haut de talus (Eberli, 1991) ou encore à la récurrence de petits séismes (Becker et Davenport, 2003). Des déstabilisations se produisent aussi fréquemment au niveau de grands édifices volcaniques de point chaud.

Les avalanches de blocs ou de débris (*rock/debris avalanches*) correspondent à un processus similaire aux chutes de blocs, mais sont des événements à grande échelle, catastrophiques, impliquant d'importants volumes de sédiments (Mulder et Cochonat, 1996 ; Tripsanas et al., 2008). Elles peuvent charrier des blocs de dimensions conséquentes, jusqu'à plus de 500 m de long et plusieurs dizaines de mètres de haut (Mulder et Cochonat, 1996) et les transporter sur de grandes distances, jusqu'à 100 km de leur point d'origine (*e.g,*.Collot et al., 2001 ; Moore et al., 1989).

I.1.2. Le fluage (*creeping*) et les glissements (*slides* et *slumps*)

Lors des processus de glissement, les forces de gravité agissent directement sur une masse de sédiments peu consolidée et fragilisée par un séisme ou l'action de la houle, en exerçant des contraintes de cisaillement simple internes parallèles à la stratification initiale. Le déplacement de la masse s'effectue par fluage ou glissement sur une distance courte et dépend du degré de consolidation de la masse rocheuse et de la forme de la surface de décollement. En fonction de la déformation interne et du degré de décollement de l'objet, on distinguera les glissements selon trois processus :

- Le fluage (*creeping*) est un processus qui se fait très lentement sur une surface de décollement. Les sédiments conservent leur cohésion mais se déforment plastiquement et très lentement sous l'effet d'une charge constante (Mulder et Cochonat, 1996). Lorsque le processus s'arrête, les dépôts consistent en des strates, légèrement inclinées et présentant de faibles déformations internes. Si le seuil de déformation plastique est atteint lors d'une éventuelle accentuation du fluage (*e.g.* chocs dus à un séisme, infiltration de fluides, augmentation de la charge), le matériel déformé peut se fracturer ou bien déclencher un écoulement de type « *debris-flow* » (Mulder et Cochonat, 1996).

- Les glissements *s.s.* (*slides* et *slumps)* sont définis par des mouvements de masses sédimentaires cohérentes sur une surface de cisaillement basale nette (généralement un plan de stratification), limités par des plans de rupture distincts, en particulier en amont où un escarpement de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres peut exister (Coleman et Prior, 1988b ; Mulder et Cochonat, 1996). Les *slides* sont caractérisés par un déplacement modéré par translation et une déformation interne faible tandis que les *slumps* correspondent à des glissements le long d'une surface rotationelle de grande ampleur avec une déformation interne forte.

Les *slides* et les *slumps* peuvent être simples ou complexes (Mulder et Cochonat, 1996). Un *slide/slump* est simple si le principal corps glissé ne génère pas d'arrachements secondaires significatifs. Au contraire un *slide/slump* est complexe lorsque le mouvement du principal corps glissé entraîne l'instabilité des zones voisines et que le volume de ces *slides/slumps* induits est équivalent au volume du *slide/slump* initial (Mulder et Cochonat, 1996).

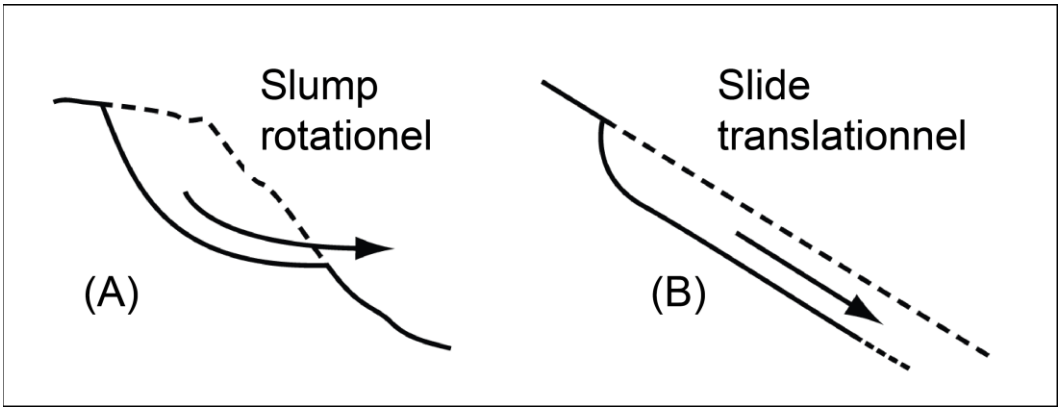


Figure I-2 : *Représentation schématique d'un slump rotationnel (A) et d'un slide translationnel (B). D'après Mulder et Cochonat (1996).*

La partie aval du dépôt peut évoluer de manière différente et montrer deux morphologies distinctes : les *slides* confinés frontalement et les *slides* émergents frontalement (*frontally-confined and frontally-emergent slides*, Fig. I-3 ; Frey-Martínez et al., 2006). Les *slides* confinés frontalement se caractérisent par une translation restreinte et ne surmontent pas les niveaux non déformés mis en place à l'aval. On assiste à la formation d'une série de

chevauchements et plis/duplex transversaux à l'avant du *slide*, témoignant d'un domaine en compression issu de la poussée de sédiments contre l'obstacle responsable du confinement. Dans le cas des *slides* émergents frontalement, une translation plus importante se produit, et la masse sédimentaire en mouvement déborde les niveaux non déformés placés devant pour se répandre librement et s'étaler dans le bassin.

Lorsque la déformation devient suffisamment importante, avec notamment une liquéfaction partielle de la masse par des pressions de fluide interstitiel élevées, alors la masse de sédiments glissés quitte le domaine des *slides/slumps* et se transforme en coulée de débris (Iverson et al., 1997 ; Mulder et Cochonat, 1996).

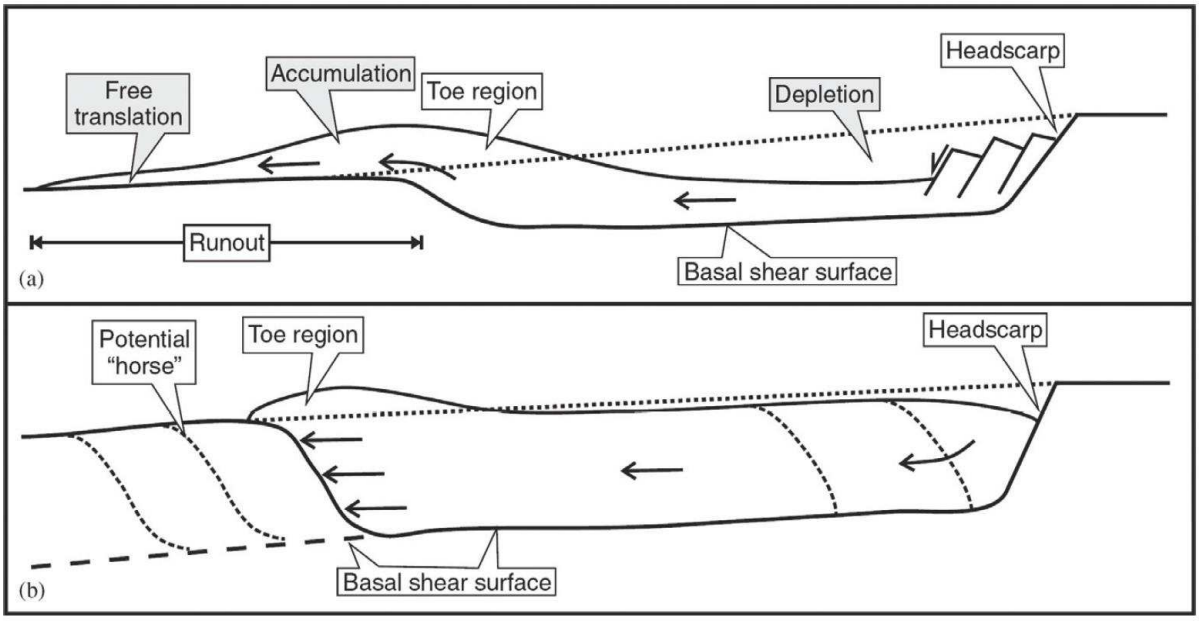


Figure I-3 : *Slides émergents frontalement (a) et confinés frontalement (b), (Frey-Martínez et al., 2006).*

I.2. Les écoulements gravitaires

I.2.1. Les écoulements laminaires

Les écoulements cohésifs

Lors d'un écoulement cohésif, le transport est lié à la présence d'une matrice fine permettant la cohésion entre les particules. Ce type d'écoulement possède des concentrations importantes en sédiments et une viscosité très élevée, empêchant ainsi le développement de la turbulence.

Les coulées de débris ou de boues (*debris*- ou *mud-flows*) sont constituées par une matrice cohésive constituée de matériaux fins, généralement silteux et argileux (coulées de boue), dans laquelle flottent des fragments consolidés de roches dans le cas des coulées de

débris (Mulder et Alexander, 2001 ; Mulder et Cochonat, 1996 ; Postma, 1986). La taille des grains transportés peut être très variable allant du silt au bloc. Les blocs se retrouvent généralement en tête ou sur les bords de l'écoulement, ce qui génère un granoclassement inverse lors du dépôt (Mulder et Cochonat, 1996). Le dépôt s'effectue *en masse* (Lowe, 1982 ; Postma, 1986), la coulée ou une partie de la coulée se figeant lorsque la force motrice liée à la gravité devient égale à la force de résistance au cisaillement de la coulée (Mulder et Alexander, 2001). L'incorporation d'une fine couche d'eau à la base de l'écoulement peut générer un phénomène d'*hydroplanning*, expliquant pourquoi les coulées de débris sont souvent peu érosives alors qu'elles parcourent de très longues distances (Mohrig et al., 1999).

Les écoulements non cohésifs

Parmi les écoulements non cohésifs, on distingue trois mécanismes de support des grains: (1) le support par dissipation de l'énergie liée aux collisions entre les grains (écoulements granulaires), (2) le support par expulsion de fluide inter-granulaire (écoulements fluidisés) et (3) le support par la turbulence.

- Les écoulements granulaires (grain flows)

Les écoulements granulaires *(grain flows)* correspondent à des écoulements non cohésifs et denses, sans support aqueux ou boueux. Pendant le transport, les grains rentrent en collision entre eux, générant une pression dite « dispersive » à l'origine de forces de frottement importantes entre les grains qui entraînent un comportement plastique de la masse en mouvement (Middleton et Hampton, 1976). La mise en mouvement survient sur des pentes dont l'inclinaison est supérieure à l'angle de stabilité de la masse sédimentaire. Cet angle est théoriquement compris entre 18° et 37° afin de maintenir l'interaction par contact entre les grains (Middleton et Hampton, 1976).

- Les écoulements fluidisés ou liquéfiés (*fluidised* et *liquefied flows*)

Les écoulements fluidisés ou liquéfiés (*fluidised* et *liquefied flows*) sont des écoulements dont le mode de transport principal des particules est lié à la pression générée par le fluide interstitiel. Mulder et Alexander (2001) définissent le passage des écoulements hyperconcentrés aux écoulements concentrés lorsque la dilution de l'écoulement par incorporation de fluide ambiant au cours du transport est suffisante pour permettre à la partie supérieure de l'écoulement de devenir turbulente et d'induire une décantation des particules au sein de l'écoulement, aboutissant à un classement granulométrique vertical significatif lors du transport.

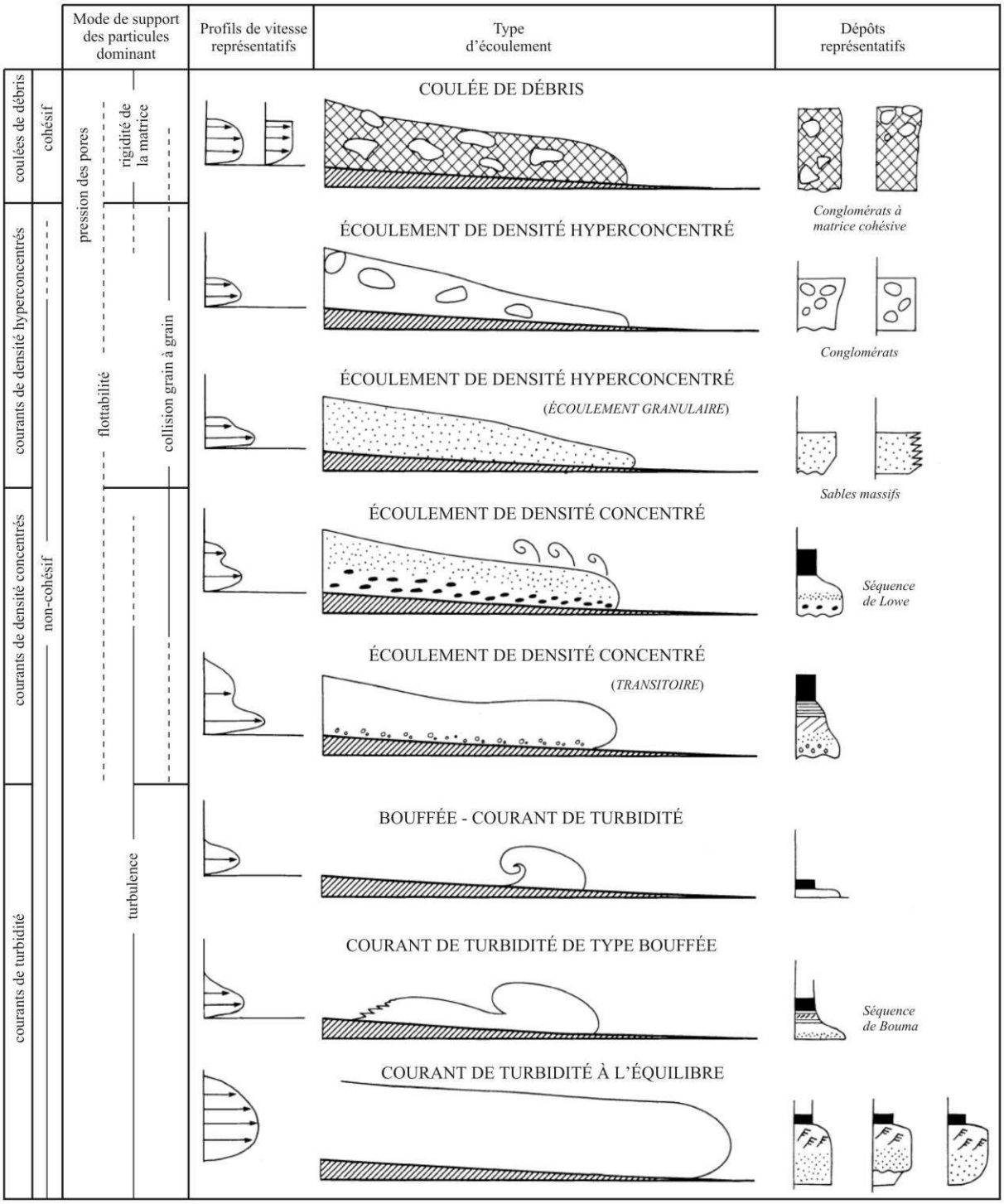


Figure I-4 : *Représentation schématique des différents types d'écoulements gravitaires et de leurs dépôts associés (Hanquiez, 2006, d'après Mulder et Alexander, 2001).*

I.2.2. Les écoulements turbulents

Les courants de turbidité

Les courants de turbidité (Fig. I-4, *turbidity currents*) sont caractérisés par un écoulement où le maintien des particules en suspension est assuré principalement par la turbulence du fluide (Mulder et Alexander, 2001). L'écoulement se déplace à grande vitesse formant un nuage turbide le long de la pente sur laquelle il s'écoule. Les particules sont maintenues dans l'écoulement par un phénomène d'*autosuspension* induit par le régime d'écoulement supérieur du système (Bagnold, 1954). L'érosion à la base de l'écoulement est forte et alimente l'écoulement en sédiments. Des dépôts turbiditiques granodécroissants s'accumulent le long de la pente en fonction de la diminution d'énergie cinétique. Les courants de turbidité constituent le stade ultime des écoulements gravitaires et peuvent être initiés par tous les autres mécanismes de transport précédemment décrits. En fonction de la concentration des particules dans l'écoulement, on distingue les turbidites de faible et de haute densité, responsables de séquences de dépôt différentes (Mutti, 1979).

Les courants hyperpycnaux

Les courants hyperpycnaux correspondent à un type particulier de courant turbulent qui se produit principalement en période de crues aux embouchures des fleuves, lorsque la charge sédimentaire en suspension transportée par l'eau douce est suffisamment élevée pour générer dans l'écoulement une densité supérieure à celle de l'eau de mer. Dans ce cas, l'eau douce chargée en sédiment plonge sous les eaux marines générant un écoulement gravitaire turbulent « hyperpycnal » (Mulder et Syvitski, 1995) qui érode le fond marin s'auto-entretenant pendant une période variant de quelques heures à plusieurs semaines.

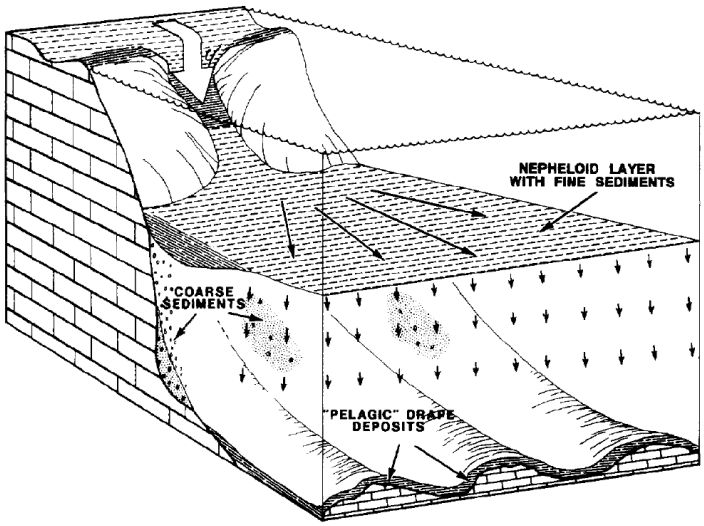


Figure I-5 : *Schéma illustrant le processus de « density cascading ». Des eaux denses, chargées en sédiments s'écoulent le long de la pente, jusqu'à une pycnocline où se créé une couche néphéloïde chargée en sédiments (Wilson et Roberts, 1995).*

Un phénomène assez proche appelé *density cascading* a été observé au niveau de pentes bahamiennes (Wilson et Roberts, 1992, 1995). En hiver, l'air froid et sec descendant de l'Arctique provoque un refroidissement rapide des eaux peu profondes de plate-forme et un contraste de densité important avec les eaux profondes de l'extérieur de la plate-forme. L'effet combiné de ce refroidissement brutal avec des vents intenses et l'action des vagues remet en suspension de grandes quantités de sédiments au niveau de la plate-forme et provoque un plongement des eaux de plate-forme chargées en sédiments vers le fond par contraste de densité.

Il est important de noter qu'un écoulement gravitaire sous-marin non confiné n'est pas figé dans une catégorie et peut évoluer (processus de différentiation), notamment en raison de sa dilution progressive par entraînement d'eau (Fisher, 1983 ; Mulder et Alexander, 2001 ; Mulder et Cochonat, 1996). Plusieurs processus gravitaires peuvent se produire au cours d'un même évènement et ainsi générer différents types de dépôts caractérisés par des transitions latérales plus ou moins rapides selon l'évolution de l'écoulement (Mutti, 1979). C'est le cas par exemple du glissement des Grands Bancs de 1929 (Fig. I-6 ; Piper et al., 1999).

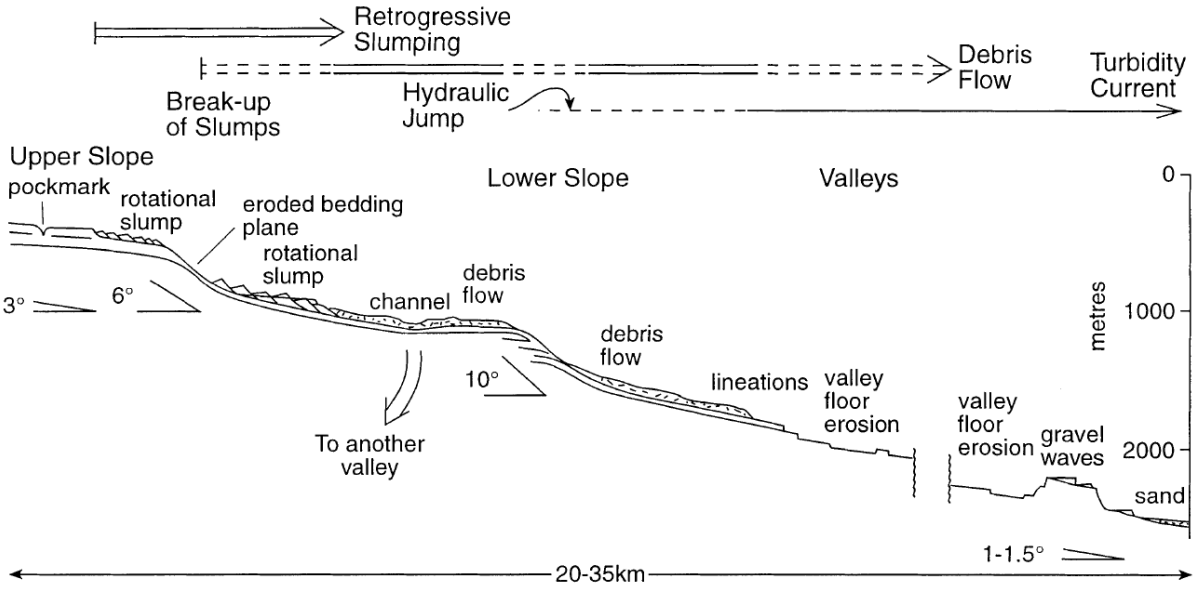


Figure I-6 : *Exemple d'évolution d'un glissement sous-marin (depuis les slumps rotationnels jusqu'aux courants de turbidité) d'après l'exemple du glissement des Grands Bancs de 1929 (Piper et al., 1999).*

II. LES FACIÈS ET LES ASSOCIATIONS DE FACIÈS

Il n'existe pas, pour les carbonates gravitaires, de classification spécifique qui permette de faire le lien entre les faciès, les associations de faciès et les processus de dépôt associés. Cependant, de nombreux travaux de références pour les systèmes silicoclastiques sont communément utilisés (Mutti, 1972 ; Mutti et Ricci Lucchi, 1978).

La classification établie par Gindre (2004) se base sur la taille des grains, la nature et l'abondance du liant au sein du matériel resédimenté (*mud-supported v.s. grain-supported*), le processus d'écoulement ou de transport qui rend compte du faciès décrit ainsi que la géométrie des corps resédimentés. Cette classification distingue :

- les **boues carbonatées** (*mud-dominated deposits* au sens de Playton et al. (2010)) qui regroupent : (1) les boues pélagiques et hémipélagiques déposées par décantation en domaine profond et (2) les boues pélagiques à nodules de silice décrites par (Price, 1977) qui correspondent à des rythmites centimétriques constituées par une succession de lamines micritiques à petites concrétions siliceuses (*cherts*) surmontées par des petits lits argileux riches en radiolaires, déposées par les courants de turbidité en domaine profond ;

- les **calcisiltites** sont des silts biologiques ou microclastiques carbonatés qui résultent du fractionnement et du broyage mécanique de fragments bioclastiques de plate-forme par la dynamique de houle ou des courants hypopycnaux des systèmes turbiditiques (Mutti et al., 1999);

- les **calcarénites** de type ***mud-supported*** correspondent à un faciès granodécroissant de sables bioclastiques dans une boue matricielle micritique de nature non pélagique. Ce type de faciès résulte d'un courant de type « *grain-flow* » (Mullins et Van Buren, 1979) ou courant turbiditique de basse densité ;

- les **calcarénites** de type ***grain-supported*** (*grain-dominated deposits* au sens de Playton et al. (2010)) peuvent être de nature soit (1) bioclastique, le matériel provenant essentiellement du domaine peu profond, soit (2) oolitique, et sont interprétées comme le résultat de courants de turbidité de haute densité ou de *grain-flow* ;

- les **conglomérats** de type ***mud-supported*** rassemblent : (1) les mégabrèches polygéniques composées de blocs lithifiés (Ø > 64 mm), les conglomérats polygéniques à clastes de petite taille (2 mm < Ø < 32 mm) et les brèches monogéniques constituées de clastes riches en bioclastes. Les clastes sont contenus dans une matrice boueuse micritique fine. Ces deux derniers faciès s'organisent généralement en nappes à surface mamelonnée et à base plane et parallèle à la stratification initiale et interprétées comme étant déposées selon un écoulement de type *debris flow*, (2) les conglomérats polygéniques à clastes de grande taille (Ø $\geq\approx$ 64 mm) constitués de blocs de carbonates lithifiés originaires de la plate-forme peu profonde, de débris squelettiques bioclastiques ou de calcarénites de talus, emballés dans une matrice micritique autochtone pélagique ou hémipélagique, déposés par des *rock-falls* ;

- les **conglomérats** de type ***grain-supported*** regroupent des brèches et des conglomérats polygéniques à matrice boueuse carbonatée très réduite voire absente. Ce type de faciès est déposé par des *grain-flows*, des *debris-flows* ou des courants de turbidité.

III. LES ÉLEMENTS ARCHITECTURAUX DES APPAREILS SÉDIMENTAIRES GRAVITAIRES

Les différents processus gravitaires façonnent et/ou ont façonné la morphologie et l'architecture des systèmes sédimentaires le long des marges continentales actuelles et fossiles, générant une grande diversité de structures et de corps sédimentaires s'agençant dans l'espace en systèmes de dépôt complexes caractérisés par des géométries et des passages latéraux de faciès hétérogènes et rapides. Cette partie présente leur morphologie ainsi que les processus de dépôt responsables de leur édification.

III.1. Les cicatrices d'arrachement

Les cicatrices d'arrachement (Fig. I-7) correspondent à la trace des glissements qui peuvent correspondre à la mise en mouvement de volumes énormes de sédiments et de roches, et donc à des sources majeures d'écoulements sédimentaires gravitaires (*e.g.* Damuth et Embley, 1981 ; Coleman et al., 1983 ; Mullins et al., 1986 ; Bugge et al., 1987 ; Principaud et al., 2015).

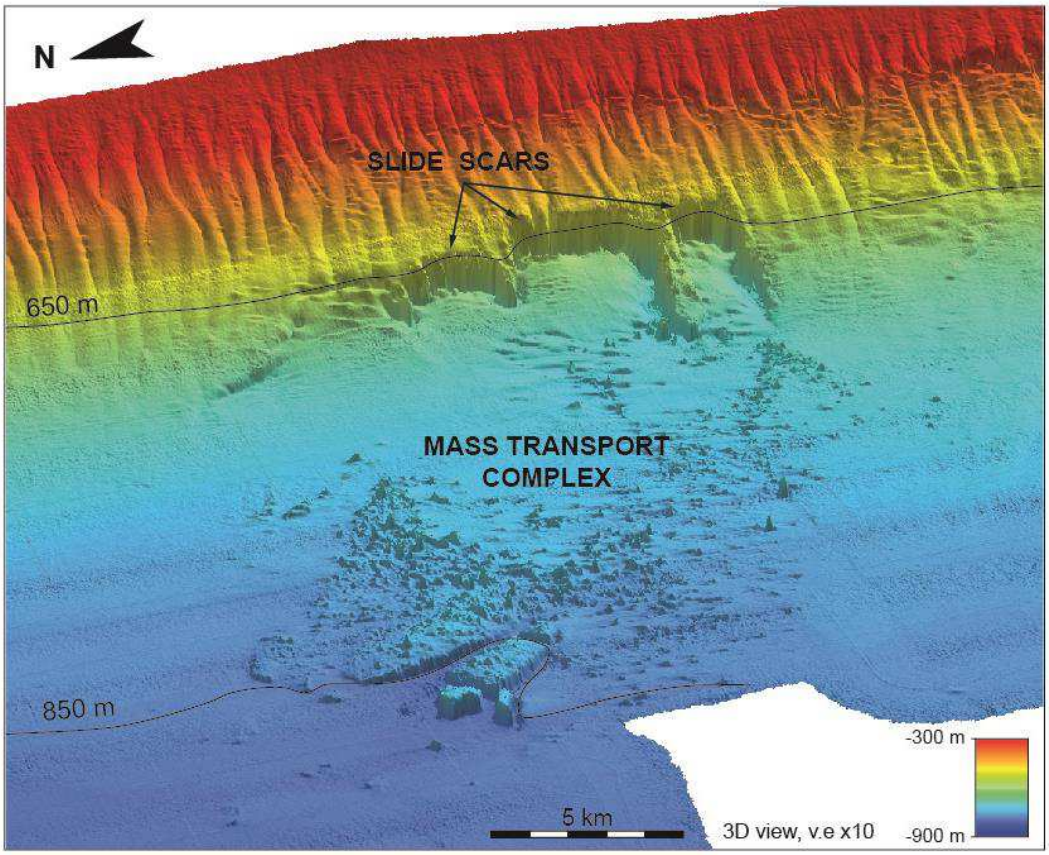


Figure I-7 : *Larges cicatrices d'arrachements et dépôts de transport en mass associés, au niveau de la pente nord-ouest du Great Bahama Bank, Bahamas (modifié d'après Principaud et al., 2015).*

III.2. Les canyons

Bien que peu de canyons en domaine carbonaté aient été décrits dans la littérature (Anselmetti et al., 2000 ; Eberli et al., 2004 ; Mulder et al., 2012), leur distribution semble être retreinte en bordure de plate-forme ou dans le haut de pente. Leur morphologie semblent assez similaires aux systèmes terrigènes (Puga-Bernabeu et al., 2011 ; Mulder et al., 2012).

Les canyons sont des incisions sous-marines caractérisées par des flancs généralement abrupts, un dénivelé amont-aval important, une profondeur qui peut atteindre de 1000 à 3000 m et une largeur pouvant aller jusqu'à 100 km (Galloway, 1998 ; Normark et Carlson, 2003). Ce sont des structures érosives, qui forment des voies de transfert de sédiments du plateau continental vers les plaines abyssales.

Ils sont classiquement constitués de trois parties. (1) La partie amont, la tête de canyon, est une zone d'érosion intense qui peut être alimentée par un réseau convergent de ravines *(gullies)* qui forment des systèmes érosifs immatures plus ou moins rectilignes. (2) Le corps du canyon forme une structure en V ou en U linéaire, souvent caractérisé par une architecture interne en terrasses. (3) l'embouchure correspond à la terminaison aval du canyon.

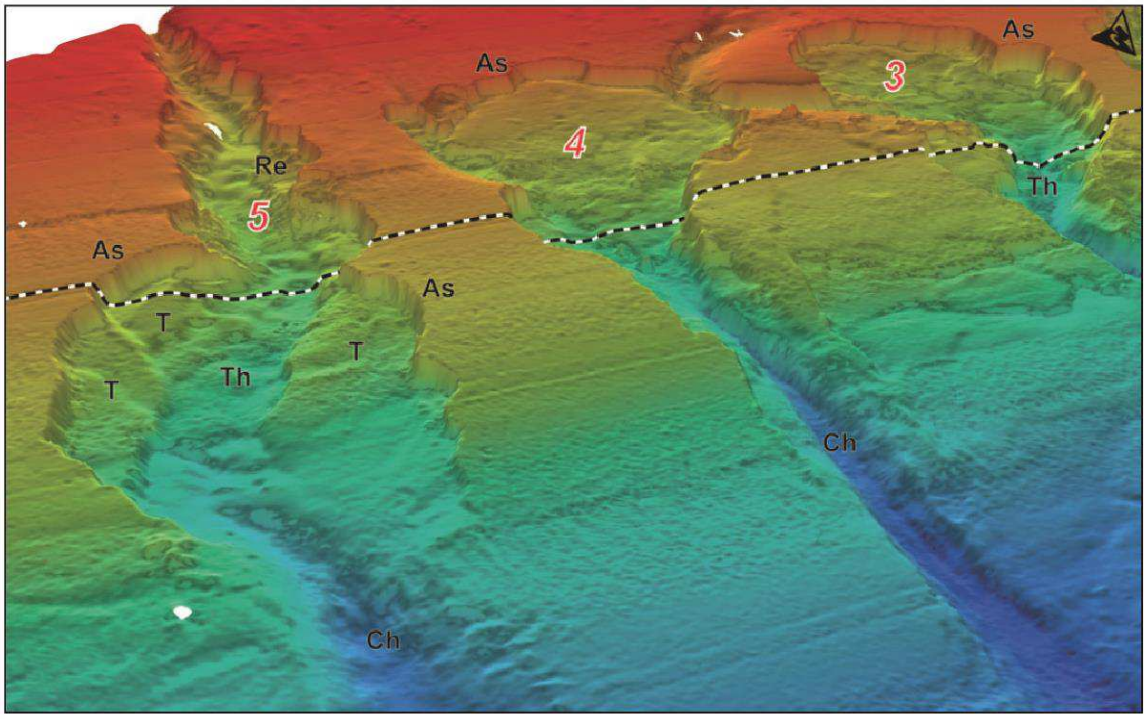


Figure I-8 : *Morphologie des têtes de canyons localisées sur la pente nord du Little Bahama Bank (Bahamas). Les canyons se forment par la coalescence de cicatrices d'arrachements (As) et des érosions rétrogressives successives (Re), créant des têtes en amphithéâtre, des terrasses (T), des thalweg (Th) et un chenal (Ch) (Mulder et al., 2012b).*

Leur origine est communément associée à trois facteurs distincts (Shepard, 1963 ; Farre et al., 1983 ; Cremer et al., 1985 ; Pratson et Coakley, 1996) : (1) une érosion fluviatile liée à un apport terrigène lors d'une chute importante du niveau marin relatif ; (2) une érosion régressive en tête de canyon, formée par la succession de glissements et/ou de courants gravitaires ; et (3) une érosion continue et progressive par des courants hyperpycnaux générés à l'embouchure des fleuves.

III.3. Les complexes chenaux-levées

Les complexes chenaux-levées se mettent en place dans une zone mixte où interagissent à la fois des processus de transit et d'érosion (chenal), ainsi que des processus de sédimentation (levées). Ils peuvent se développer dans la continuité des canyons à leur embouchure, au niveau de la zone appelée éventail moyen (Normark, 1970) mais peuvent également s'initier dans la pente à la suite d'effondrements locaux. Il n'existe pas d'études précises ciblées sur la caractérisation géométrique et la diversité typologique des chenaux ou des incisions au sens large dans les systèmes gravitaires carbonatés. Il semble assez clair toutefois qu'une forte analogie peut être réalisée avec les ensembles argilo-sableux sur le plan architectural. Le premier complexe chenal-levées observé sur la pente nord-ouest du GBB a été décrit par Mulder et al., (2014) (Fig. I-9 et Annexe 1). Globalement, la forme et la géométrie du complexe sont similaires à ceux observés dans les systèmes silicoclastiques mais est d'un ordre de grandeur inférieur.

La morphologie des chenaux est contrôlée par les processus d'érosion et de dépôt produits par les écoulements turbiditiques. Généralement érosifs dans leur partie amont, les chenaux passent à leur embouchure à des nappes lobées à base plane et peu érosive témoignant d'une sédimentation active pouvant migrer latéralement.

Les levées sont formées par des débordements successifs de la partie supérieure (turbulente) des écoulements gravitaires transitant dans le chenal, lorsque qu'il dépasse la hauteur de la levée.

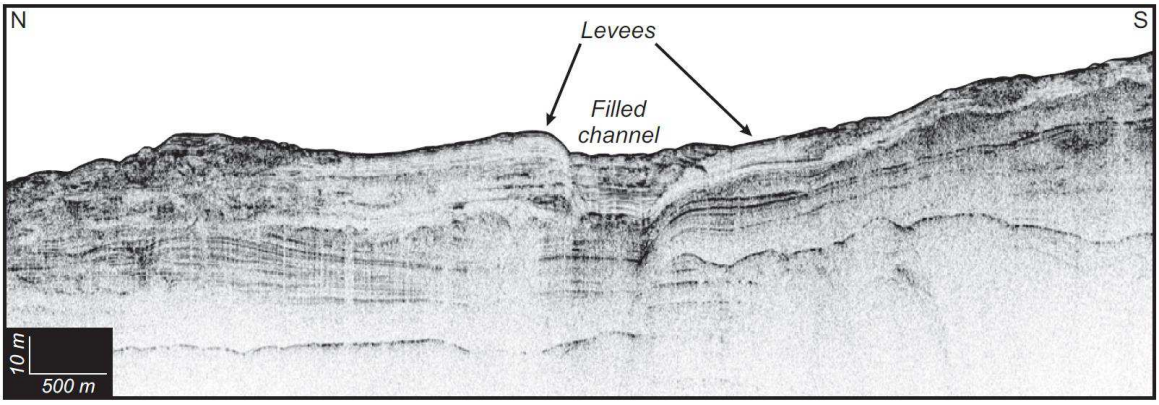


Figure I-9 : *Complexe chenal-levées observé sur la pente nord-ouest du Great Bahama Bank, Bahamas (Mulder et al., 2014).*

III.4. Les lobes turbiditiques

Les lobes constituent des reliefs sous-marins de faible hauteur (< 10 m) constitués de nappes d'épandage turbiditiques s'accumulant au débouché d'une vallée sous-marine, d'un système chenal-levée ou d'un chenal. Ils se présentent sous la forme de lentilles de type « *convex-up* » à base plane (Savary, 2003 ; Ferry et al., 2005) d'extension variable, d'une longueur variant de quelques mètres à plusieurs kilomètres (Fig. I-10 ; Mutti, 1985).

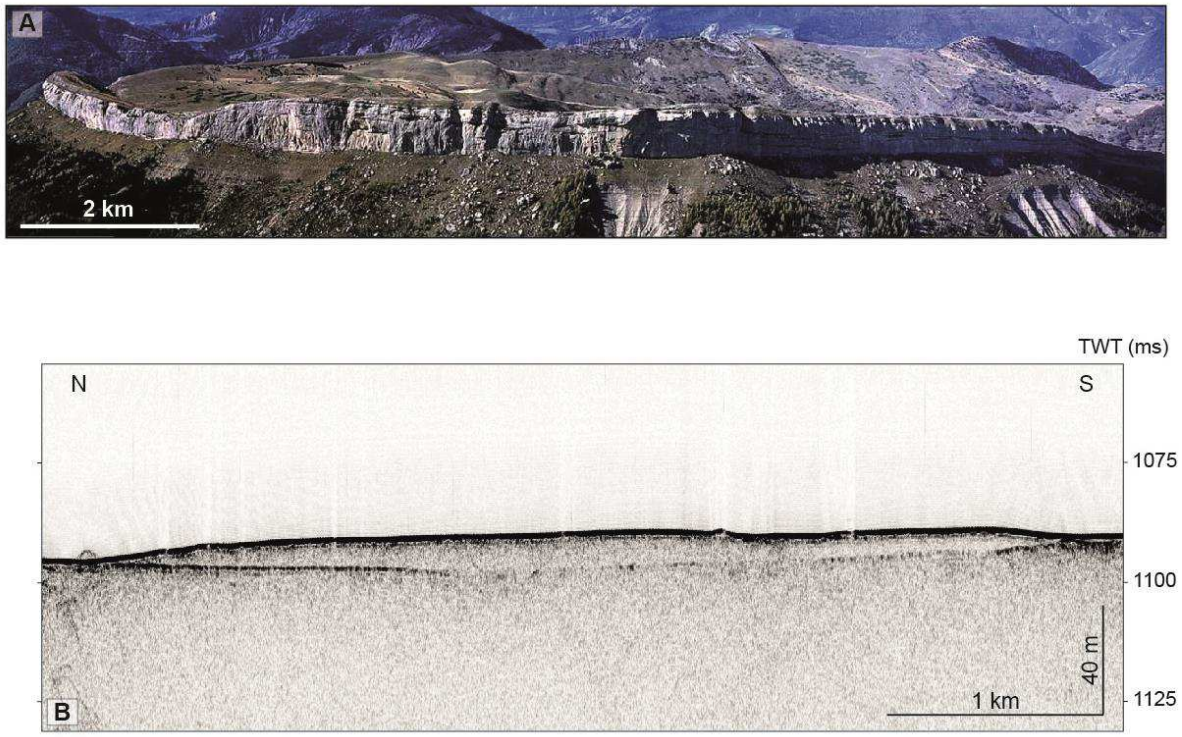


Figure I-10 : *A) Lobes bréchiques de Céüse-Thitonien (SE France) (page précédente, d'après Courjault, 2011) ; B) Profil sismique Chirp montrant un lobe turbiditique localisé dans le prolongement de la pente nord-ouest du Great Bahama Bank, Bahamas.*

Les lobes représentent les éléments terminaux/distaux dans la sédimentation d'un système turbiditique actif soit à l'embouchure, soit par débordement de levées (Normark, 1978 ; Mutti et Normark, 1991). Lorsqu'un débordement s'opère, le tri des sédiments s'effectue par appauvrissement en sédiments « fins » (sables très fins, silts et argiles), tandis que l'écoulement s'enrichit en matériel grossier à l'embouchure des chenaux (Alexander et Morris, 1994).

III.5. Les nappes d'épandage

Les nappes constituent des étendues planes de matériels resédimentés plus ou moins inclinées. Leurs dimensions spatiales peuvent être métriques à plurikilométriques. Leur agencement géométrique s'effectue contre un escarpement ou un talus butoir formant un

tablier prismatique en bas de pente qui peut être physiquement connecté ou déconnecté de la bordure de plate-forme. Bien que généralement constituées de calciturbidites et de débrites, ces nappes se mettent en place par des écoulements non-chenalisés (Playton et al., 2010 – *Exuma Sound*).

III.6. Les ravines

Les ravines sont couramment observées sur les hauts de talus sous-marins, le long de nombreuses marges continentales (Fedele et García, 2009). Elles correspondent à des incisions de petite taille, rectilignes et faiblement érosives (quelques mètres à quelques dizaines de mètres de profondeur) pouvant avoir une forme en V (Pratson et al., 2007 ; Micallef et Mountjoy, 2011) ou en U (Chiocci et Normark, 1992 ; Field et al., 1999).

Les ravines servent de conduits de transfert de sédiments de la plate-forme externe vers le bassin. Elles peuvent aussi former des systèmes érosifs immatures plus ou moins rectilignes de haut de pente et servir d'alimentation aux canyons sous-jacents.

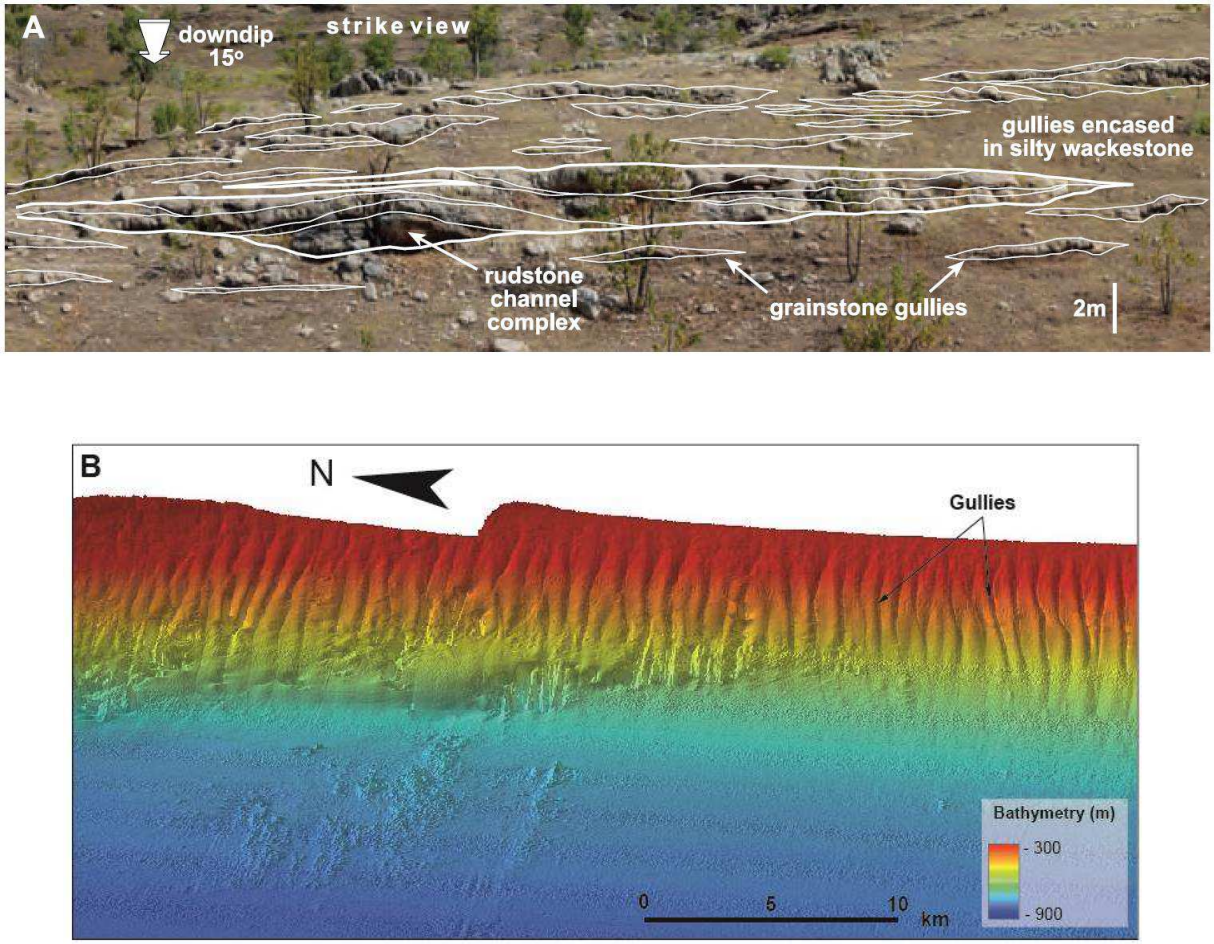


Figure I-11 : *A) Ravines et chenaux du Dévonien supérieur, Canning Basin (Australie) (Playton et al., 2010) ; B) Morphologie d'un système de ravines localisé sur la pente nord-ouest du Great Bahama Bank (Bahamas).*

Les mécanismes de formation des ravines ont été attribué à des effondrements en masse de la bordure de la plate-forme, des chutes eustatiques, des flux hyperpycnaux ou encore des courants de turbidité (Flood, 1983 ; Chiocci et Normark, 1992 ; Orange et Breen, 1992 ; Spinelli et Field, 2001 ; Izumi, 2004 ; Fedele et Garcia, 2009).

III.7. Les mégabrèches, les olistostromes et les MTCs

Dans la littérature, les objets gravitaires sous-marins de très grande taille (> 100 m) ont été largement étudiés sur les pentes silicoclastiques et carbonatées (Coleman et Prior, 1988a ; Frey-Martínez et al., 2005 ; Hampton et al., 1996 ; Hine et al., 1992 ; Mountjoy et al., 1972 ; Mullins et al., 1986 ; Nelson et al., 2011 ; Posamentier et Martinsen, 2011 ; Weimer et Shipp, 2004).

A l'échelle d'une plate-forme, Spence et Tucker (1997) parlent de mégabrèche (*megabreccia*), un terme général pour décrire tous les produits résultant d'instabilités gravitationnelles majeures et catastrophiques. D'après leur définition, reprise de Mountjoy et al. (1972), les mégabrèches contiennent des dépôts de toutes tailles (de moins d'un mètre à plusieurs centaines de mètres) semi-lithifiés présentant des déformations plastiques (*slides, slumps*), ou lithifiés et des turbidites (Cook et Enos, 1977), pouvant être transportés sur plusieurs centaines de kilomètres.

Flores (1955) et Abbate et al. (1970) ont défini les olistostromes à partir d'études de terrain comme étant des unités sédimentaires lenticulaires cartographiables contenant des blocs (e.g. olistolithes) de taille très variables (de moins d'un mètre à plusieurs centaines de mètres) mais qui sont naturellement limités aux dimensions de l'affleurement.

Devant la difficulté de faire la distinction entre les différents types de glissements, que ce soit dans le cas d'exemples à l'affleurement ou avec des données de subsurface, certains auteurs suggèrent d'utiliser des termes plus génériques, comme par exemple "dépôts de transport sous-marins en masse (*submarine mass-wasting deposits,* (Lucente et Pini, 2003, 2008); *mass-transport deposits* (Shipp et al., 2011 ; Tripsanas et al., 2008); *mass-transport complexes,* (Weimer, 1989 ; Weimer, 1990 ; Weimer et Shipp, 2004). Ces termes semblent également plus adaptés pour la description des formations sous-marines de grande taille des pentes bahamiennes visibles sur la sismique.

IV. LES MODÈLES DE DÉPÔT DE PENTE CARBONATÉE

IV.1. Le modèle de nappes d'épandage (*carbonate debris sheet model*)

Le « *carbonate debris sheet model* » est le premier modèle établi pour les carbonates gravitaires en domaine profond. Il a été proposé par Pray et al. (1967) et Cook et al. (1972) (Fig. I-12) à la même période que le modèle de « *submarine fan* » de (Mutti et Ricci Lucchi, 1978 ; Normark, 1970 ; Walker, 1978a) pour les systèmes silicoclastiques. Il reste uniquement applicable aux plates-formes carbonatées à talus fortement incliné et aux marges comportant un escarpement.

Ce modèle, développé à partir de l'étude de complexes récifaux dévoniens resédimentés (Alberta, Canada) (Cook et al., 1972), rend compte de la particularité des systèmes carbonatés, à savoir une source à partir de nombreuses déstabilisations du talus ou de la bordure de la plate-forme dont la coalescence forme *in fine* de grandes cicatrices d'arrachement en amont, et l'épandage de coulées de débris non chenalisées à éléments grossiers sur le talus, en aval. Ces coulées s'organisent en grandes nappes (*sheet-like*) prismatiques, de taille kilométrique, constituées de mégabrèches empilées et disposées parallèlement le long du talus (Fig. I-12). Les faciès constitutifs sont décrits comme des débrites de type mud-supported à blocs, cailloux et granules. Cook et al. (1972) reconnaissent quatre principaux faciès : (1) les nappes de mégabrèches (*megabreccia sheets*), contenant des éléments de plus de 1 m de diamètre; (2) les nappes de rudites fines, contenant des clastes de moins de 1 m de diamètre; (3) les nappes carbonatées avec des calcarénites qui proviennent principalement des environnements très peu profonds; et (4) les dépôts de chenaux de faibles dimensions.

Ce modèle a été développé à l'origine pour illustrer et expliquer les dépôts de mégabrèches qui représentent la majorité des évènements épisodiques initiés par l'arrachement et le glissement de larges segments de plates-formes (Mullins et Cook, 1986). Bien que les concepts fondamentaux de ce modèle soient toujours valides, il reste cependant trop restrictif pour démontrer la nature et l'origine de la plupart des carbonates resédimentés qui se mettent en place au niveau de la marge et du bassin.

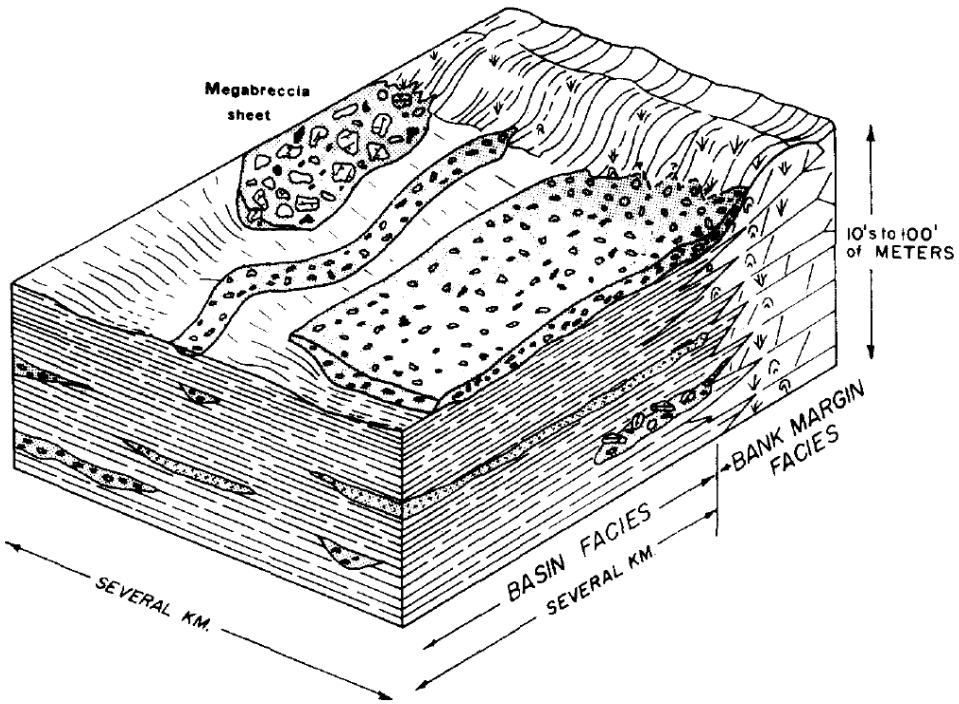


Figure I-12 : *Le modèle de nappes d'épandage boueuses non chenalisées en bas de talus (« carbonate debris sheet ») (Cook et al., 1972).*

IV.2. Le modèle de « slope-apron » et de « base-of-slope apron »

Le modèle de Mullins et Cook (1986) propose un éventail de faciès plus détaillé que le modèle de « *carbonate debris sheet* » (Cook et al., 1972 ; Pray et al., 1967) en combinant des modalités de transport de dépôts gravitaires plus diversifiés (*rock-fall*, *debris-flow*, courant de turbidité) et en décrivant des géométries de tabliers prismatiques (*apron*) situés soit en haut (*slope apron*) soit en bas de talus (*base of slope apron*) (Fig. I-13).

Le tablier se présente sous la forme d'un prisme triangulaire qui se développe parallèlement à la bordure de la plate-forme. Il englobe ce qui avait été considéré dans le modèle précédant comme des nappes non chenalisées incluant tous types de sédiments. Les tabliers sont alimentés par les dépôts calcaires resédimentés en provenance de la marge ou du haut du talus par le biais de multiples ravines et/ou de canyons qui constituent une zone en *by-pass*.

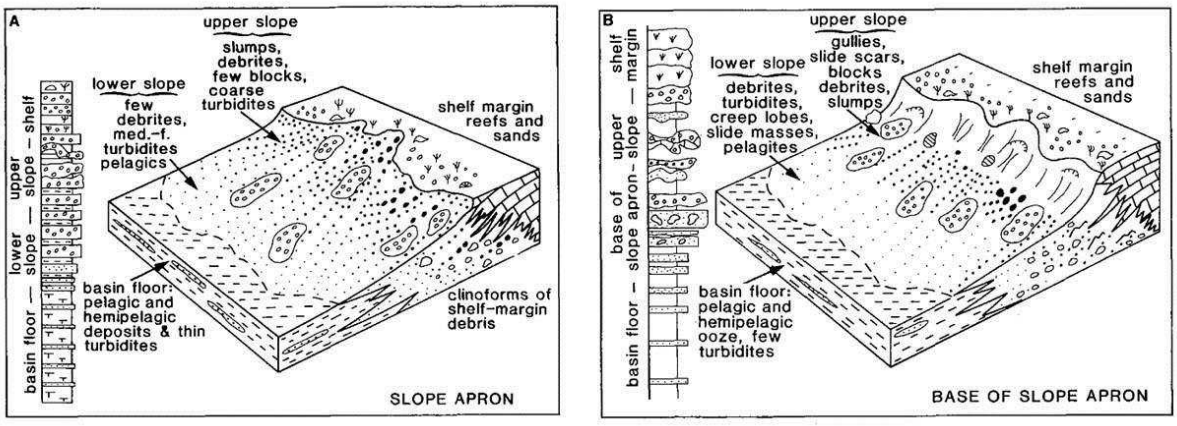


Figure I-13 : *Le modèle de « slope apron » et de « base of slope apron » et les associations de faciès correspondantes (Cook et Mullins, 1983, modifié de Mullins et Cook, 1986).*

Mullins et Cook (1986) distinguent ainsi deux types de tabliers en fonction de l'inclinaison de la pente du talus (Fig. I-13):

Les tabliers bréchiques de haut de pente (***slope apron***) dont la mise en place se fait sur des hauts de talus à pente modérée (inclinaison < 4°) et qui sont caractérisés par des dépôts continus sur l'ensemble de la pente. Les tabliers modernes de ce type n'ont jamais été décrits.

Les tabliers bréchiques de pied de pente (***base* of *slope apron***) dont la mise en place se fait sur des talus à pente élevée (inclinaison > 4°) et pour lesquelles il n'y a pas dépôt sur la pente supérieure (*by-pass*) mais uniquement en pied de pente. L'exemple moderne le plus approprié étant la pente nord du *Little Bahama Bank* aux Bahamas (Mullins et al., 1984).

Dans les deux types du modèle, quatre zones se distinguent en fonction de la nature des associations de faciès (Mullins et Cook, 1986) (Fig. I-14) :

Le haut de **talus,** généralement caractérisé par des boues micritiques bioturbées de péri-plate-forme (texture mudstone) souvent incisées par des ravines, des canyons et des loupes d'arrachement. C'est le lieu d'initiations de nombreux *slump*s, *slides* et calciturbidites. Même si le haut du talus est souvent considéré comme un lieu de transit des sédiments (*by-pass*), il n'est pas rare de constater un remplissage calcarénitique partiel des ravines et des canyons.

Le **tablier supérieur** qui correspond au sommet du tablier calcaire. Les nappes de débris et les turbidites se disposent en *onlap* sur la bordure du talus, et progradent en direction du bassin. Les faciès les plus communs sont des débrites de type *mud-supported* à matrice boueuse, les termes basaux calcarénitiques des turbidites (de type *mud* et *grain-supported*) (Ta-b), ainsi que des boues hémipélagiques.

Le **tablier inférieur** qui correspond au bas du tablier bréchique et se dispose en *downlap* sur le plancher du bassin. Les débrites boueuses sont plus grossières (type *grain-supported*), les turbidites sont tronquées à la base et la fraction constituée par les boues hémipélagiques et pélagiques est plus importante.

Le **bassin**, caractérisé par des boues hémipélagiques ou de péri-plate-forme, ainsi que les termes basaux fins des turbidites.

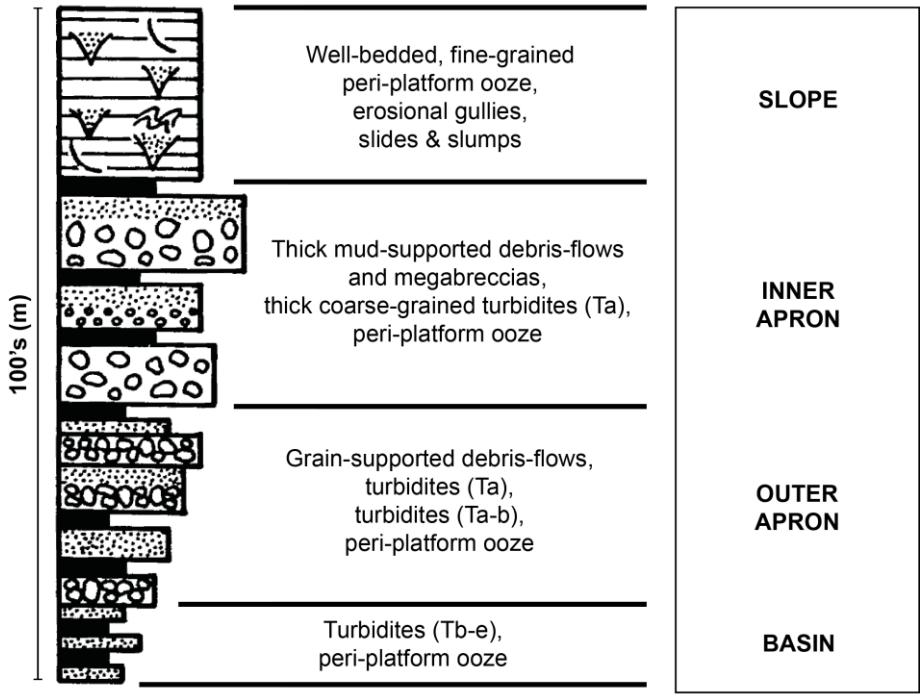


Figure I-14 : *Géométrie et séquence de faciès type d'un tablier bréchique de pied de pente progradant (base of slope apron) (modifié d'après Mullins et Cook, 1986).*

IV.3. Les modèles de « *submarine fan* »

Le premier modèle de *submarine fan* carbonaté a été élaboré par Cook et Edberg (1981). Ils proposent un modèle de cônes bioclastiques sous-marin chenalisés, défini à partir d'études réalisées sur des formations du Cambrien et de l'Ordovicien dans le Nevada.

Ce modèle est caractérisé par un ensemble de lobes bioclastiques carbonatés qui s'accumulent au bas d'un talus fortement incliné par le biais d'un système chenalisé, constitué par un canyon principal et des chenaux distributaires dépourvus de levées (Fig. I-15). Leur principale source correspond à la marge de la plate-forme. Les lobes sont construits par un épandage de calciturbidites et de débrites au débouché des chenaux distributaires. A cela peut s'ajouter la remobilisation de matériel provenant de glissements et d'effondrements le long du talus.

Le système de dépôt s'organise en trois membres caractérisés par des éléments géométriques et des associations de faciès particuliers, dont la dénomination est fortement inspirée du modèle de Mutti (1972) et Mutti et Ricci Lucchi (1978) établi pour les systèmes gravitaires silicoclastiques:

Le **cône supérieur** (*inner fan*) se compose de boues de péri-plate-forme plus ou moins déformées par des *slumps*, des *slides* et/ou de larges incisions en rebord de la plate-forme, constituant les canyons principaux qui sont les principaux vecteurs de chenalisation du matériel remobilisé. La coupe transversale des incisions, directement liée à l'inclinaison de la pente, passe d'une forme en « V » à une forme en « U » entre le rebord du talus et le bassin, Les chenaux peuvent se rejoindre ou se ramifier assez rapidement.

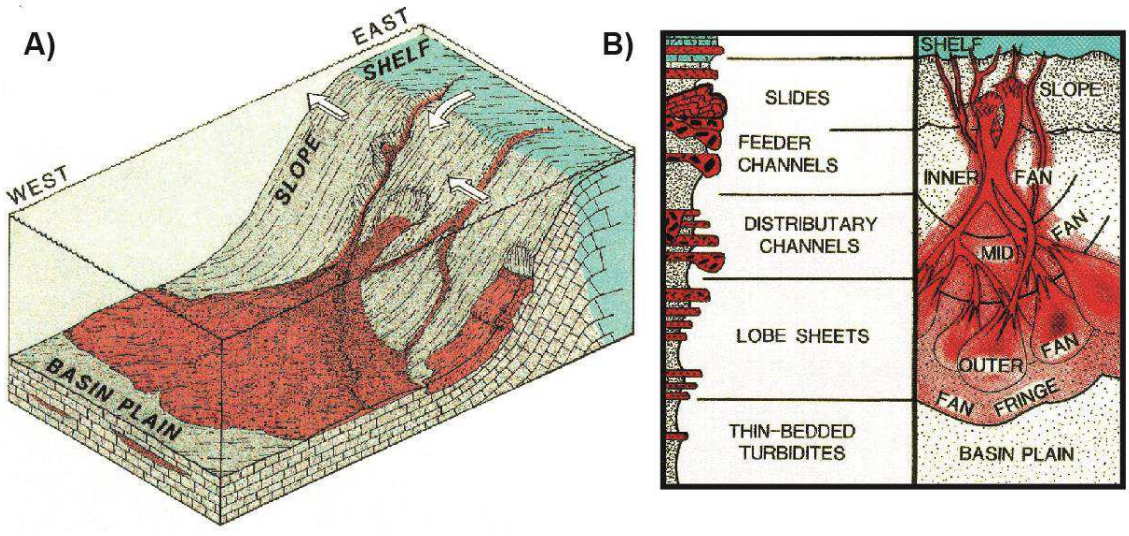


Figure I-15 : *Modèle de lobes bioclastiques chenalisés situé en bas de talus fortement incliné (Cook et Mullins, 1983, modifié d'après Cook et Edberg, 1981).*

Le **cône moyen** (*middle fan*) constitue le corps principal du modèle. Au débouché du chenal principal, se développe une série de lobes turbiditiques allongés constitués par des sables bioclastiques carbonatés. Les lobes peuvent se relayer vers le bassin, en permanence alimentés par des petits chenaux distributaires qui peuvent migrer latéralement. L'ensemble du corps a une forme convexe à base plane.

Le **cône inférieur** (*outer fan*) est formé de lobes terminaux constitués par du matériel fin, résultant des termes supérieurs des séquences turbiditiques. La part de la boue pélagique est abondante. Il n'y a plus de traces de chenalisations.

Plus récemment, Payros et Pujalte (2008) intègrent les modèles calciclastiques et silicoclastiques pour établir un modèle conceptuel de « *calciclastic submarine fan* » (CSF), qui n'a jamais été observé dans les systèmes carbonatés actuels. Ce modèle diffère du précédent en mettant en relation la taille moyenne des grains du matériel resédimenté ainsi que la distribution et les dimensions des chenaux et des lobes turbiditiques le long du talus. Trois modèles de CSF sont distinctivement décrits (Fig. I-16) :

Le modèle de « submarine fan » carbonaté à faciès grossier

Ce modèle est caractérisé par l'abondance de calcirudites à gros grains et une faible proportion en sédiments fins. Ce type de système se développe sur moins de 10 km de longueur et est caractérisé par des dépôts accumulés essentiellement dans les zones proximales et médianes du talus, tandis que les zones distales restent sous-alimentées en sédiments. Les lobes sont convexes et réduits, alimentés par des chenaux linéaires et dominés par l'érosion. Bien que les écoulements gravitaires à grains grossiers ne comportent pas de boue, l'efficacité de transport reste faible.

Le modèle de « submarine fan » carbonaté à faciès moyen

Ce modèle est caractérisé par un mélange hétérogène de calcarénites/calcirudites et de dépôts boueux en plus faible quantité. La perte d'énergie et de vitesse des écoulements turbulents engendrent un tri progressif des sédiments le long du talus, caractérisé par des faciès grossiers dans les zones proximales et des faciès plus fins dans les parties distales. Ce type de système est de taille petite à moyenne avec une longueur généralement comprise entre 10 et 35 km. De larges chenaux forment des incisions puis convergent en aval pour former de larges nappes et lobes d'épandage constitués de turbidites fines. Ce modèle présente des éventails supérieur, moyen et inférieur bien développés.

Le modèle de « submarine fan » carbonaté à faciès fin

Les systèmes constitués de sédiments fins sont caractérisés par l'abondance de calcarénites fines et de sédiments boueux. Les processus sont de haute énergie avec une grande efficacité de transport. Par conséquent, la zone de dépôt est très distale générant des éventails boueux larges et longs (> 50 km de long), alimentés par des chenaux érosifs restreints dans le haut du talus.

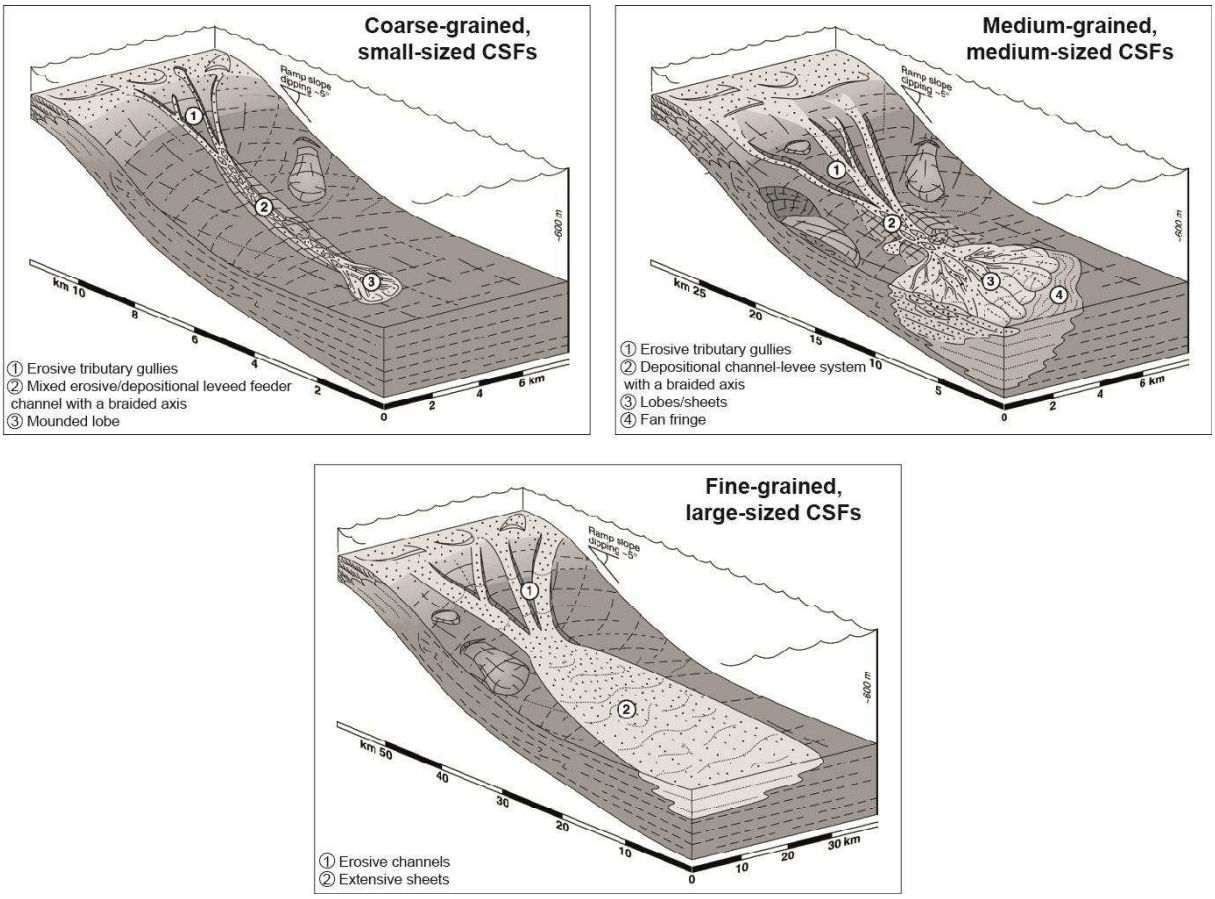


Figure I-16 : *Les modèles de « submarine fan » distingués en fonction de trois granularités différentes (Payros et Pujalte, 2008).*

IV.4. Le modèle de marge en accrétion et de marge en escarpement (*by-pass*)

Playton et al. (2010) utilisent une nouvelle approche de classification des pentes carbonatées en fonction de trois paramètres: (1) le **type de dépôt**, (2) le **type de marge** et (3) l'**architecture spatiale**.

Les types de marges peuvent être subdivisés en fonction du processus d'écoulement prédominant et des dépôts associés. Ainsi, les auteurs distinguent les systèmes dominés par des blocs et graviers (*debris-dominated*), des sables grossiers à très grossiers (*grain-dominated*) et des particules fines incluant des sables fins et des silts ainsi que les boues micritiques (*mud-dominated*).

Playton et al. (2010) ont repris les études de McIlreath et James (1978) pour mettre en relief deux types de marges :

Les **marges en accrétion** (*accretionary margin*) (Fig. I-17) sont caractérisées par des dépôts à la fois aggradants et progradants, continus sur l'ensemble de la pente (e.g. Miocène-actuel de la pente occidentale du GBB, Eberli et al., (2004) ; Jurassique inférieur du Maroc, Kenter et Campbell (1991) ; Permien inférieur et moyen du Texas, Saller et al., 1989)).

Les **marges en escarpement** ou en *by-pass* (*escarpment (by-pass) margin*») (Fig. I-17) sont caractérisées par la présence d'un escarpement qui déconnecte physiquement les dépôts de la pente de ceux de la plate-forme. L'escarpement correspond alors à une surface d'*onlap*. Cette configuration peut être liée à : (1) une aggradation de la plate-forme plus élevée qu'au niveau du talus, on parle alors d'escarpement de croissance (*growth escarpement*) et/ou (2) à un escarpement hérité (*inherited escarpement*) qui peut progressivement s'atténuer et se combler au cours du temps (e.g. *Great Bahama Bank*, Eberli et Ginsburg, 1987, 1989).

Il existe une grande variabilité latérale des types de dépôts carbonatés le long de la marge, illustrant la nature complexe de l'architecture spatiale des talus carbonatés (Fig. I-18). Ainsi, Playton et al. (2010) dressent un inventaire des types d'architectures des marges en accrétion et en escarpement, en intégrant la géométrie et la distribution des objets sédimentaires en fonction du type de dépôt. Les auteurs précisent la classification en mettant en relief : (1) des **tabliers de pente continue** le long de la marge (*gullied upper slope/lower slope aprons*, *grain-dominated slope aprons*, *debris-dominated slope aprons*) et (2) les **accumulations discontinues** (*foreslope megabreccia horizons*, les *isolated basinal megabreccia* et les *basinal channel-fan complexes*).

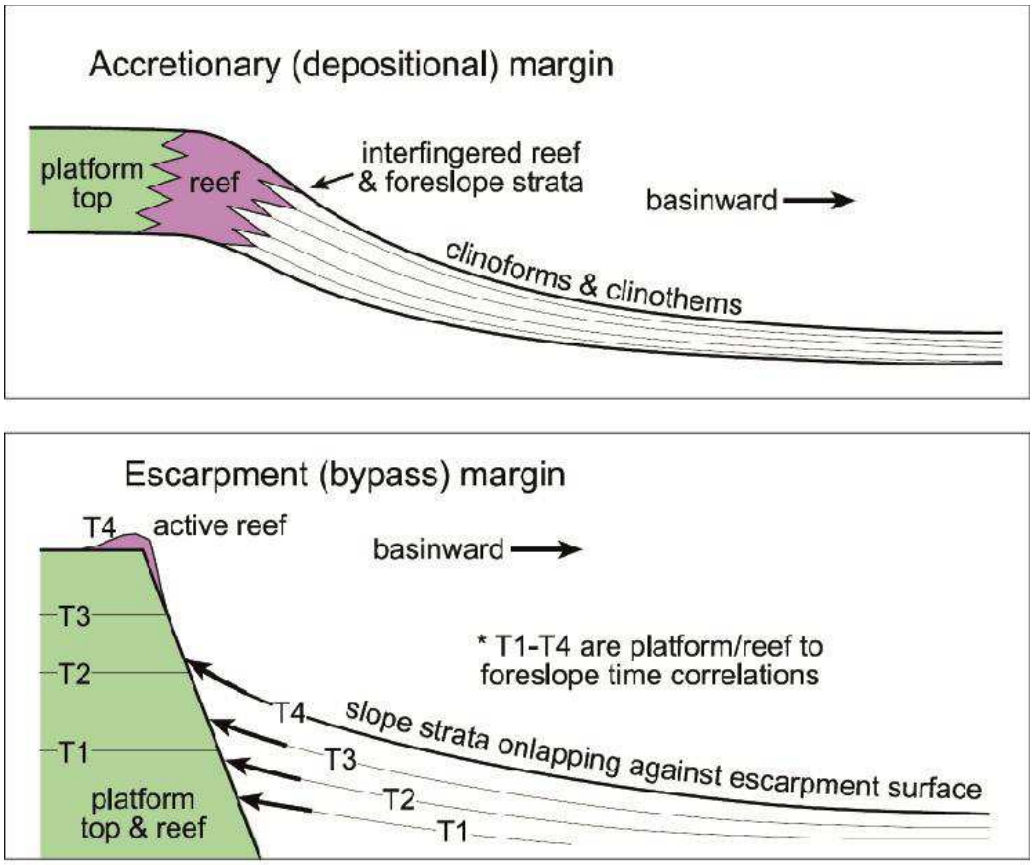


Figure I-17 : *Le modèle de marge en accrétion et de marge en escarpement (Playton et al., 2010, modifié de McIlreath et James, 1978).*

- *Les **gullied upper slope/lower slope aprons*** (Fig. I-18) sont caractérisés par une pente supérieure en *by pass*. Comme dans les modèles de *base of slope apron* (Mullins et Cook, 1986), la pente supérieure est généralement caractérisée par un faciès boueux, souvent incisée par des ravines, des canyons et des loupes d'arrachement. C'est le lieu d'initiation de nombreux *slumps*, *slides* et calciturbidites. De par sa nature boueuse, cette pente, relativement abrupte (10-15°), est sujette à une cimentation précoce et au développement de *hardgrounds*.

Ce modèle admet une source linéaire de sédiments qui provient de la plate-forme, de la marge et du talus supérieur. Ces sédiments transitent sur le talus supérieur *via* des ravines et/ou des canyons et vont se déposer au niveau de la pente inférieure. La zone de *by-pass* est formée par des lobes et des nappes d'épandage qui coalescent, formant un tablier de pente inférieur continu latéralement le long de la marge, enrichi en dépôts grossiers de type *grain-* et *debris-dominated*.

Les ***grain-dominated slope apron*** (Fig. I-18) se composent d'un complexe de nappes d'épandage coalescentes formées de dépôts grossiers déposés par des processus de type *grain-dominated* qui s'étend de la marge de la plate-forme jusqu'en bas de pente. Ce type de tablier peut s'étendre sur plusieurs dizaines à plusieurs centaines de kilomètres de large. Il présente un passage de faciès de type *grain-dominated* dans la pente au type *mud-dominated* dans le bassin. La déclivité maximale de ce type de pente est de l'ordre de 30°.

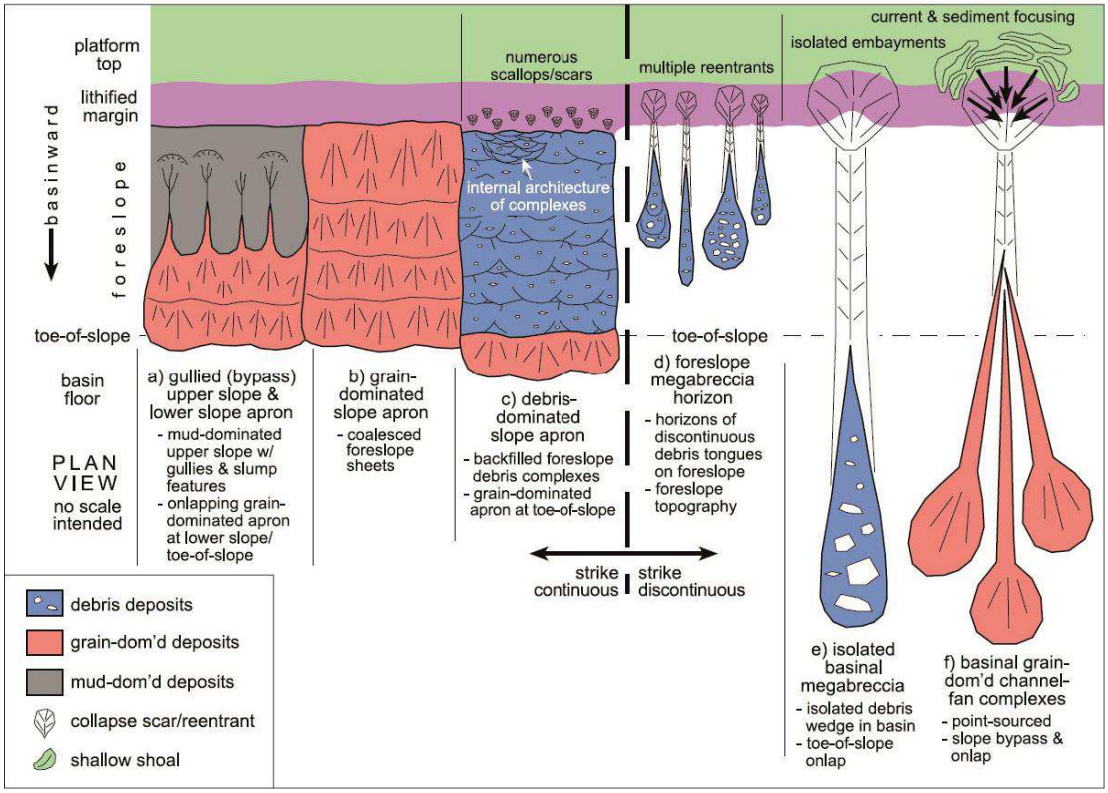


Figure I-18 : *Architecture spatiale schématique illustrant la continuité (a-c) ou la discontinuité (d-f) des systèmes de pentes carbonatées et de leur bassin associé (Playton et al., 2010).*

Les ***debris-dominated slope aprons*** (Fig. I-18) se composent de dépôts de débris empilés qui forment des complexes amalgamés qui s'étendent de la marge jusqu'au pied de pente. Ces tabliers font en moyenne 30-40° de déclivité. Ils se forment à la suite de phases répétées d'effondrements gravitaires de petite taille à de multiples endroits le long du talus et sont ainsi caractérisés par la présence de nombreuses cicatrices d'arrachements.

Les ***foreslope megabreccias horizons (debris deposits)*** (Fig. I-18) représentent des phases d'effondrements de moyenne à grande taille de la marge, qui génèrent des dépôts de mégabrèches comportant des blocs isolés au niveau de la pente. Ces évènements sont espacés latéralement et se produisent au niveau d'un tablier de pente classique.

Les ***isolated basinal megabreccia (debris deposits)*** (Fig. I-18) représentent des phases d'extrêmes instabilités d'un système carbonaté et résultent d'effondrements à grande échelle du rebord de plate-forme, de la marge et du talus. Ces évènements produisent des dépôts très volumineux dominés par les blocs et mégabrèches qui vont s'accumuler en bas de pente et dans le bassin à plus de 10-15 km de la plate-forme. Généralement, il s'agit d'évènements isolés et espacés spatialement et se déclenchent ponctuellement au cours de l'édification d'un tablier de pente. Ces effondrements de grande ampleur pourraient parfois produire des incisions au niveau du rebord de la plate-forme et peuvent éventuellement évoluer vers des canyons.

Les ***basinal grain-dominated channel-fan complexes*** (Fig. I-18) se composent d'éventails et de chenaux à faciès *grain-dominated* en partie distale. Ils naissent au niveau d'une incurvation de la plate-forme qui forme une source linéaire. Les sédiments se concentrent, ce qui favorise la canalisation et l'absence de dépôt sur la pente puis l'accumulation discontinue en bas de pente et dans le bassin. Ce type architectural correspond aux modèles de *submarine fans* décrits précédemment par Cook et Edberg (1981) et Payros et Pujalte (2008).

En se basant sur l'étude des pentes bahamiennes, Schlager et Ginsburg (1981) ajoutent une troisième catégorie de pente au modèle précédent en distinguant les marges en érosion. Ces dernières sont érodées à la fois sur la pente supérieure par des glissements et en bas de pente par des courants de contour (Fig. I-19).

L'orientation de la marge par rapport à la direction dominante des vents est un facteur très important qui agit directement sur l'export des sédiments et donc sur l'architecture stratigraphique de la plate-forme (e.g. Mullins, 1983). En effet, Schlager et Ginsburg (1981) ont observé que les pentes de type *leeward* sont généralement en accrétion et progradantes, avec un export de sédiment *off-bank* important, tandis que les pentes de type *windward* sont généralement escarpées et en aggradation du fait du transport de sédiment *onbank* dominant.

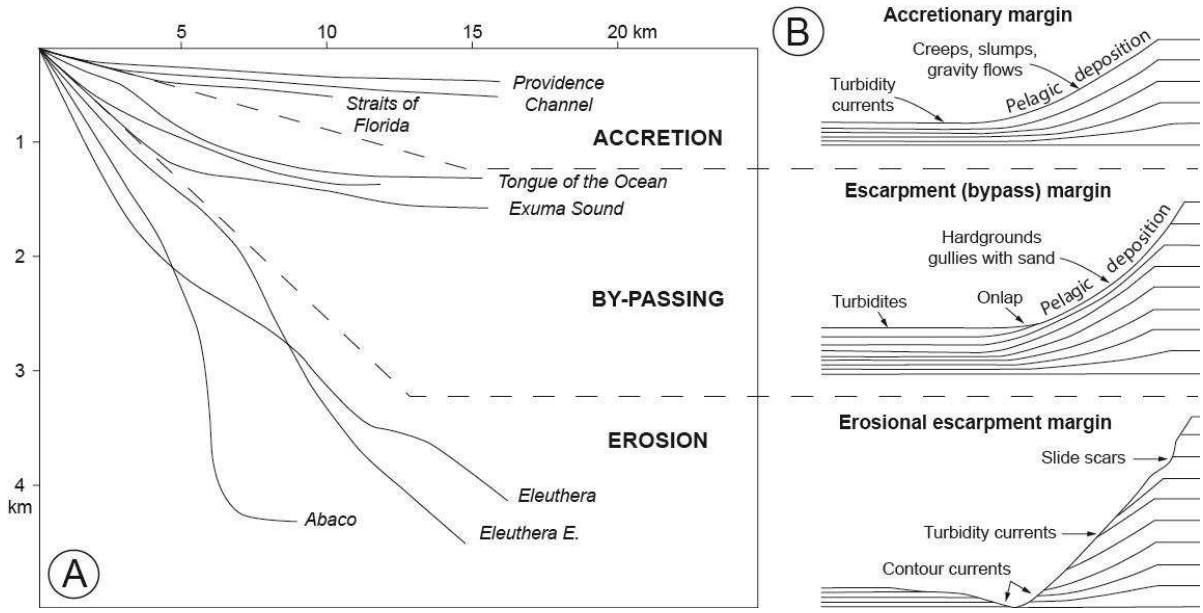


Figure I-19 : *Profils de pentes bahamiennes et modèles de dépôt associés. A) Profils de pentes en accrétion, en by-pass et en érosion ; B) Modèles de dépôt en accrétion, en escarpement et en érosion montrant la variabilité architecturale des différentes marges (Playton et al., 2010 ; modifié de Schlager et Ginsburg, 1981).*

V. ENREGISTREMENTS SÉDIMENTAIRES ASSOCIÉS AUX COURANTS OCÉANIQUES

V.1. La circulation océanique globale

Les eaux océaniques sont affectées par deux types de circulation. (1) En surface, elles obéissent à une circulation initiée par les vents (*wind-driven circulation*), résultat d'une interaction entre l'océan et l'atmosphère. (2) En profondeur, la circulation est gouvernée par la densité dépendant de la température et de la salinité (*thermohaline circulation*).

V.2. Les courants de fond

Les courants profonds sont générés par le refroidissement des masses d'eau ou par l'évaporation et peuvent être suffisamment énergétiques pour éroder et transporter des sédiments allant de la taille des argiles aux sables fins. De manière générale ces courants reconnus comme semi-permanents et géostrophiques, s'écoulent parallèlement aux isobathes et sont alors assimilés à des « courants de fond » ou « courants de contour ». Ils sont généralement lents (< 10 cm par seconde), mais peuvent atteindre plus de 1 m par seconde dans les zones où le débit est augmenté en raison d'un resserrement topographique (détroit).

V.3. Les contourites

Les contourites sont définis comme étant des sédiments déposés ou substantiellement remaniés par l'action persistante des courants de contour (e.g. Rebesco, 2005, 2014 ; Stow et

al., 2002a). Elles se déposent à des profondeurs comprises entre 300 et 2000 m de profondeur d'eau et sont le résultat d'un équilibre entre la disponibilité en sédiments, l'intensité du courant, la physiographie et le potentiel de préservation (Viana et al., 1998). Leur limite supérieure coïncide avec la profondeur limite d'action de la circulation superficielle qui varie d'un bassin à l'autre en fonction des facteurs de contrôle (courants induits par le vent, marées, houle, ondes de tempête) mais généralement comprise entre 300 et 500 m. Leur limite inférieure est physiographique et coïncide avec la transition pente/talus généralement comprise entre 2000 et 3000 m, mais pouvant être plus profonde (Viana et al., 1998).

La grande majorité des contourites décrites à ce jour sont silicoclastiques, vaseuses à graveleuses (Viana et al., 1998), mais les faciès fins dominent. En revanche, rares sont les observations et les descriptions de contourites carbonatées hormis celles décrites dans *Florida Straits* (Bergman, 2005 ; Brunner, 1986 ; Mullins et al., 1980 ; Tournadour et al., 2015 ; Viana et al., 1998).

V.4. Les drifts contouritiques

Les drifts contouritiques sont des corps sédimentaires composés essentiellement de contourites, généralement allongés qui se forment en domaine marin profond au niveau des pentes supérieures des marges sous l'action des courants de contour.

Leur formation et leur géométrie générale est principalement contrôlée par quatre facteurs liés entre eux (Faugères et al., 1999) : (1) le contexte morphologique et bathymétrique, (2) la vitesse du courant et sa variabilité, (3) la quantité et la nature du sédiment disponible et (4) la période de temps durant laquelle le courant agit sur le fond. Leur géométrie peut aussi être fortement modifiée par l'interaction avec les processus gravitaires de pente et leurs dépôts.

V.4.1. Classification

Actuellement les accumulations contouritiques peuvent être divisées en quatre catégories (*sheeted*, *giant elongated*, *confined* et *channel-related drifts*, Fig. I-20; Faugères et al., 1999). Il est cependant important de noter que ces types peuvent évoluer de l'un à l'autre (Faugères et al., 1999).

- Les *sheeted drifts* sont des accumulations sédimentaires présentant un faible relief et une épaisseur relativement constante (Fig. I-20). Ils sont présents sur le fond des plaines abyssales et des bassins profonds limités à leur périphérie par des reliefs prononcés et montrent une légère diminution de leur épaisseur vers la marge. Ils présentent une morphologie principalement aggradante, peuvent être couverts par de grands champs de dunes sédimentaires. Ces *drifts* sont habituellement composés de faciès fins (argile et silt) avec des constituants d'origine pélagique et présentent des taux de sédimentation relativement faibles de l'ordre de 2 à 4 $cm.ka^{-1}$.

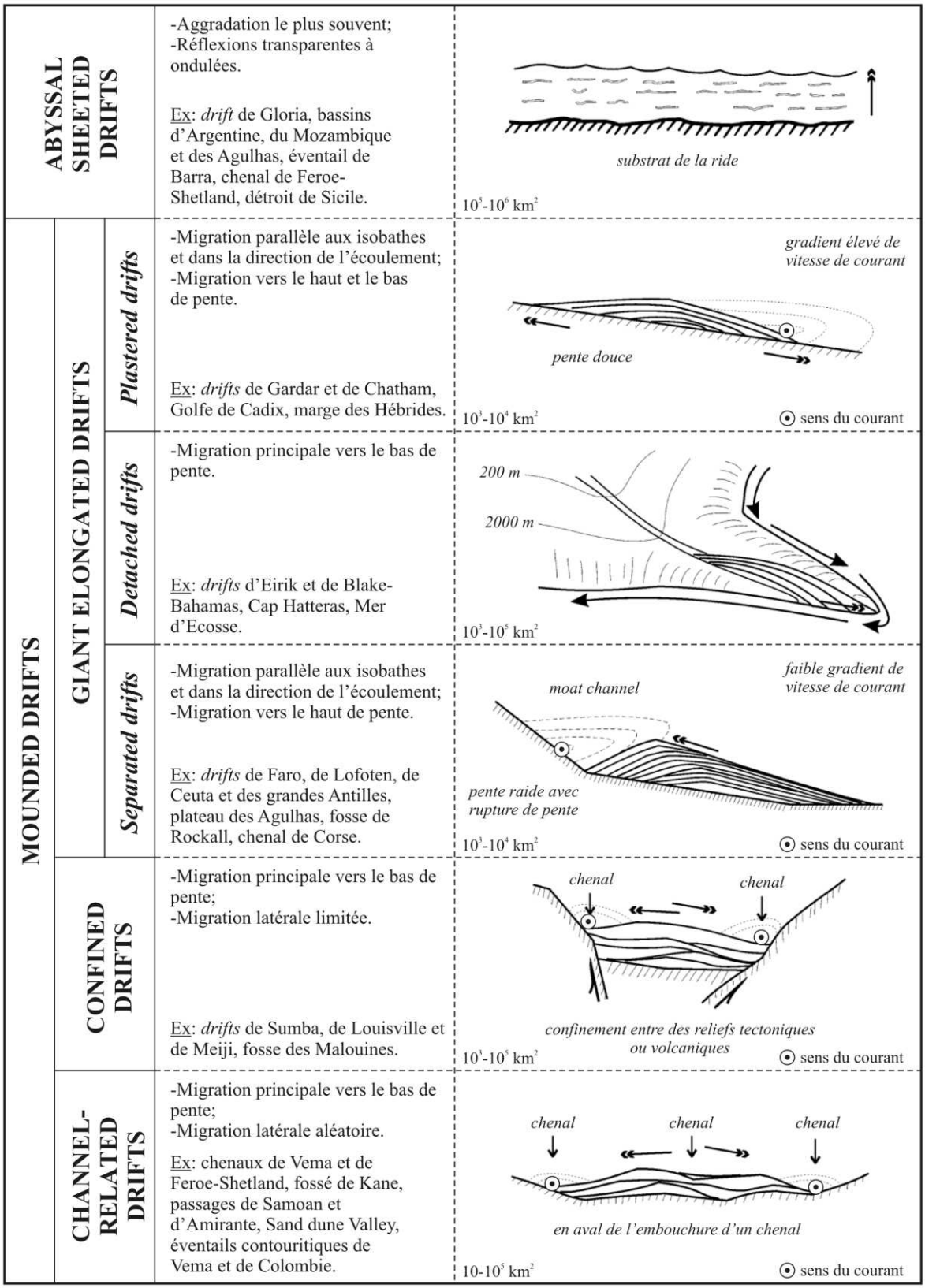


Figure I-20 : *Classification des différents types de drifts contouritiques montrant la géométrie générale et la tendance de la migration et de l'aggradation des dépôts associés (doubles flèches noires) (Hanquiez, 2006, d'après Faugères et al., 1999).*

- Les *giant elongated drifts c*orrespondent à des accumulations sédimentaires de forme allongée et convexe (Fig. I-20). Ils ont des dimensions très variables allant de quelques dizaines de kilomètres à plus de 1000 km de long et des épaisseurs de plusieurs centaines de mètres. Suivant la profondeur à laquelle le courant de fond s'écoule, ces drifts s'observent depuis le plateau continental externe (Fulthorpe et Carter, 1991) jusqu'aux plaines abyssales (Faugères et al., 1993). Les flancs du *drift* sont généralement bordés par des *moat* c'est-à-dire des chenaux dans lesquels les courants sont confinés et où on observe généralement, soit l'absence de dépôt, soit de l'érosion. Ces types de drifts sont communément couverts par des champs de dunes sédimentaires migrantes et peuvent être subdivisés en trois groupes :

(1) les *plastered drifts* qui s'observent à proximité du bas de pente et sont plaqués contre cette dernière, en particulier lorsque la topographie lisse favorise un courant de fond large et non confiné ;

(2) les *detached drifts qui* présentent une direction de progradation aboutissant à un allongement perpendiculaire aux isobathes en réponse à un changement d'orientation de la marge et aux interactions entre les courants de surface et courants de fond ;

(3) les *separated drifts* qui sont caractérisés par un allongement et une direction de progradation parallèle aux isobathes.

Souvent les *separated* et les *plastered drifts* forment un continuum.

L'ensemble de ces *drifts* présentent des taux de sédimentation de l'ordre de 2 à 10 $cm.ka^{-1}$ pouvant dépasser les 60 $cm.ka^{-1}$ dans le cas de *drifts* marginaux (*e.g.* marge des Hébrides). Les sédiments associés à ces accumulations sédimentaires sont également variés, balayant un spectre granulométrique large, des argiles aux sables.

Les *channel-related drifts* s'observent au niveau de chenaux profonds ou de corridors dans lesquels la circulation de fond est confinée, induisant ainsi une augmentation de la vitesse des écoulements (Fig. I-20). Du fait d'une érosion importante au fond de ces étroits passages, ces accumulations sédimentaires irrégulières et discontinues se déposent sur le fond et les flancs de ces chenaux, sous la forme de *drifts* latéraux et axiaux dénommés *patch drifts* (Howe et al., 1994 ; McCave et Carter, 1997 ; Reeder et al., 2002). Ces *drifts* de petites tailles peuvent présenter une géométrie plane ou convexe. A la sortie des chenaux, les courants de fond déposent le matériel sédimentaire sous la forme de lobes contouritiques.

Les *confined drifts* sont caractérisés par une géométrie convexe allongée parallèle à l'axe de petits bassins ou de passages confinés où des courants de contour assez lents s'écoulent.

V.4.2. Caractéristiques sismiques

L'ensemble des critères sismiques permettant l'identification des *drifts* et leur différenciation des autres corps sédimentaires suit une approche à trois échelles d'observations différentes (Faugères et al., 1999 ; Stow et al., 2002c).

La nature des outils de sismique employés, la profondeur de l'eau et les conditions de mer pendant l'acquisition ainsi que le type de traitement utilisé peuvent affecter les enregistrements sismiques. Néanmoins, la nature de chaque faciès sismique reflète les changements dans les processus de dépôt et les types de sédiments.

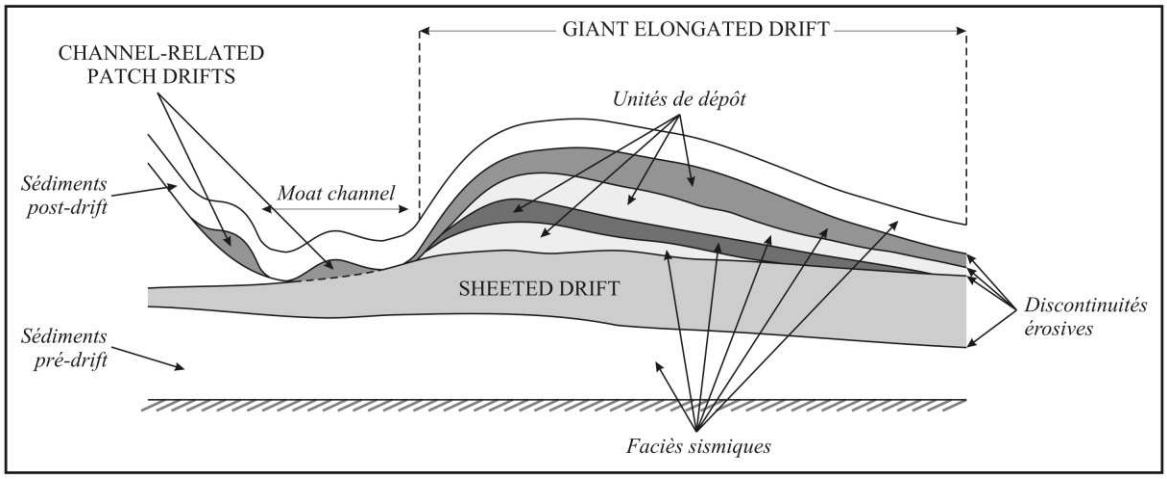


Figure I-21 : *Schéma des principales caractéristiques sismiques des drifts (Hanquiez, 2006, d'après Stow et al., 2002c).*

Les unités de dépôt correspondent fréquemment à une accumulation verticale de réflecteurs tabulaires et parallèles, qui peuvent être faussement interprétés comme des dépôts pélagiques. A l'échelle du drift, la présence de discontinuités érosives très étendues à la base ou au sein des *drifts* est un critère de reconnaissance de ces accumulations à grande échelle (Fig. I-21). Ces discontinuités reflètent des changements périodiques des conditions de circulation et sont communément marquées par une réflexion continue de forte amplitude contrastant avec les réflexions environnantes subparallèles d'amplitudes faibles à modérées.

CHAPITRE II

CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DU *GREAT BAHAMA BANK*

I. CADRE GÉOGRAPHIQUE ET PHYSIOGRAPHIQUE DE L'ARCHIPEL DES BAHAMAS

I.1. Situation géographique

L'archipel des Bahamas se situe dans la zone sub-tropicale ouest-atlantique, au Nord de Cuba et au Sud-Est de la marge continentale nord-américaine (Fig. II-1). Il s'étend sur environ 1400 km selon une direction nord-ouest/sud-est, entre *Little Bahama Bank* au Nord (27.5° N) et *Navidad Bank* (20° N) au large d'Hispaniola. L'archipel recouvre une aire totale d'environ 300 000 km^2. Il est composé d'un ensemble de plates-formes carbonatées de faible bathymétrie (< 10m) sur lesquelles se sont installées des îles de faible altitude. Ces différentes plates-formes sont séparés par de profonds détroits océaniques (1000 m) (Meyerhoff et Hatten, 1974). La partie récente des îles correspond à des dépôts carbonatés pléistocènes-holocènes lithifiés de type éolianites, sables subtidaux et massifs récifaux (Meyerhoff et Hatten, 1974 ; Garett et Gould, 1984 ; Kindler et Hearty, 1996 ; Carew et Mylroie, 1997 ; Hearty et Neumann, 2001).

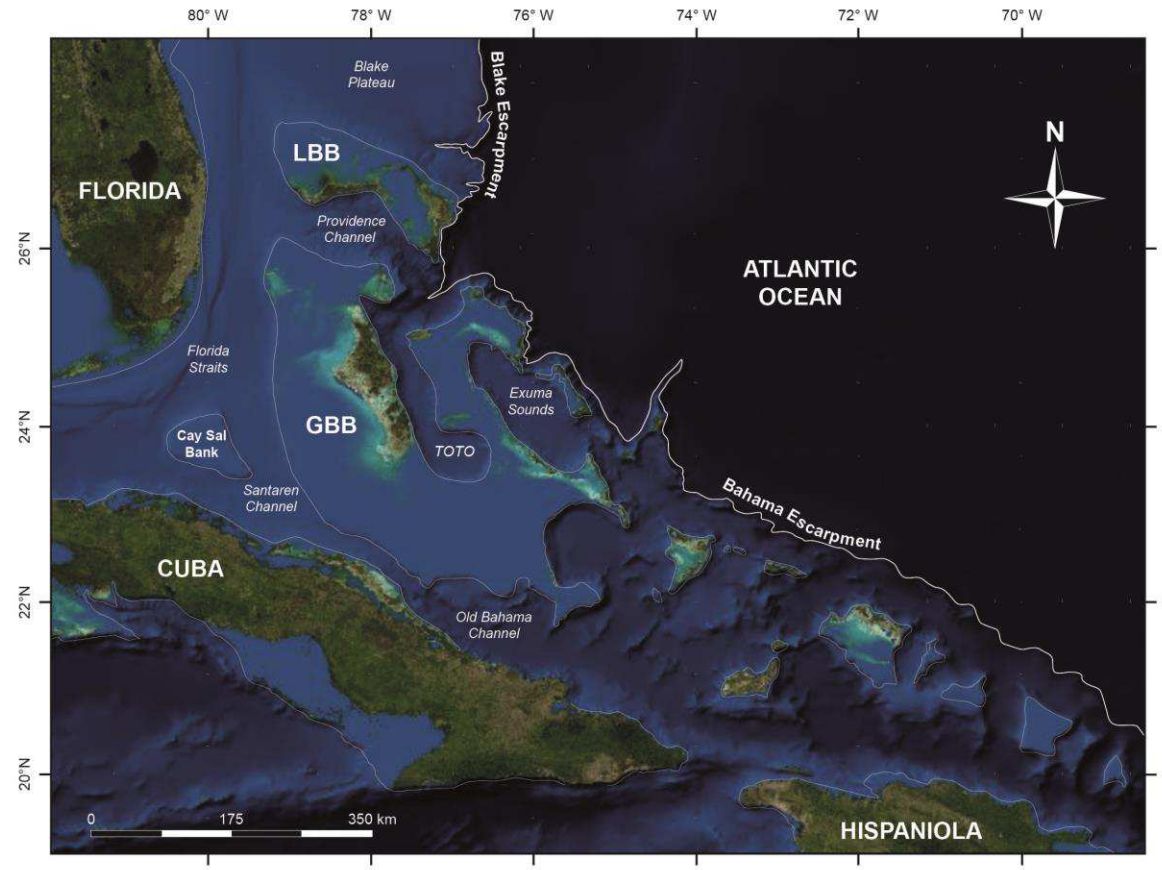


Figure II-1 : *Image satellitaire régionale montrant l'archipel des Bahamas et les différents domaines océaniques qui le délimitent (Source : Esri).*

L'archipel est limité par des domaines océaniques profonds, l'Océan Atlantique au Nord et à l'Est, *Old Bahama Channel* au Sud et *Florida Straits* à l'Ouest. Cette situation particulière empêche les apports silicoclastiques continentaux, excepté sous forme de poussières éoliennes apportées par les vents. Les Bahamas constituent ainsi un système de plates-formes isolées entièrement carbonatées.

L'archipel des Bahamas peut être subdivisé en deux régions distinctes (Fig. II-1). (1) La région nord-ouest caractérisée par la présence de deux grandes plates-formes, le *Great Bahama Bank* (GBB) et le *Little Bahama Bank* (LBB), séparées par *Providence Channel*. (2) La région sud-est composée d'un plus grand nombre de plates-formes de petite taille (< 100 km). Elle est séparée de Cuba et d'Hispaniola par *Old Bahama Channel*.

Ces couloirs océaniques peuvent être fermés à la circulation des masses d'eau, comme par exemple TOTO et *Exuma Sound* (Fig. II-1). *Florida Straits* et *Providence Channel* correspondent au contraire à des détroits océaniques ouverts qui permettent des échanges de masses d'eau avec l'Océan Atlantique.

I.2. Physiographie des plates-formes carbonatées

Les différentes plates-formes carbonatées qui constituent les Bahamas représentent un système marginal segmenté dont la physiographie varie en fonction de l'hydrodynamisme local résultant de l'interaction entre les vents, la houle et les marées (Smith, 1995 ; Reeder et Rankey, 2008 ; Rankey et Reeder, 2011). Mullins et Neumann (1979) puis Hine et al. (1981) ont ainsi défini deux types de marges. (1) Les *windward margins* correspondent aux marges ouvertes sur l'océan ; c'est le cas de la partie nord du LBB et de toute la partie orientale de l'archipel située face à l'Océan Atlantique où l'on trouve la plupart des îles (Fig. II-1). Ces marges, exposées aux vents dominants, présentent des barrières récifales plus ou moins continues, orientées parallèlement à la côte. (2) Les *leeward margins* correspondent quant à elles aux marges protégées des vents et de la houle, comme par exemple la partie occidentale du GBB. Elles constituent généralement de vastes systèmes lagunaires, boueux et peu profonds, clairsemés de patchs récifaux.

Cette situation géographique particulière (*windward* vs *leeward*) a été interprétée comme étant responsable de la variation de pente de ces marges (Schlager et Ginsburg, 1981). En effet, les pentes bahamiennes présentent des gradients variant de 1° sur les talus nord-ouest du GBB et du LBB, jusqu'à 30°-60° le long de *Bahama Escarpment* (Mullins et Neumann, 1979). Schlager et Ginsburg (1981) ont alors suggéré que ces profils de pente pouvaient être liés à l'évolution géométrique de la marge : en accrétion, en *by-pass* ou en érosion (Fig. II-2).

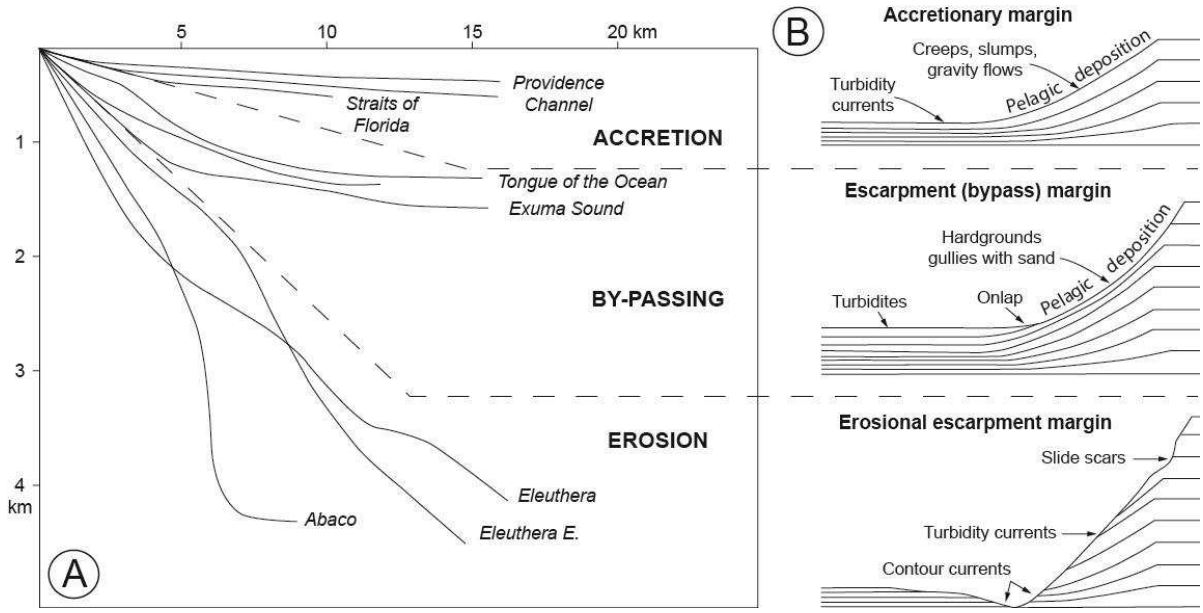


Figure II-2 : *A. Exemples de profils de pente de talus bahamiens en fonction de leur position géographique par rapport à la mer ouverte (leeward vs. windward) ; B. Coupes schématiques de différentes pentes bahamiennes en accrétion, by-pass et érosion (modifié d'après Schlager et Ginsburg, 1981).*

II. CONTEXTE CLIMATIQUE

II.1. Températures et précipitations

L'archipel des Bahamas se situe entre 20°N et 28°N de latitude, ce qui lui confère un climat subtropical, caractérisé par des conditions tempérées à chaudes en hiver et tropicales humides en été avec des températures moyennes annuelles de l'ordre de 25°C (Bergman et al., 2010).

La pluviométrie annuelle des Bahamas s'élève en moyenne à 1355 mm (Carew et Mylroie, 1997). Elle se concentre de mai à novembre, avec un maximum entre septembre et octobre (Gebelein, 1974). Les mois d'hiver (décembre-avril) sont relativement secs. La moyenne mensuelle des précipitations varie entre 100 et 250 mm (Miller et al., 1983).

II.2. Les vents

De par sa position au niveau de la ceinture des alizés, l'archipel des Bahamas est balayé par des vents d'Est (Fig. II-3) avec des vitesses relativement fortes de l'ordre de 5 $m.s^{-1}$ tout au long de l'année (Rankey et Reeder, 2011). En outre, durant la période hivernale, ce sont des vents froids venant du Nord et du Nord-ouest qui dominent (Sealey, 1994).

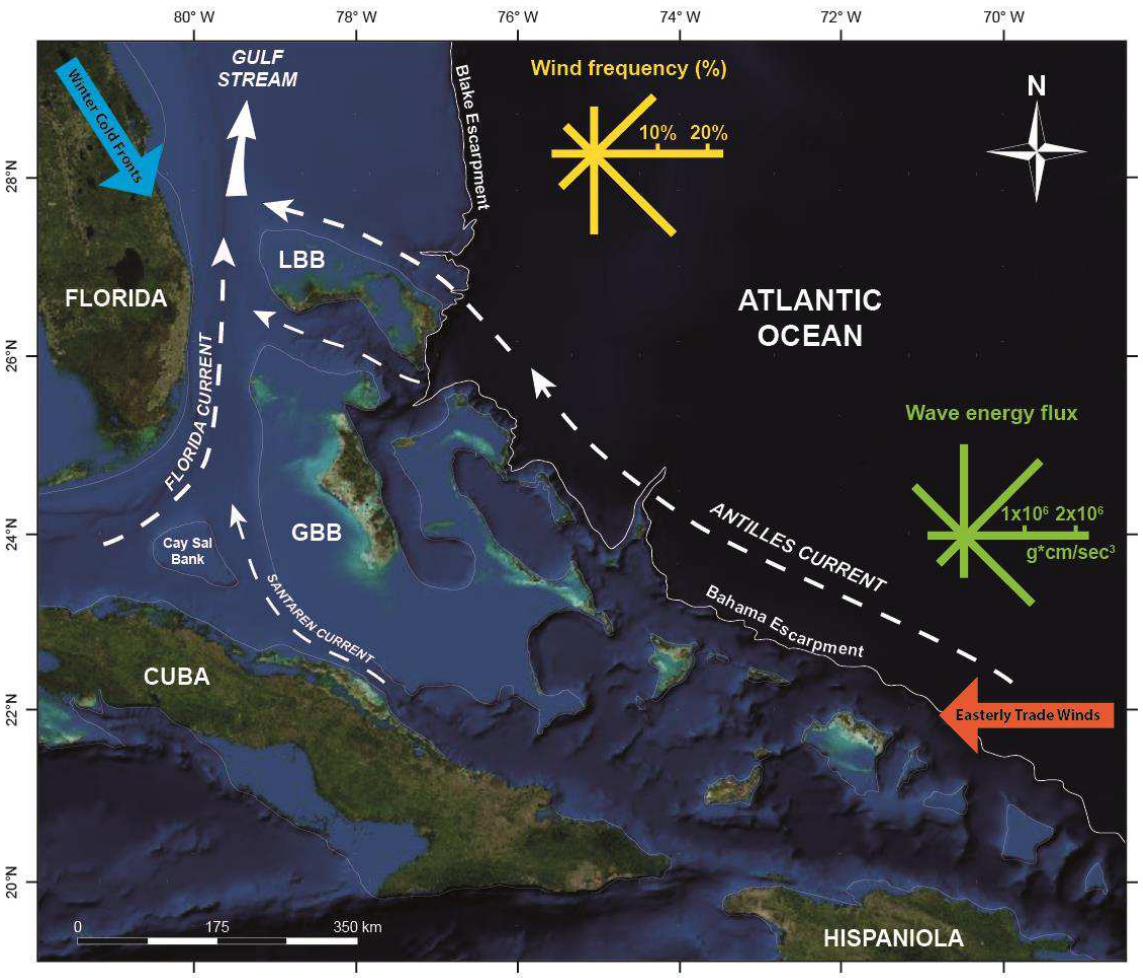


Figure II-3 : *Image satellitaire régionale de l'archipel des Bahamas illustrant les courants océaniques majeurs, la direction préférentielle des vents ainsi que l'énergie des vagues.*

II.3. Les fronts froids

En hiver, les vents peuvent dépasser 10 $m.s^{-1}$ et des fronts froids descendant du continent nord-américain avec des vents dominants provenant du nord-ouest peuvent venir affecter la partie nord des Bahamas (Rankey et Reeder, 2011).

Ces fronts froids opèrent généralement par cycles de 3 à 5 jours avec une périodicité d'environ 30 évènements par an. Ils ont un important contrôle sur la sédimentation (Wilson et Roberts, 1992). En effet, l'air froid et sec descendant de l'Arctique provoque à l'échelle régionale un refroidissement rapide des eaux de plate-forme. L'association de ces fronts froids avec des vents intenses ainsi que l'action des vagues remet en suspension de larges quantités de sédiments au niveau de la plate-forme (Neumann et Land, 1975). Les eaux de la plate-forme refroidies accélèrent le transport des sédiments en suspension en plongeant par contraste de densité au-delà de la plate-forme (Wilson et Roberts, 1992 ; 1995).

II.4. Les tempêtes et les cyclones

Durant la période d'été, entre juin et novembre, la région est fréquemment touchée par des cyclones tropicaux. Bien que le passage de ces cyclones remette en suspension les sédiments de la plate-forme (Fig. II-4), différentes études ont montré qu'il n'y avait presque pas d'export de sédiments, d'érosion des berges ou encore de migration des chenaux tidaux sur les *tidal flats* (replats tidaux ou plate-forme interne) (Rankey et al., 2004). Seuls quelques petits panaches d'eaux turbides chargées de sédiments en suspension s'écoulent hors de la plate-forme (Fig. II-4C). Tucker et Wright (1990) expliquent ce phénomène par l'importante taille de la plate-forme et de sa protection par les *shoals* marginaux (bancs rocheux, bancs de sables, récifs) et les îles qui réduisent l'export de sédiments vers le large.

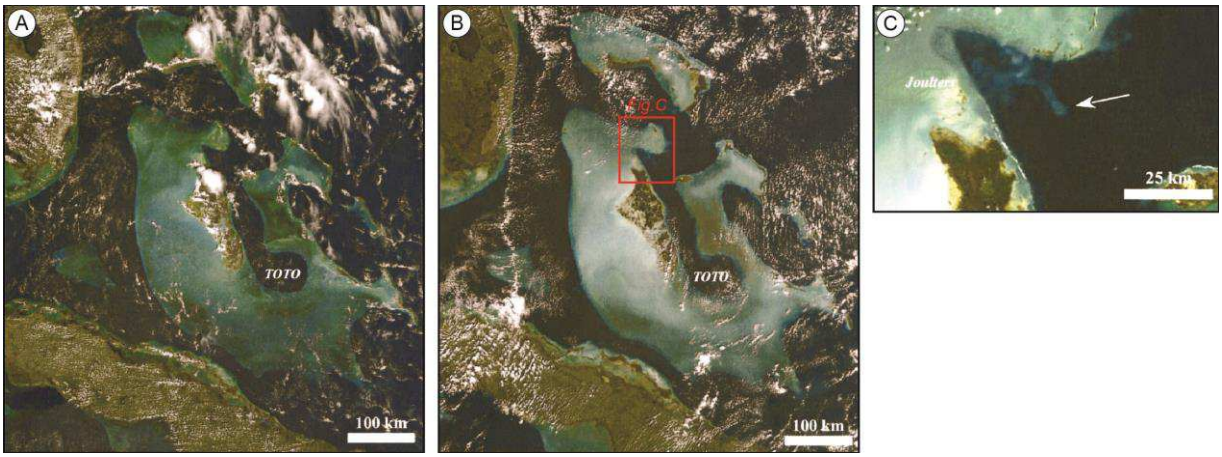


Figure II-4 : *Images satellitaires de la plate-forme du Great Bahama Bank avant et après le passage du cyclone Michelle en novembre 2001. A) Image du 5 octobre 2001, avant le passage du cyclone ; B) 6 novembre 2001, après le passage du cyclone, les sédiments de la plate-forme sont remis en suspension ; C) Détail d'un panache de sédiments qui s'écoule hors de la plate-forme (d'après Rankey et al., 2004).*

III. OCÉANOGRAPHIE RÉGIONALE

La circulation océanique de surface influence grandement la distribution de température, de salinité et de nutriments, qui contrôlent à leur tour la précipitation et le dépôt des carbonates.

III.1. Température et salinité des eaux de plate-forme

Généralement, les températures des eaux de surface dans les Bahamas sont relativement chaudes et stables, de l'ordre de 18,5°C en hiver et de 28,5°C en été (Shore et Beach, 1972 ; Bathurst, 1975), en partie à cause du régime des courants de surface dominants. En effet, le courant des Antilles et le courant de Floride permettent un flux d'eau entre les bancs carbonatés et les détroits océaniques peu profonds qui les entourent. Pendant le passage des fronts froids, les eaux intérieures de plate-forme peuvent occasionnellement présenter de

grandes fluctuations de température (Wilson et Roberts, 1992). En été, les eaux de surface peuvent localement atteindre des températures supérieures à 30°C (Shore et Beach, 1972). Smith (1940) a noté une différence de température des eaux de surface entre la plate-forme et l'océan ouvert de l'ordre de 3,6°C.

La salinité océanique a une valeur normale de 36‰ près des marges, mais elle peut atteindre 46‰ au niveau de la plate-forme interne lors de périodes de forte évaporation et en raison d'une relative faible circulation (Fig. II-5 ; Gebelein, 1974 ; Tucker et Wright, 1990). L'augmentation persistante de la salinité à l'intérieur de la plate-forme est liée à sa grande extension latérale et à l'existence de bancs et d'îles marginales (Tucker et Wright, 1990) ; les échanges liés à la marée étant considérés comme très faibles (Bathurst, 1975).

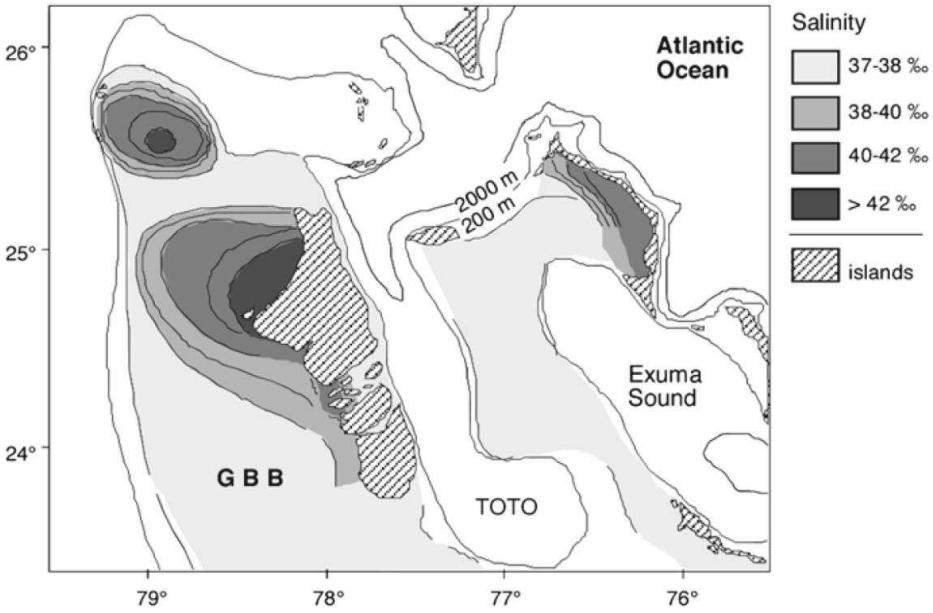


Figure II-5 : *Salinité des eaux de plate-forme sur le Great Bahama Bank durant les étés 1955 et 1956. Les plus fortes salinités se trouvent du côté sous le vent d'Andros Island où la circulation est moindre et le temps de résidence des eaux est le plus long (Bergman, 2010, modifié d'après Traverse et Ginsburg, 1966).*

En été, lorsque l'évaporation sur la plate-forme est intense, les eaux saturées en sels minéraux voient leur densité augmenter ce qui entraîne leur plongement à l'extérieur de la plate-forme par le phénomène de *density cascading* (Wilson et Roberts, 1992 ; Smith, 2001).

III.2. Les courants de marée

Les Bahamas sont soumis à des courants de marée responsables de corps sédimentaires carbonatés diversifiés sur la plate-forme tels que des *shoals* oolitiques, des barres subtidales, des chenaux dendritiques tidaux (*creek*), ou encore des deltas tidaux (Fig. II-6 ; Rankey et al., 2004 ; Reeder et Rankey, 2008).

L'ensemble de l'archipel subit un marnage micro-tidal de faible amplitude (~1 m) (Reeder et Rankey, 2009 ; Rankey et Reeder, 2010). Le marnage est donc faible et les phénomènes de marée sont fréquemment masqués par l'effet des facteurs météorologiques tels que la direction et l'intensité du vent, le degré d'agitation de la mer ou la pression atmosphérique. Les courants de marée varient de 0 à 111 cm.s^{-1} dans les chenaux tidaux (Bathurst, 1975), en outre, il apparait que les courants de flot sont généralement plus forts que les courants de jusant (Tucker et Wright, 1990).

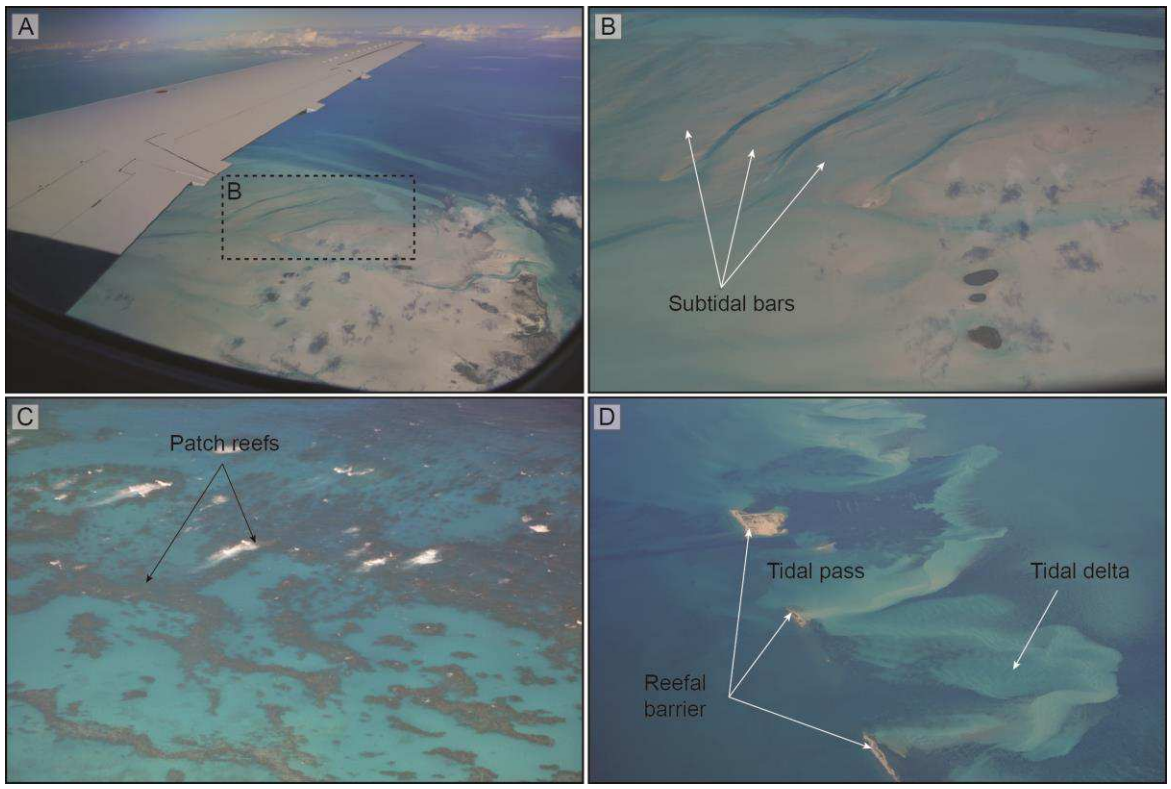


Figure II-6 : *Vues aériennes de traits morphologiques tidaux de plate-forme carbonatée aux Bahamas. A) Exemple d'une creek tidal carbonatée (Côte NE d'Andros Island) ; B) Détails de barres calcarénitiques subtidales et de chenaux distributaires ; C) Exemple de patch reefs sur un replat tidal protégé (Eleuthera Island) ; D) Exemple de deltas et de passes tidales carbonatées au niveau d'une barrière récifale discontinue (côte NO du Great Bahama Bank). Crédit photo : M. Principaud.*

Bien que l'influence des courants de marée s'observe en général dans la partie peu profonde de la plate-forme, Grasmuek et al. (2006, 2007), Correa (2012) et Correa et al. (2012a, 2012b) ont néanmoins identifié des courants oscillatoires diurnes au-delà de 600 m de profondeur d'eau dans *Florida Straits*, qu'ils ont interprété comme d'origine tidale.

Les circulations d'eau sur la plate-forme sont essentiellement influencées par le vent, les marées, mais aussi par les vagues et les tempêtes (Smith, 1940 ; Purdy, 1963 ; Traverse et Ginsburg, 1966 ; Winland et Matthews, 1974 ; Gonzalez et Eberli, 1997). Des mesures de débits au sein du *GBB* ont montré une vitesse de courant très faible de l'ordre de 2 cm.s^{-1} en

direction du Nord (2°N, Smith (1995). Ce courant serait le résultat de deux forces opposées : (1) un courant induit par la marée orientée Est/Sud-Est et (2) un courant induit par les vents et la densité, orienté vers le Nord (Smith, 1995).

III.3.Les ondes internes

Les ondes internes correspondent à des ondes de gravité qui oscillent le long des interfaces entre deux couches d'eau de densités différentes, connues sous le nom de pycnoclines. Elles sont principalement produites au niveau du talus par l'interaction de la marée barotrope et du talus dans un milieu stratifié (Pingree et al., 1986). Elles puisent leur énergie des ondes de marée de surface et conservent par conséquent une signature oscillatoire similaire à la fréquence de ces dernières. Les ondes internes peuvent se propager dans les grandes profondeurs, tout en conservant leurs propriétés acoustiques.

Elles jouent un rôle important, en particulier lors de leur déferlement dans les grandes profondeurs qui entraîne un mélange partiel des eaux profondes et permet de maintenir la circulation océanique actuelle. Elles interviennent dans de nombreux mécanismes liés à la stratification de l'océan mais sont aussi susceptibles de transporter des sédiments.

III.4. Les courants océaniques de bassin et leurs dépôts associés

L'Archipel des Bahamas est bordé par deux courants océaniques majeurs : (1) le courant des Antilles borde la partie orientale, le long du *Bahama Escarpment* et (2) le courant de Floride longe la partie occidentale, au niveau du *Florida Straits* (Fig. II-3). La zone interne de l'archipel est baignée par des courants inter-bancs tels que le courant qui s'écoule dans *Providence Channel* et celui de *Santaren Channel* (Fig. II-1) et que l'on nommera tout au long de cette étude, courant de Santaren (Fig. II-4).

III.4.1. Le courant des Antilles

Le courant des Antilles est un courant océanique chaud qui se déplace vers l'Ouest après avoir traversé l'Océan Atlantique en provenance de l'Afrique. Il diverge vers le Nord-ouest le long du *Bahama Escarpment* et jusqu'au Nord du *LBB*, où il rejoint le courant de Floride pour former le Gulf Stream (Fig. II-7 ; Neumann et Pierson, 1966). Il ne s'écoule pas en un flux continu, mais forme des *eddies* le long de l'Archipel des Bahamas (Gallagher, 1968 ; Ingham, 1974 ; Gunn et Watt, 1982 ; Lee et al., 1996). Des études antérieures ont démontré la présence de flux s'écoulant vers le Nord et vers le Sud à des profondeurs de 400-800 m avec des vitesses d'environ 10 $cm.s^{-1}$ à l'Est des Bahamas (Day, 1954 ; Lee et al., 1990) et au large de Cap Canaveral en Floride (Ingham, 1974).

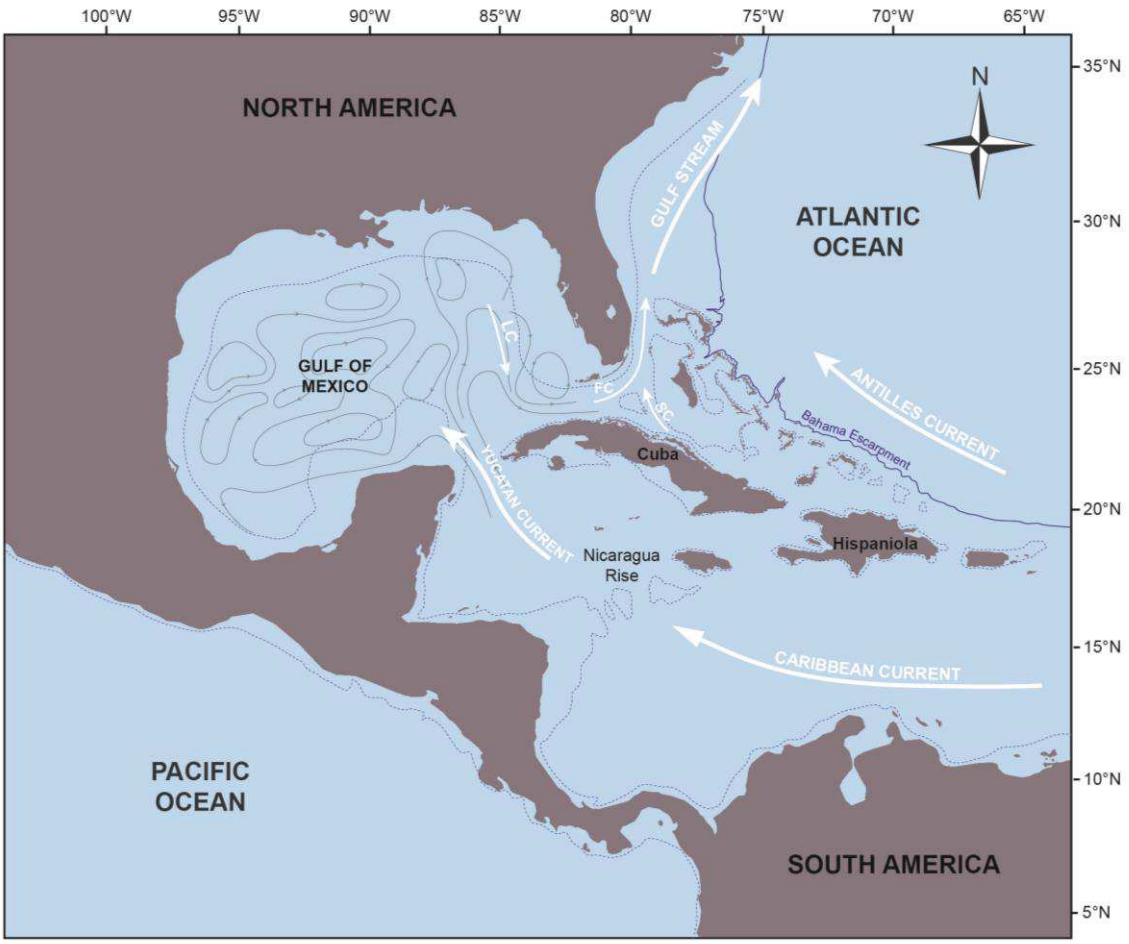


Figure II-7 : *Carte régionale des Caraïbes et du Golfe du Mexique illustrant la circulation océanique générale avec les principaux courants influençant les Bahamas. FC : Florida Current, LC : Loop Current, SC : Santaren Current (modifié d'après Mullins et al., 1987).*

III.4.2. Le courant de Floride

Le courant de Floride est un courant marin qui s'écoule du Golfe du Mexique vers l'Océan Atlantique. Il contribue pour 90% au Gulf Stream (Leaman et al., 1995 ; Wang et Mooers, 1997 ; Johns et al., 1999).

Il se compose des eaux qui pénètrent par les Antilles (Wajsowicz, 2002) et qui s'écoulent dans la mer des Caraïbes au travers du courant des Caraïbes (Fig. II-7). Ces eaux entrent dans le Golfe du Mexique par le détroit du Yucatan et forment ensuite le *Loop Current* qui se déplace dans le sens horaire et forme des eddies.

Ce courant entre ensuite dans *Florida Straits* où il acquiert son nom et s'écoule vers le Nord le long de la marge est de la Floride jusqu'au *LBB*. Il fusionne finalement avec le courant des Antilles pour former le Gulf Stream (Neumann et Pierson, 1966 ; Schmitz et Richardson, 1991). Le courant de Floride est aussi alimenté par les eaux provenant directement de l'Océan Atlantique, à travers *Old Bahama Channel* et *Santaren Channel* et au Nord par *Providence Channel* (Leaman et al., 1995).

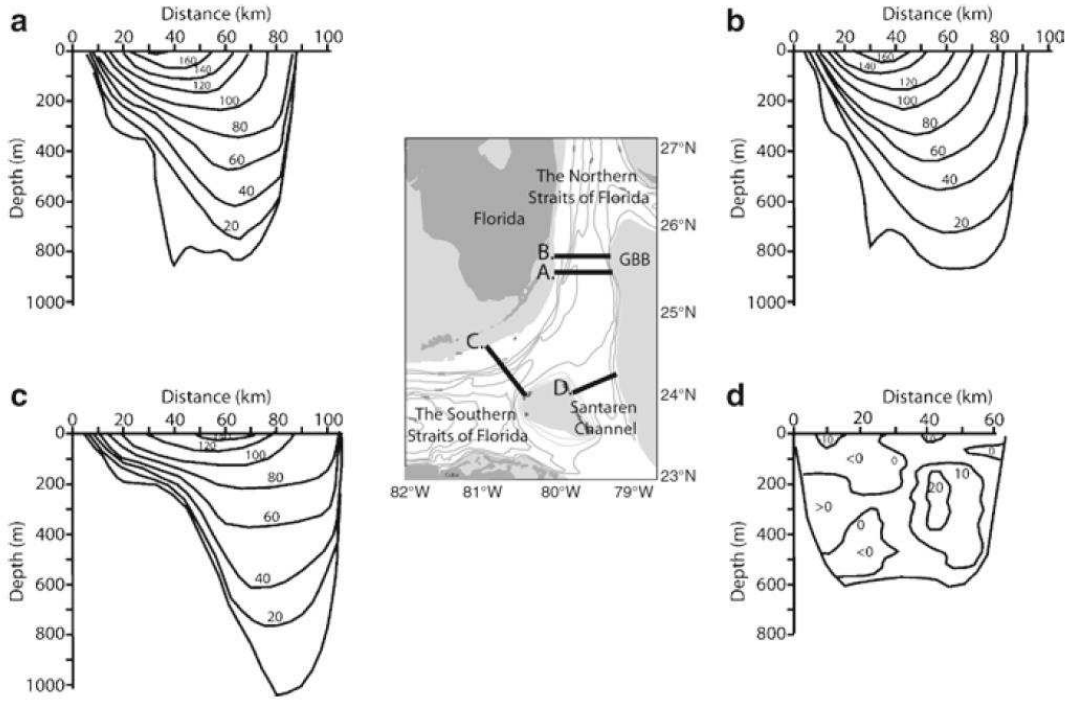


Figure II-8 : *Coupes transverses du Florida Straits (a-c) et du Santaren Channel (d) indiquant les vitesses de courant en cm/s (Bergman et al. 2010, d'après Richardson et al.,1969).*

Le courant de Floride correspond à un courant de surface dont les vitesses sont de l'ordre de 180 cm.s^{-1} à 200 cm.s^{-1} et diminuent jusqu'à devenir inferieures à 20 cm.s^{-1} au-delà de 700 m de profondeur (Fig. II-8 ; Richardson et al., 1969 ; Wang et Mooers, 1997). Les vitesses de surface augmentent en direction du Nord en raison du confinement du détroit et sont maximales le long de la bordure ouest du *Florida Straits* tandis que sur la côte ouest du GBB, elles sont de l'ordre de 20 à 60 cm.s^{-1} (Richardson et al., 1969 ; Wang et Mooers, 1997).

III.5. Le courant de Santaren

Le courant de Santaren s'écoule le long de la partie est de *Santaren Channel* et montre des vitesses maximales d'environ 20 cm.s^{-1} à des profondeurs de 200-300 m (Fig. II-8 ; Leaman et al.,1995). Ce courant est originaire d'*Old Bahama Channel* et connecte les eaux subtropicales de l'Atlantique Nord au courant de Floride (Atkinson et al., 1995).

III.5.1. Les dépôts associés aux courants océaniques profonds

Les courants de Floride, de Santaren et des Antilles vus précédemment, influencent la sédimentation de fond et sont responsables de la mise en place de plusieurs drifts contouritiques dans *Florida Straits* (Fig. II-9 ; Mullins et Neumann, 1979 ; Mullins et al., 1980 ; Hine et al., 1981 ; Bergman, 2005).

Les drifts de Santaren et de Pourtales sont positionnés respectivement le long des marges du GBB et de la Floride et sont le résultat de la remobilisation de matériel carbonaté dans le bassin et le bas du talus par les courants de Floride et de Santaren (Figs. II-9 et II-10).

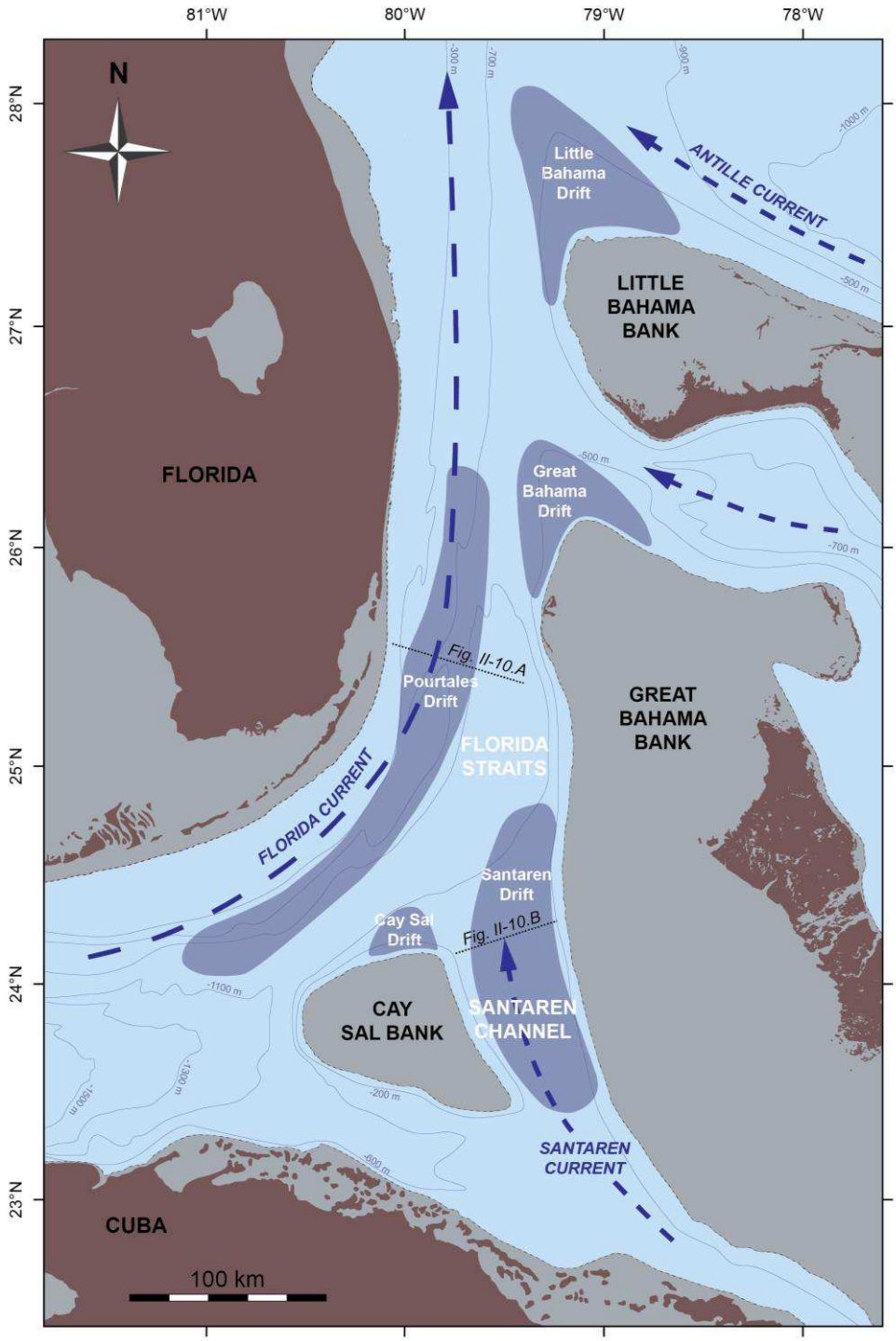


Figure II-9 : *Carte de répartition des dépôts de drifts et des courants océaniques majeurs dans la partie ouest des Bahamas (modifié d'après Bergman, 2005).*

Ces drifts ont une géométrie externe relativement allongée. Ils s'étendent sur 200 à 400 km de long et font en moyenne 60 km de large et 600 à 1000 m d'épaisseur (Bergman, 2005). Le drift de Pourtales est asymétrique avec un *moat* bien défini et correspond à un *elongated detached drift* d'après la classification de Faugères et al. (1999). En revanche, le drift de Santaren est localisé au niveau de l'axe central de *Santaren Channel*. Il présente une géométrie externe symétrique convexe centrée sur l'axe du chenal et s'amincie vers les bords externes. Il correspond à un *confined drift* (Faugères et al., 1999 ; Bergman, 2005).

Les drifts de *Cay Sal Bank*, *Great Bahama* et *Little Bahama* sont présents au niveau des bordures nord-ouest des plates-formes respectives de *Cay Sal Bank*, GBB et LBB. Ils présentent une géométrie externe conique qui s'étend vers le N-NO jusqu'à 150 km et des dimensions de l'ordre de 20 à 60 km de large et 300 à 500 m d'épaisseur (Mullins et al., 1980 ; Bergman, 2005 ;). Ces drifts se forment le long des pentes sous le vent (*lee-side*) des plates-formes, à la convergence de courants de fond (Mullins et al., 1980). Leur géométrie interne est faite de progradations vers le N-NO, liées à un processus d'export de matériel venant de la plate-forme (*off-bank*).

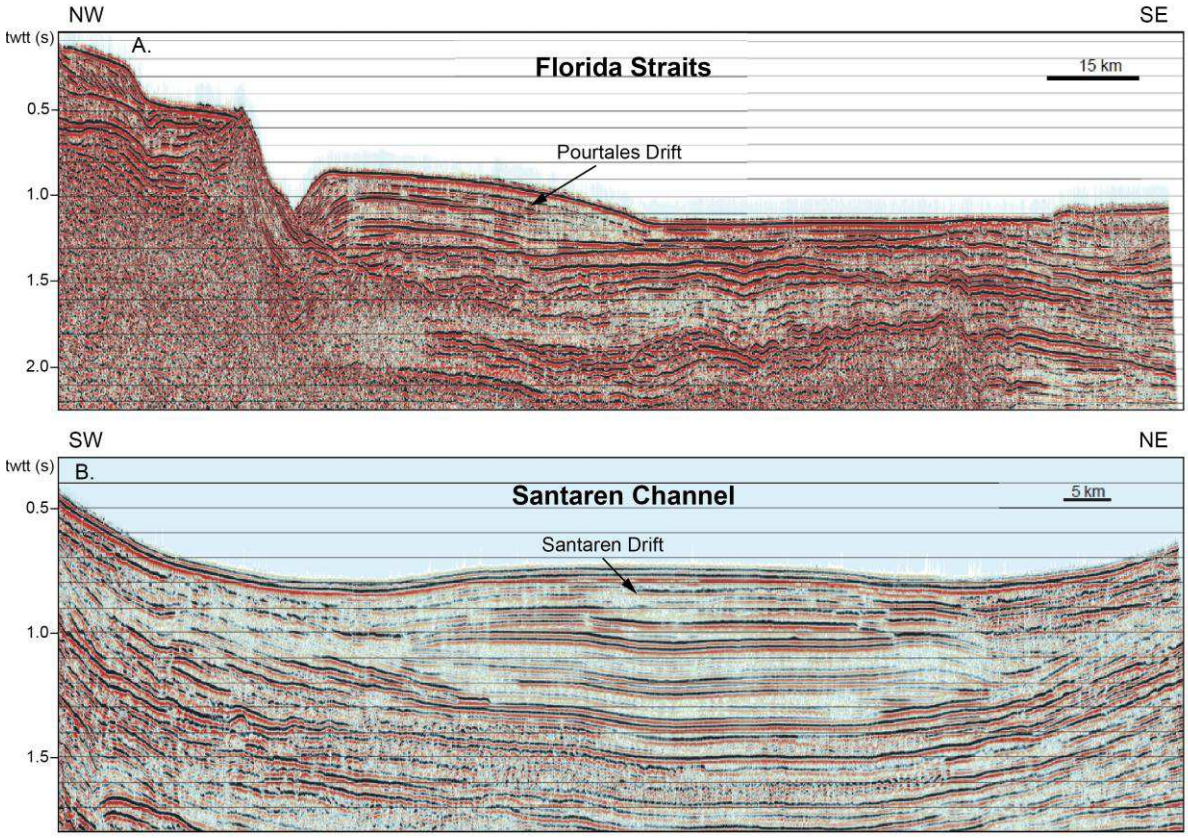


Figure II-10 : *Lignes sismiques transversales au Florida Straits (A) et au Santaren Channel (B) montrant la géométrie des drifts de Pourtales et de Santaren qui évoluent respectivement le long des pentes de la Floride et du Great Bahama Bank (localisation sur la figure II-9) (Modifié d'après Bergman, 2005).*

L'architecture interne de ces drifts correspond à un faciès sismique transparent à moyenne amplitude, avec des réflexions continues qui forment une géométrie convexe et qui s'amincissent au niveau de la pente (Fig. II-10). Les sédiments transportés correspondent généralement à des faciès fins boueux (Eberli et al., 1997a) bien que les extrémités en *onlap* sur la pente des marges peuvent se composer de matériel plus grossier en raison des apports gravitaires en provenance du haut du talus.

Ces drifts se sont mis en place au cours du Miocène, en réponse à une intensification du courant de Floride (Mullins et al., 1980).

IV. LA PRODUCTION CARBONATÉE SUR LA PLATE-FORME

Les plates-formes bahamiennes ont accumulé une épaisseur de plus de 5 km de formations carbonatées (Meyerhoff et Hatten, 1974 ; Eberli et Ginsburg, 1987 ; 1989).

IV.1. L'usine à carbonates

Contrairement aux systèmes silicoclastiques, la production sédimentaire au sein des plates-formes carbonatées s'effectue *in situ* selon des processus organiques et inorganiques (James, 1979) et sous conditions physico-chimiques particulières (Schlager, 1992). Elle est essentiellement constituée de fragments d'organismes à test carbonaté. On distingue : (1) les grains squelettiques, (2) les grains non squelettiques et (3) la boue calcaire.

- Les grains squelettiques sont fournis par de nombreuses espèces et sont fonction des conditions du milieu. Au sein de la plate-forme des Bahamas, huit groupes majeurs d'organismes à test carbonaté contribuent directement ou indirectement à la production carbonatée : (1) les coraux, (2) les algues rouges, (3) les algues vertes (*Halimeda sp.*), (4) les foraminifères benthiques, (5) les éponges, (6) les mollusques (qui incluent les bivalves et les gastéropodes), (7) les échinodermes et (8) les tapis microbiens.

- Les grains non squelettiques peuvent être d'origine biotique ou abiotique et sont créés par des processus mécaniques, bio-chimiques et physico-chimiques. Ils regroupent les ooïdes, les oncoïdes, les rhodoïdes, les peloïdes, les agrégats de grains et les lithoclastes.

- La boue calcaire (micrite) est généralement polygénique. (1) Les *whitings* (Bathurst 1975) correspondent à des nuages de boue carbonatée très fine en suspension qui sont généralement dus à des événements épisodiques de précipitations d'aragonite et de calcite qui proviendraient en grande partie de la désintégration des algues vertes calcaires telles qu'*Halimeda* et *Penicillus*, mais aussi de blooms d'algues microscopiques (Robbins et Blackwelder, 1992 ; Bustos-Serrano et al., 2009). (2) Certaines micrites correspondent à la précipitation chimique associée à des températures et des salinités élevées ou des changements de pression partielle de CO_2. (3) La bio-érosion est aussi un facteur important dans la destruction des récifs et l'érosion des berges rocheuses sur les Bahamas et représente une source importante de sédiments fins dans les environnements intertidaux et subtidaux peu profonds (Hoskin et al., 1986).

D'après Schlager (1992), trois paramètres agissent principalement sur la production carbonatée :

- La lumière : il s'agit indiscutablement du facteur de contrôle le plus important pour la précipitation des carbonates du fait de la dominance des organismes producteurs autotrophes. L'intensité lumineuse diminue exponentiellement avec la profondeur d'eau. La productivité en carbonates est maximale dans les 20 premiers mètres d'eau (zone photique). Elle devient nulle à partir de 120 m.

- La température : généralement, plus la température est importante, plus l'usine à carbonates fonctionne. Il existe toutefois un seuil de température qui limite la productivité. Il peut être atteint au niveau des lagons restreints où les températures peuvent fréquemment excéder 30°C.

- Les nutriments : il s'agit essentiellement de l'azote et du phosphore, ainsi que de la matière organique en suspension. Cependant, l'abondance en nutriments peut être fortement défavorable à la production carbonatée en entrainant une baisse du taux de calcification, la prolifération d'organismes non producteurs (algues brunes) et de prédateurs et pouvant aussi influencer la nature des producteurs de carbonates.

Cependant, des facteurs comme la salinité, l'oxygénation et la circulation de l'eau, jouent aussi un rôle important dans la distribution des différents organismes et la production des carbonates. A plus grande échelle, les variations eustatiques influencent grandement la plate-forme et donc la production carbonatée.

IV.2. Morphologie des plates-formes carbonatées

Le terme de « plate-forme carbonatée » a d'abord été utilisé de manière très générale pour décrire une épaisse séquence de carbonates d'eau peu profonde dans une grande diversité de contextes tectoniques (Tucker et Wright, 1990). De nombreuses classifications ont été proposées (Ahr, 1973 ; Read, 1982 ; Read, 1985 ; Tucker et Wright, 1990 ; Handford et Loucks, 1993 ; Wright et Burchette, 1996 ; Pomar, 2001), basées principalement sur des critères morphologiques et sur la répartition des ceintures de faciès associées, induite par la présence ou non de barrières plus ou moins continues.

Cinq principaux types de plates-formes carbonatées peuvent être distingués selon leur profil et extension spatiale : (1) les rampes (« *ramps* »), (2) les plates-formes barrées (« *rimmed shelf platforms* »), (3) les plates-formes épicontinentales (« *epeiric platforms* »), (4) les plates-formes isolées et les atolls océaniques (« *isolated platforms and oceanic atolls* ») et (5) les plates-formes ennoyées (« *drowned platforms* »).

IV.2.1. Les rampes

Les rampes carbonatées (Ahr, 1973 ; Read, 1985 ; Tucker et Wright, 1990) ont généralement des profils morphologiques peu accidentés avec des pentes très douces, n'excédant jamais 1° d'inclinaison. En dehors de la zone intertidale et des reliefs éventuels

(barrière, accident topographique) qui peuvent générer localement une forte agitation de l'eau, les rampes sont des systèmes relativement calmes et/ou peu agités où la décantation de particules biogènes prédomine. Les récifs barrières sont généralement absents, mais les monticules de boue et pinacles coralliens ne sont pas rares.

En fonction de la nature morphologique du profil de la rampe, sont distinguées deux types de rampes principales.

- Les **rampes homoclinales** (« *homoclinal ramps »*) présentent une uniformité géométrique du profil, de la zone proximale jusqu'au bassin (Fig. II-11). Shark Bay sur la côte ouest de l'Australie et Trucial Coast dans le Golfe d'Arabie en sont des exemples actuels bien connus (Tucker et Wright, 1990).

- Les **rampes à talus fortement incliné en domaine distal** (« *distally steepened ramps »)* présentent des similarités avec les rampes homoclinales à la différence près qu'elle possède un talus à inclinaison plus accentuée en domaine distal (Fig. II-11). La côte ouest de la Floride et le Nord-Est du Yucatan correspondent à ce type de rampe (Tucker et Wright, 1990). Dans le cas où une barrière est individualisée sur la rampe, la rupture de pente en est très éloignée.

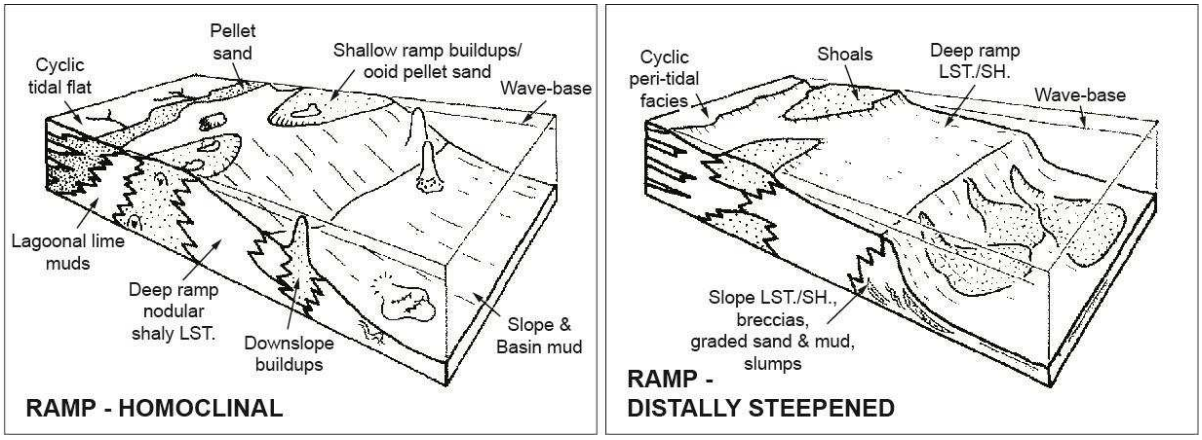


Figure II-11 : *Typologie des profils de rampes carbonatées (Read, 1982).*

IV.2.2. Les plates-formes barrées

Les plates-formes carbonatées barrées (Read, 1985 ; Tucker et Wright, 1990 ; Handford et Loucks, 1993) présentent des profils de dépôt à géométrie variable dont la principale différence morphologique par rapport aux autres systèmes sédimentaires est la présence d'un talus. La plate-forme est liée au bassin par une rupture topographique et l'augmentation croissante de la pente du profil dont l'inclinaison varie de quelques degrés à plus de 60°. Une barrière semi-continue à continue, située sur la bordure de plate-forme, individualise un lagon ou une plate-forme interne en domaine proximal en limitant la circulation océanique. La barrière peut être de nature diverse (récifs, bioaccumulations bioclastiques ou à ooïdes, éolianites, etc…).

Les diversités morphologiques de la marge au sens strict impliquent une classification typologique secondaire au sein de la grande famille des plates-formes barrées (Read, 1982):

- Les **plates-formes barrées à marge en accrétion** *(«accretionary rimmed shelves margins »*) : ce type de plate-forme se construit uniquement par la croissance (accrétion) verticale et latérale de la barrière en marge d'un talus peu incliné où la continuité des faciès ne montre pas de rupture (Fig. II-12). Certaines pentes bahamiennes ont été associées à ce type de morphologie (Hine et al., 1981; Eberli et Ginsburg, 1987).

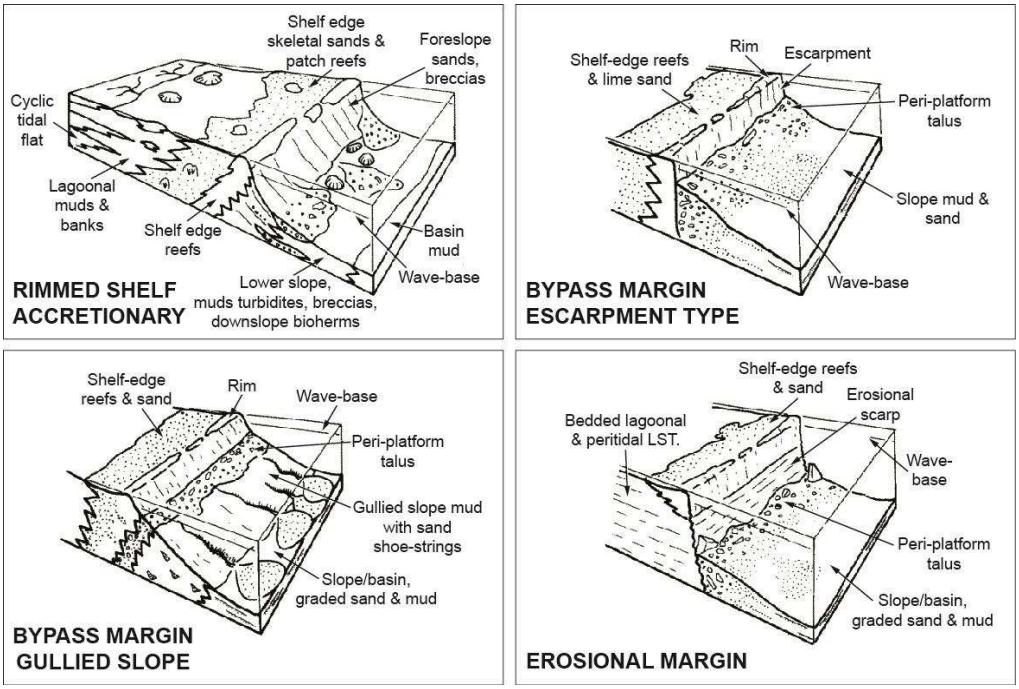


Figure II-12 : *Typologie des profils de plates-formes carbonatées barrées. Les diversités morphologiques du talus et de la barrière récifale conduisent à une classification secondaire au sein des plates-formes barrées : (i) les marges en accrétion, (ii) les marges en « by-pass », à escarpement ou à ravines et (iii) les marges en érosion (Read, 1982).*

- Les **plates-formes barrées à marge en *by-pass*** (« *by-pass rimmed shelves margins »*) : la croissance de la marge dépend de l'augmentation du niveau marin relatif. La présence d'un talus très accentué empêche le dépôt de sédiments. On distingue les plates-formes barrées à escarpement en *by-pass* (« by-pass *margin escarpement »*) et/ou avec des talus ravinés en *by-pass* (« *by-pass gullied slope »*) (Fig. II-12). Des exemples modernes de ce type se rencontrent au large du Queensland (Johnson et al., 1984), ou encore la formation cambrienne *Cathedral* au Canada (McIlreath, 1977).

- Les **plates-formes barrées à marge en érosion** (« *erosional rimmed shelves margins »*) : le talus est remplacé par un escarpement et constitue une importante rupture topographique marginale. L'action de la houle est limitée à l'escarpement où elle produit l'essentiel de l'érosion (Fig. II-12). Des parties de marge au niveau de la Jamaïque et de Belize en sont de bons exemples (Land et Goreau, 1970 ; Ginsburg et James, 1976).

IV.2.3. Les plates-formes épicontinentales

Les plates-formes carbonatées épicontinentales n'existent plus à l'époque actuelle. Elles correspondaient à de vastes zones marines intra-cratoniques très peu profondes (< 10 m), parsemées d'îles et de bancs carbonatés, balayés de façon constante par les marées et périodiquement par les tempêtes (Fig. II-13 ; exemples : Centre-ouest de la Chine, Précambrien supérieur-Ordovicien ; Amérique du Nord, Cambrien-Ordovicien ; St George Group, Newfoundland, Ordovicien inférieur) (Pratt et James, 1986) et mises en place durant des périodes chaudes (*greenhouse*) et de haut niveau eustatique. La séquence sédimentaire comprend alors surtout des sédiments subtidaux peu profonds mais chaque île ou banc permet le développement d'un complexe intertidal et supratidal (Tucker et Wright, 1990).

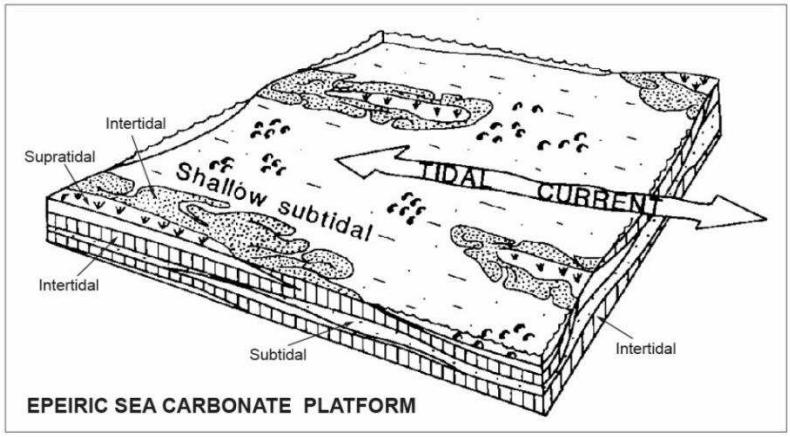


Figure II-13 : *Modèle de dépôt d'une plate-forme carbonatée épicontinentale (Tucker et Wright, 1990 ; d'après Pratt et James, 1986).*

IV.2.4. Les plates-formes isolées et les atolls océaniques

Les plates-formes carbonatées isolées et les atolls océaniques (Read, 1985 ; Tucker et Wright, 1990) constituent des édifices détachés situés au large de la plate-forme continentale (Fig. II-14). Les Bahamas et les Iles Eparses constituent les meilleurs exemples modernes (Tucker et Wright, 1990). Les plates-formes carbonatées isolées sont constituées par l'accumulation verticale de carbonates d'eau peu profonde, dans des zones entourées par des domaines océaniques profonds tandis que les atolls océaniques se forment sur l'emplacement de volcans éteints subsidents (exemples : la Réunion, Tahiti, Mururoa, les Maldives). La taille de ces édifices est très variable, de quelques kilomètres à plusieurs centaines de kilomètres de large avec des épaisseurs de sédiment pouvant atteindre plusieurs kilomètres. Les marges des plates-formes isolées ainsi que celles des atolls possèdent toutes les caractéristiques des plates-formes barrées. Elles ont généralement des pentes abruptes et sont situées en domaine océanique profond ou très profond (zone abyssale). La distribution des faciès est fortement contrôlée par l'orientation de la plate-forme par rapport à la direction des vents dominants et les grandes tempêtes, ainsi que du régime de vagues.

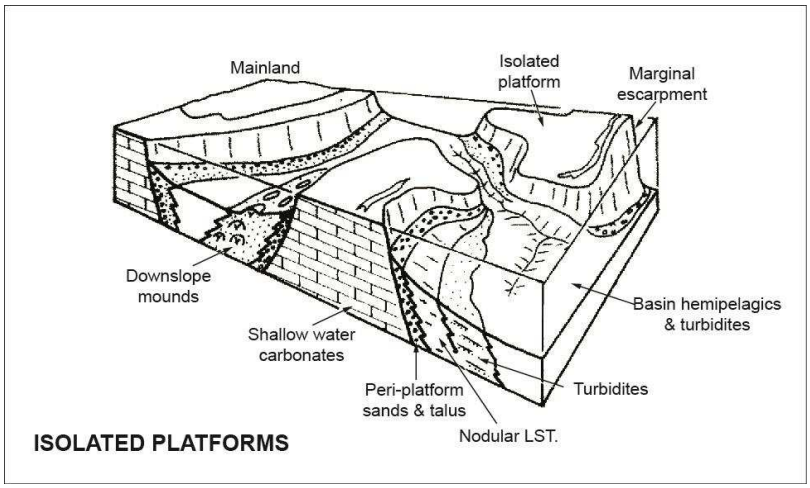


Figure II-14 : *Profil de plate-forme carbonatée isolée (Read, 1982).*

IV.2.5. Les plates-formes ennoyées

Les plates-formes carbonatées ennoyées (Read, 1985 ; Tucker et Wright, 1990) regroupent tous les systèmes de dépôts exposés (rampes, plates-formes barrées, plates-formes isolées, plates-formes épicontinentales) où la subsidence et/ou l'accommodation (eustatisme et subsidence) est plus importante que la production carbonatée responsable de l'accrétion verticale (Fig. II-15). *Cay Sal Bank* (Bahamas) est considérée comme un exemple moderne de plate-forme partiellement ennoyée (Hine et Steinmetz, 1984 ; Purkis et al., 2014). Une grande quantité de boue carbonatée pélagique recouvre et ennoie la plate-forme. La tranche d'eau reste relativement constante et dans tous les cas ne dépasse jamais la limite séparant la zone euphotique de celle aphotique, de sorte que si la production carbonatée redevient importante, l'ensemble de 'l'usine à carbonates' peut redémarrer.

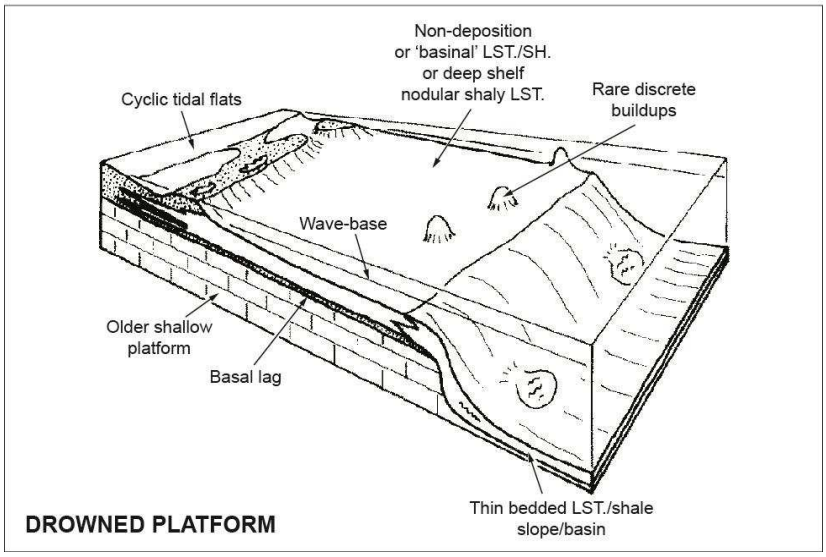


Figure II-15 : *Profil de plate-forme carbonatée ennoyée (Read, 1982).*

IV.3. Répartition des faciès sur la plate-forme

Le *GBB* est étudié depuis les années 50 et reste aujourd'hui encore l'exemple type pour la compréhension des processus et des produits de la sédimentation en environnement carbonaté moderne. Le grand nombre d'études faites sur la plate-forme (Illing, 1954 ; Purdy, 1963 ; Enos, 1974 ; Reijmer et al., 2009 ; Kaczmarek et al., 2010) a permis d'obtenir une bonne résolution de la répartition spatiale des faciès.

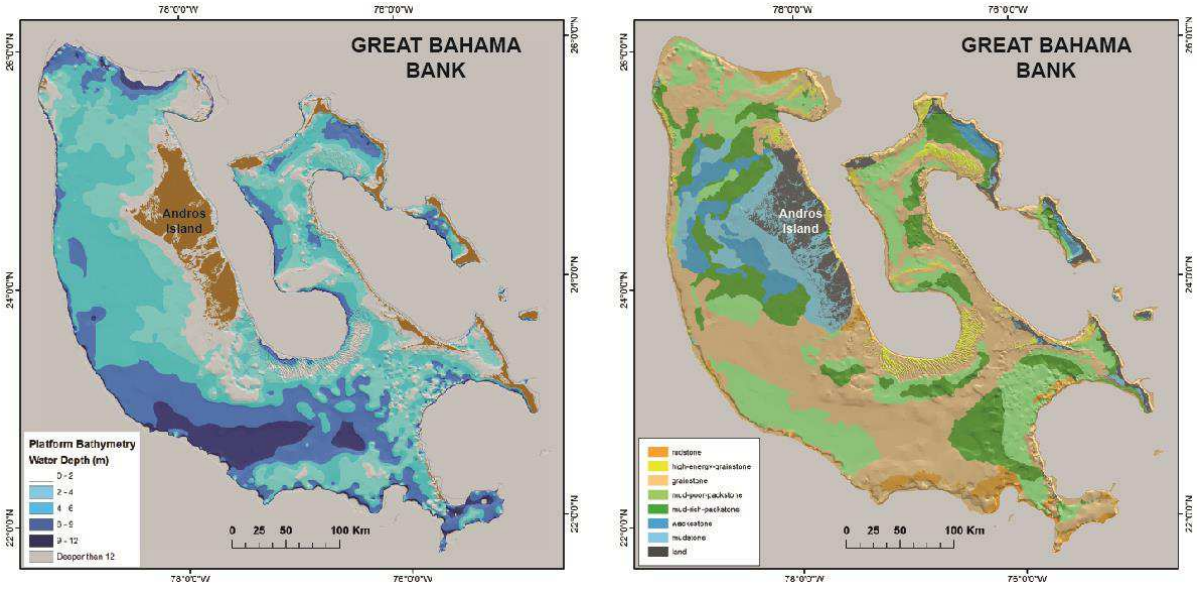


Figure II-16 : *Carte de répartition des faciès sédimentaires au niveau de la plate-forme du Great Bahama Bank. Les faciès fins sont localisés dans la zone protégée tandis que les faciès les plus grossiers se répartissent sur les bordures externes de la plate-forme (Harris et al., 2015).*

Le *GBB* présente une distribution de faciès hétérogène (Fig. II-16) dont la répartition est liée aux courants tidaux et aux vents (*leeward versus windward*). On observe :

- les sédiments squelettiques grossiers de type *grainstones* et *rudstones*, et localement les sables à ooïdes (*high-energy-grainstones*), principalement le long de la marge sur la bordure externe de la plate-forme, formant localement des *shoals* et des barres oolithiques,
- les sédiments non squelettiques fins à très fins de type *mudstone* à *wackestone*, principalement les pellets ou péloïdes, communément distribués dans la zone interne et protégée de la plate-forme.

V. ÉVOLUTION TECTONO-STRATIGRAPHIQUE DU *GREAT BAHAMA BANK*

V.1. Evolution géodynamique et principaux évènements structuraux de la zone ouest des Bahamas

La configuration actuelle de l'archipel des Bahamas et plus particulièrement du GBB, résulte en grande partie d'une évolution géodynamique et architecturale complexe liée à une succession de phases tectoniques majeures depuis l'ouverture de l'Atlantique Nord au cours du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur (Pindell, 1985 ; Denny III et al., 1994).

V.1.1. Le «Megabank»

La phase de rifting jurassique a été suivie au cours du Crétacé inférieur par la mise en place et le développement d'une vaste plate-forme carbonatée appelée « *megabank* », s'étendant du Golfe du Mexique à l'est de la Nouvelle-Ecosse, et incluant la Floride, le *Blake Plateau*, Cuba et les Bahamas (Meyerhoff et Hatten, 1974 ; Ladd et Sheridan, 1987 ; Poag, 1991). Les données du puits d'exploration Great Isaac-1 (Schlager et al. (1988) indiquent une épaisse succession de dépôts calcaires marins peu profonds interstratifiés avec des évaporites, attestant d'un environnement restreint type sebkhas/lagon (Schlager et al., 1988).

La période du *megabank* correspond à une phase de quiescence tectonique dite « post-rift » marquée par une subsidence régionale, qui scelle la phase extensive de rifting.

V.1.2. L'ennoiement et la segmentation du « Megabank »

La période Albien supérieur-Cénomanien moyen est marquée par l'ennoiement progressif puis la segmentation du *megabank* crétacé ainsi qu'une diminution notoire de la sédimentation de plate-forme au profit d'une sédimentation pélagique (Denny III et al., 1994). L'augmentation relative du niveau marin entraine un retrait des bassins évaporitiques tandis que des détroits océaniques se forment (e.g. proto-Straits of Florida, *North Providence Channel*) (Schlager et al., 1988 ; Denny III et al., 1994). Cette période de transgression majeure, associée à la cinématique régionale, favorise les dépôts profonds de mer ouverte à salinité normale (Schlager et al., 1988).

La segmentation du *megabank* est marquée par la formation d'une série de grabens et de horst bordés par des failles extensives orientées N-S et E-W (Eberli et Ginsburg, 1987 ; Masaferro et Eberli, 1999), en grande partie contrôlée par la convergence entre les plaques Caraïbes et Nord-Américaine entre le Crétacé supérieur et l'Eocène moyen (Denny III et al., 1994). La marge nord de Cuba forme un arc de chevauchement qui migre vers le Nord en direction des Bahamas. La collision provoque une importante réorganisation de la zone et la segmentation du *megabank*. Cette période est notamment marquée par la création du proto-*Florida Straits* (Denny III et al., 1994 ; Bergman, 2005) et la segmentation des parties nord-ouest et sud-ouest du GBB. Ces évènements sont liés à la réactivation d'une série de structures jurassiques extensives d'orientation N-S, et de failles décrochantes d'orientation ONO-ESE (Sheridan et al., 1981 ; Ball et al., 1985 ; Corso et al., 1985 ; Eberli et Ginsburg, 1987, 1988, 1989 ; Masaferro et Eberli, 1999).

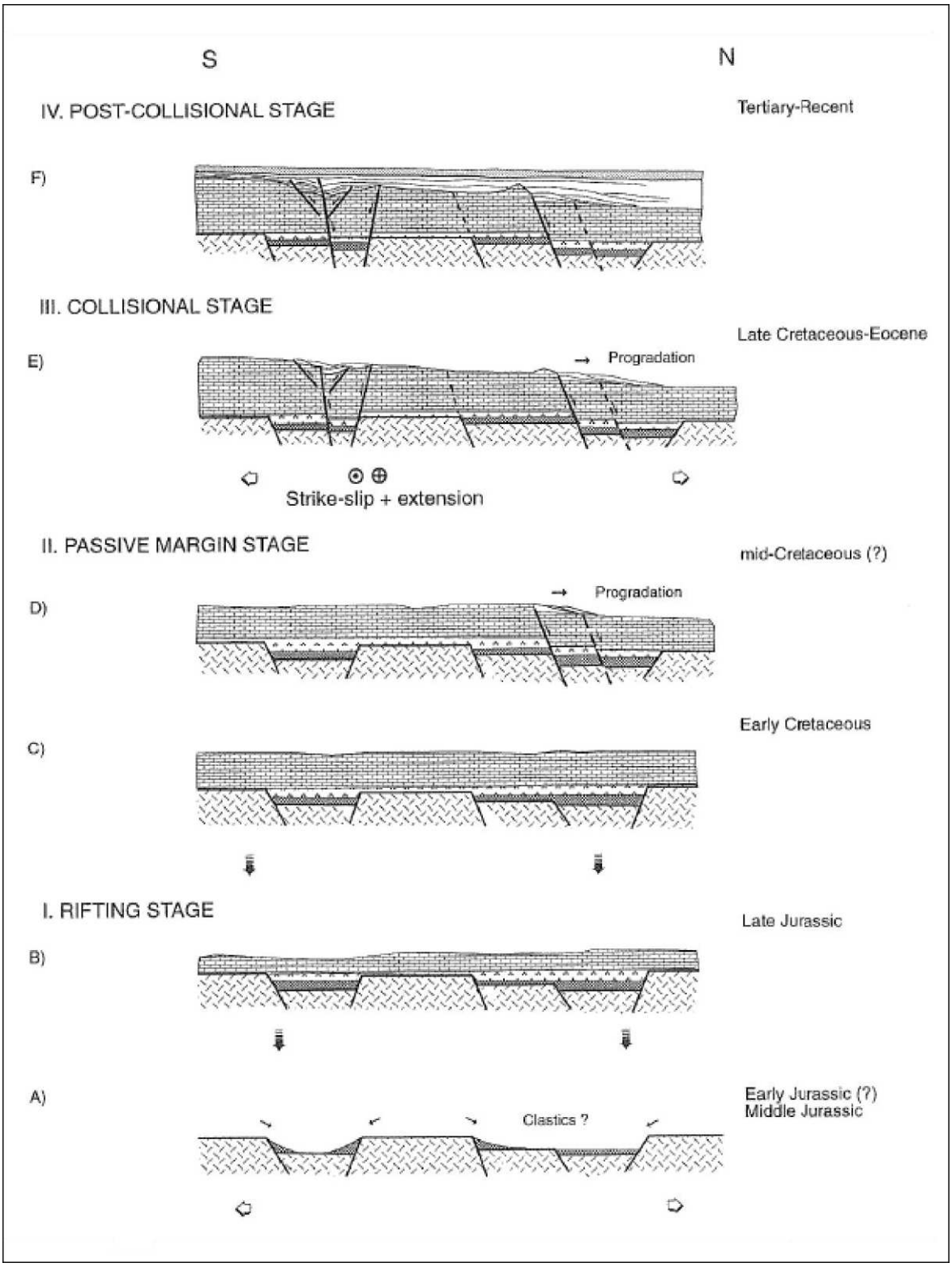


Figure II-17 : *Interprétation de l'évolution tectonique de la partie sud-ouest de Great Bahama Bank (Masaferro et Eberli, 1999).*

La convergence de Cuba vers le Nord se traduit par l'établissement d'un *forebulge* flexural dans la partie sud du GBB et entraine l'émersion de certains bancs carbonatés (Masaferro et Eberli, 1999). Cette hypothèse a été confirmée par Bergman (2005) qui a

clairement démontré que cette migration s'opérait progressivement dans le temps le long de la marge ouest du GBB, formant des plis et des chevauchements compressifs diachrones au niveau de la plate-forme enfouie, associés à des discordances syntectoniques. La partie sud du *Santaren Channel* s'est ainsi mise en place au Crétacé supérieur, tandis que la partie Nord-ouest de GBB indique une déformation et des zones d'érosion au cours de l'Oligocène supérieur (23,7 Ma). La croissance de l'anticlinal de Santaren se poursuit pendant tout le Néogène dans le Sud de *Santaren Channel*, mais a été marquée par des épisodes de plissement et d'*uplift* plus importants (Masaferro et al., 1999 ; Masaferro et al., 2002).

V.2. Evolution de la plate-forme du *Great Bahama Bank*

La plate-forme actuelle du GBB est le résultat de phases successives de segmentations et de regroupement par aggradation et progradation de bancs carbonatés plus petits depuis le Crétacé supérieur (Fig. II-18).

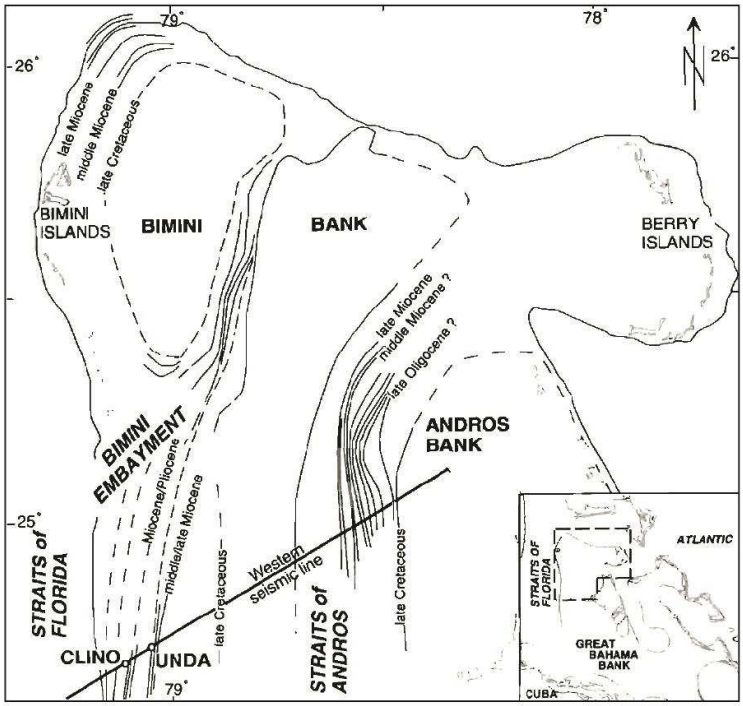


Figure II-18 : *Carte de la partie nord-ouest du Great Bahama Bank indiquant la position des paléo-bancs (Eberli et al., 2001).*

Une première phase de segmentation de la plate-forme s'opère au Crétacé moyen, produisant deux bancs carbonatés distincts : *Andros Bank* à l'Est et *Bimini Bank* à l'Ouest, séparés par des structures faillées d'orientation Nord-Sud qui créent une dépression d'environ 70 km de long, 25 km de large et 1500 m de profondeur, nommé *Straits of Andros* (Figs. II-18, II-19 ; Eberli et Ginsburg, 1987, 1988, 1989). Cette dépression présente des dimensions similaires aux actuelles ré-entrants TOTO et *Exuma Sound*.

Cette segmentation est suivie d'une phase de croissance de la plate-forme par aggradation (200 m) et progradation (> 10 km) qui entraine le remplissage progressif du *Straits of Andros* d'Est en Ouest et la coalescence progressive des bancs précédemment séparés (Fig. II-19 ; Eberli et Ginsburg, 1987 ; 1988 ; 1989).

Cette phase de croissance est interrompue au milieu du Tertiaire par une seconde phase de segmentation qui sépare *Bimini Bank* en deux et forme le *Bimini Embayment,* petite dépression N-S d'environ 60 km de long, 17 km de large et 470 m de profondeur (Fig. II-18 ; Eberli et Ginsburg, 1987, 1988, 1989).

Une seconde phase de croissance s'établie à partir du Néogène, avec une importante progradation de la plate-forme qui entraine le remplissage progressif de *Bimini Embayment* et une avancée de la plate-forme sur plus de 25 km dans le *Florida Straits* (Fig. II-19 ; Eberli et Ginsburg, 1987, 1988, 1989).

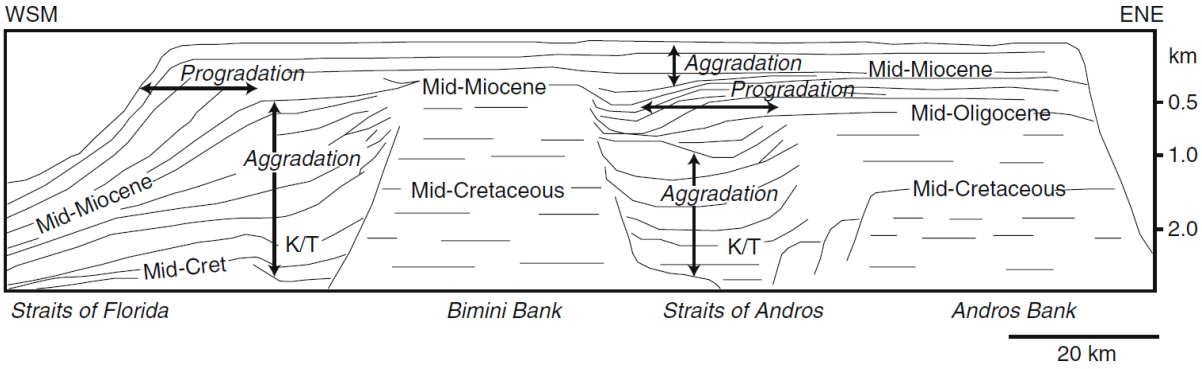


Figure I-19 : *Architecture interne de la plate-forme du Great Bahama Bank montrant la nucléation de Bimini Bank et Andros Bank par le remplissage du détroit océanique intra-plate-forme, Straits of Andros, à partir du Crétacé supérieur, puis la progradation de la plate-forme de plus de 25 km dans Straits of Florida au cours du Néogène (Bergman, 2005, d'après Eberli et al., 1994).*

Il parait évident, d'après le peu de données publiées, que la typologie du GBB s'initie comme une plate-forme en escarpement au Crétacé, passe à un système en accrétion faiblement incliné durant le Paléogène et se termine par une plate-forme en accrétion, fortement incliné au Néogène et à l'Holocène.

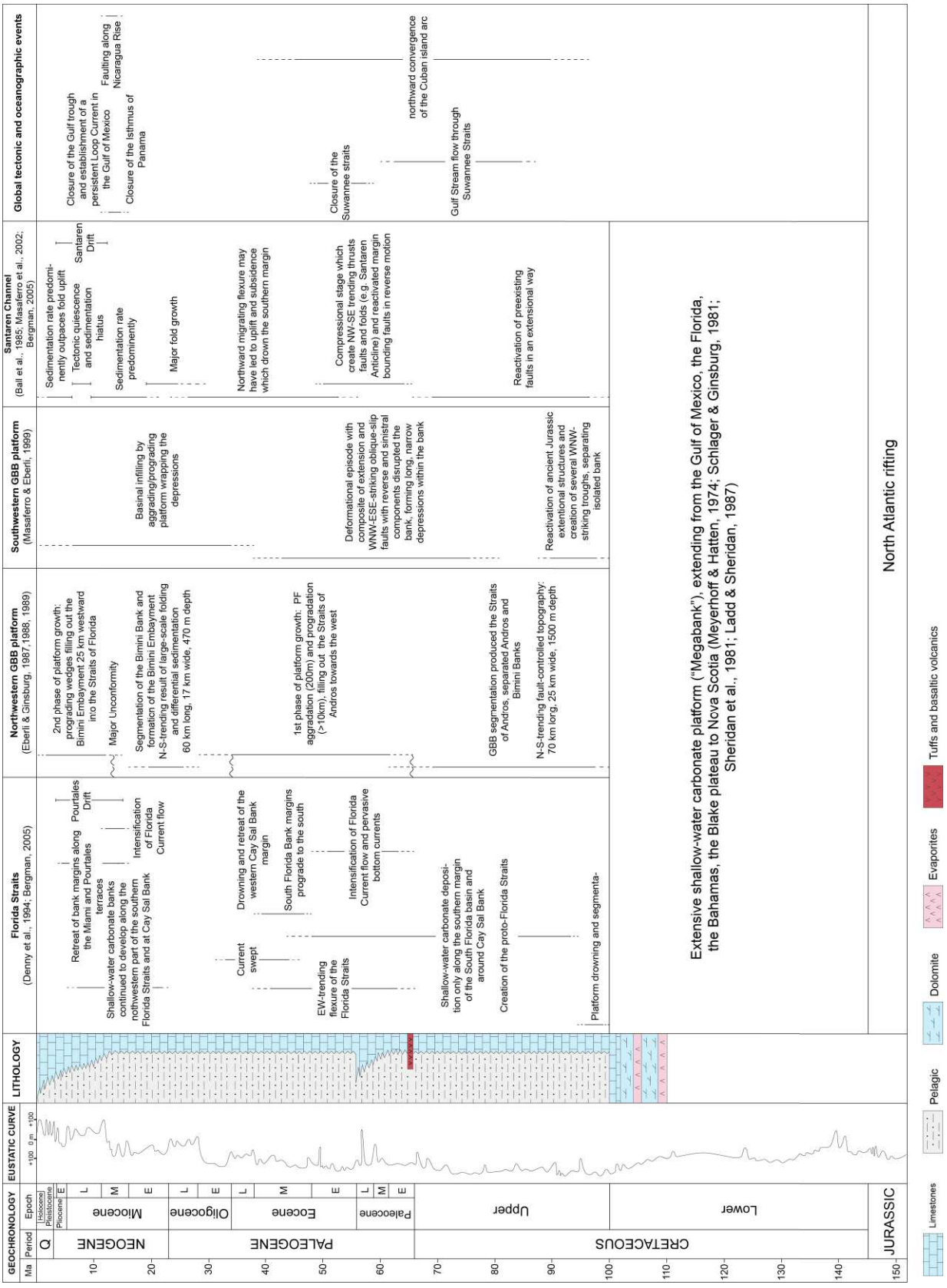


Figure II-20 : *Synthèse et compilation des différents évènements tectoniques et stratigraphiques affectant la zone des Bahamas (Florida Straits, Santaren Channel et Great Bahama Bank) depuis le rifting jurassique jusqu'à l'actuel. Relation avec des évènements eustatiques, tectoniques et océanographiques globaux.*

VI. ÉVOLUTION PALÉO-OCÉANOGRAPHIQUE GÉNÉRALE

La configuration océanographique actuelle est le résultat d'une réorganisation générale de la circulation océanique globale au cours du Cénozoïque. La fermeture de détroits océaniques majeurs au niveau des tropiques (*Tethyan Seaway*, *Indonesian Gateway* et *Isthmus of Panama*) parallèlement à l'ouverture de détroits aux hautes latitudes (*Drake Passage*, *Tasmanian Sea* et *Greenland-Scotland Ridge*) ont inversé les transferts océaniques des masses d'eaux profondes qui sont passés d'intertropicaux à inter-hémisphères (Fig. II-21) (Potter et Szatmari, 2009).

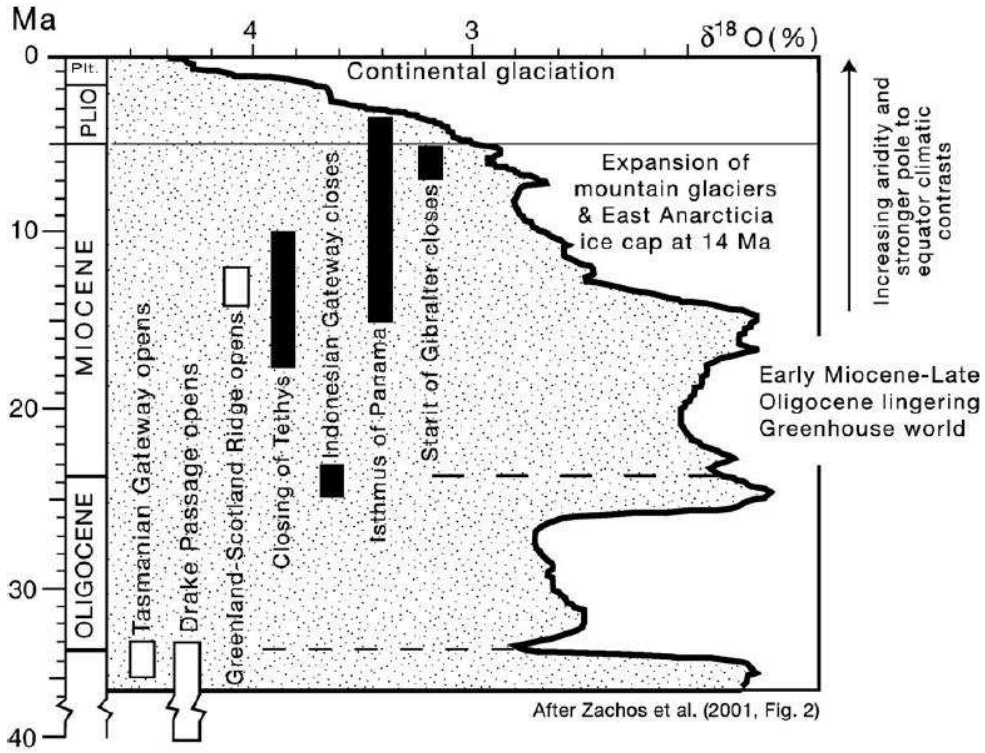


Figure I-21 : *Événements mondiaux à la fin du Cénozoïque : courbe isotopique du δ18O des océans et événements atmosphériques associés durant le Néogène (Potter et Szatmari, 2009).*

La fermeture du *Central American Seaway* (CAS) au cours du Miocène inférieur entre l'Amérique du Nord et l'Amérique du Sud a entrainé d'importants changements dans la circulation océanique mondiale ainsi qu'au niveau du climat de l'Hémisphère Nord (Fig. II-22).

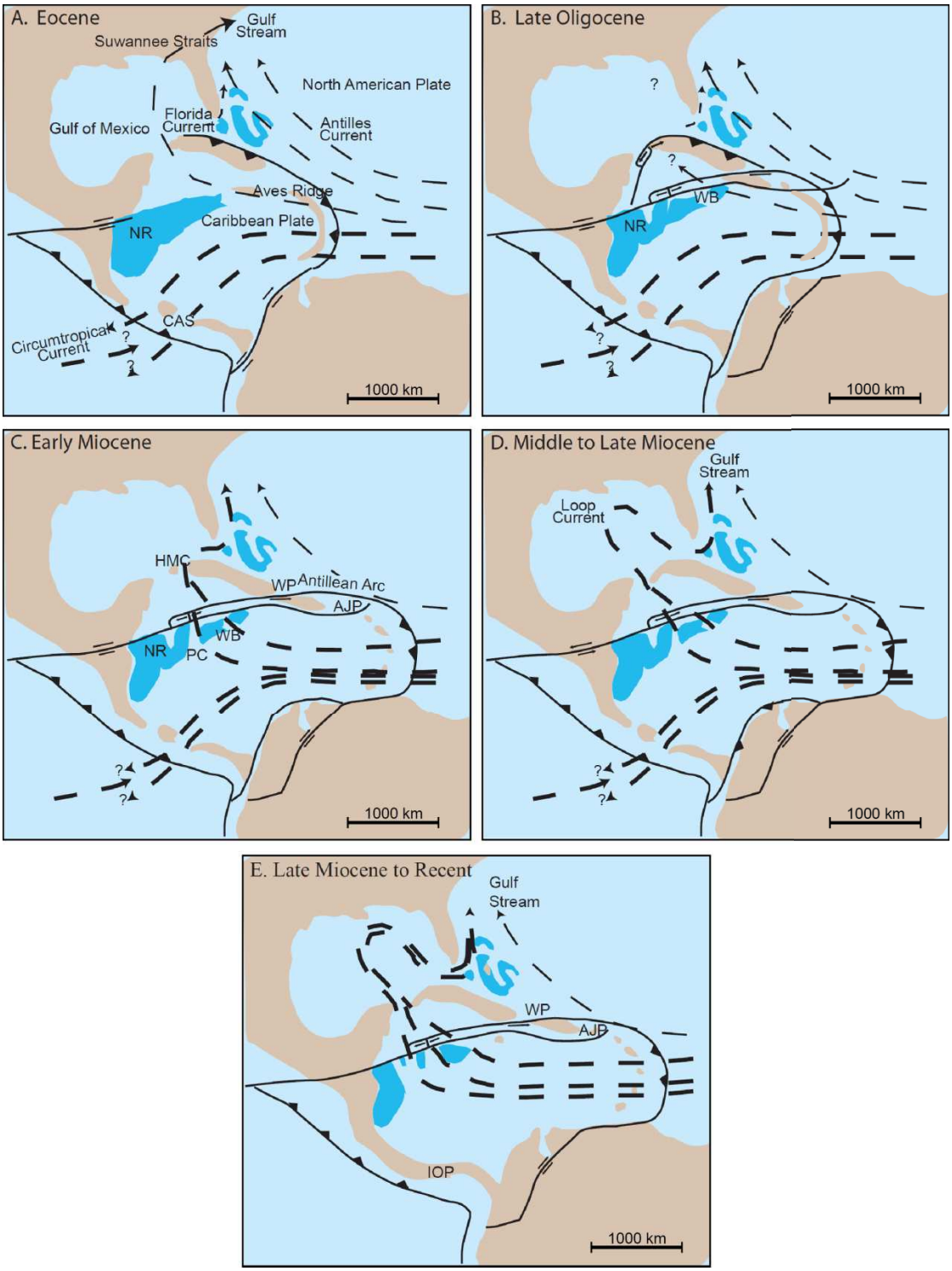


Figure II-22 : *Évolution tectonique et circulation de surface dans la zone des Caraïbes et du Golfe du Mexique. En bleu foncé apparaissent les eaux peu profondes des plates-formes carbonatées. A) Éocène ; B) Oligocène supérieur ; C) Miocène inférieur ; D) Miocène moyen à supérieur ; E) Miocène supérieur à l'actuel. WP : Windward Passage ; AJP : Anegada-Jungfern Passage ; HMC : Havana/Matanzas Channel ; PC : Pedro Channel ; WB : Walton Basin (Bergman (2005), modifié de Droxler et al. (1998)).*

A l'Eocène, la collision entre les plaques Caraïbes et Nord-américaine entraine la formation d'une ceinture orogénique dans la région Cuba-Bahamas. La majorité des eaux sortent de la région des Caraïbes à travers *Suwannee Straits*, au niveau des actuelles Floride et Géorgie. La circulation océanique dominante se fait d'Ouest en Est à travers la CAS et correspond à une circulation tropicale des eaux et des échanges importants entre l'océan Pacifique et l'Océan Atlantique. La circulation des eaux des Caraïbes vers le Nord est faible et partiellement obstruée par la présence de bancs carbonatés peu profonds le long de la *Nicaraguan Rise* (NR) (Fig. II-22A).

L'Oligocène supérieur est toujours marqué par une circulation océanique inter-tropicale entre l'Océan Pacifique et l'Océan Atlantique. En outre, la fermeture du *Suwannee Straits* entraine un transfert des eaux du Golfe du Mexique à travers le *Florida Straits* (Fig. II-22B).

Au Miocène inférieur, une partie des eaux des Caraïbes (courant des caraïbes) remonte vers le Nord et contourne le Golfe du Mexique en transitant probablement par le *Havana/Matanzas Channel* (Fig. II-22C).

Au cours du Miocène moyen à supérieur, le *Havana/Matanzas Channel* se referme et le CAS se réduit. Il y a intensification de la circulation des eaux à travers le Golfe du Mexique et établissement du *Loop Current*. Le Gulf Stream s'est intensifié et les échanges de masses d'eaux à travers le détroit de Panama se réduisent, ce qui provoque une augmentation de la température et de la salinité des eaux des Caraïbes, ainsi que leur transport vers les hautes latitudes. La salinité des eaux des Caraïbes augmente en raison de deux processus : les alizés du Nord-Est transportent l'humidité évaporée des régions tropicales de l'Ouest vers le Pacifique, et les eaux des Caraïbes sont isolées des eaux relativement fraîches du Pacifique (Fig. II-22D).

Entre le Miocène supérieur et l'actuel, la CAS se ferme complètement et l'écoulement des eaux à travers le *Nicaraguan Rise* se fait librement suite à un ennoiement des bancs carbonatés. La circulation s'intensifie dans le Golfe du Mexique avec la reprise du *Loop Current*. Les eaux s'écoulent ensuite vers le Nord à travers le *Florida Straits* pour rejoindre le *Gulf Stream* (Fig. II-22E).

Ainsi, depuis l'Oligocène, des événements tectoniques multiples ont conduit à la mise en place de la circulation thermohaline globale actuelle (*Great Conveyor Belt*) (Broecker, 1987).

CHAPITRE III

MATÉRIEL ET MÉTHODES

I. ORIGINE DES DONNÉES

Cette thèse s'appuie sur des données recueillies lors de la campagne d'acquisition océanographique Carambar, qui s'est déroulée en novembre 2010 à bord du N/O *Le Suroît*, dans le but d'étudier un système de pente carbonatée actuel (Mulder et al., 2012a). Le matériel utilisé pour cette étude regroupe : (1) des données acoustiques (bathymétrie et imagerie multifaisceaux, sismique Très Haute Résolution (THR) en mode CHIRP, appelée également sondeur de sédiments et sismique multitraces Haute Résolution (HR)), ainsi que (2) des données sédimentologiques collectées à l'aide d'un carottier Küllenberg (carottes sédimentaires d'une longueur variant entre 3 et 15 m en moyenne) permettant de couvrir une zone étendue sur environ 5000 km^2 au niveau de la pente nord-ouest du *Great Bahama Bank* et du *Florida Straits*. Ce travail s'appuie également sur les données de 9 puits ODP (Ocean Drilling Program): le site 626 du Leg 101 (Austin et al., 1986) et les sites 1003, 1004, 1005, 1006 et 1007 du Leg 166 (Eberli et al., 1997a), situés au niveau de la pente et dans le bassin de la partie nord-ouest du GBB, ainsi que les puits Unda et Clino (Ginsburg, 2001) et le puits Great Isaac-1 (Schlager et al., 1988), situés sur la plate-forme.

Les données issues de la mission Carambar (Mulder et al., 2012a) ont permis de cartographier pour la première fois une grande partie de la pente nord-ouest du *Great Bahama Bank* à très haute résolution. Dans le cadre de cette étude, nous nous sommes attachés à détailler les différentes structures sédimentaires existantes sur la pente et dans le bassin.

II. OUTILS

II.1. Le positionnement

Lors de cette campagne, le système D-GPS a permis le positionnement du navire lors de l'acquisition des données avec une marge d'erreur d'environ 2 m.

II.2. Les données acoustiques

II.2.1. Les données multifaisceaux

Le sondeur multifaisceaux est un système acoustique sous-marin, destiné à la cartographie des fonds océaniques. Il permet d'obtenir rapidement et de manière précise des relevés topographiques du relief permettant l'étude de la morphologie des fonds et donc des environnements de dépôts sédimentaires. Il permet également l'acquisition, en parallèle des données bathymétriques, de données d'imagerie acoustique qui caractérisent les changements de réflectivité du fond.

Le principe d'acquisition est basé sur la technique des "faisceaux croisés" (Fig. III-1) dont les mesures s'effectuent selon un éventail de faisceaux élémentaires directifs qui permettent de récupérer, à partir d'un seul signal émis, plusieurs échos du fond, perpendiculairement à la route du navire. L'ouverture angulaire latérale maximale est de 150°,

ce qui permet de couvrir une large superficie du fond marin, équivalente à 6 à 7 fois la tranche d'eau. Elle est adaptée en fonction de la profondeur et de la nature du fond (Unterseh, 1999).

Cependant, les travaux d'Unterseh (1999) ont mis en évidence la complexité de l'interprétation de l'imagerie, puisque dans certains cas, des fonds marins de nature différente peuvent présenter une réflectivité acoustique équivalente. Une calibration par prélèvements de sédiments est donc nécessaire afin de valider toute interprétation.

L'écho provenant de l'intersection entre faisceaux d'émission et de réception fournit deux types d'information :

- une bathymétrie calculée à partir du temps de trajet de l'onde dans l'eau ;

- une valeur de réflectivité dépendante de l'amplitude (dB) du signal réfléchi, qui résulte des caractéristiques physiques du sédiment (nature, texture, état) ainsi que de la topographie locale du fond.

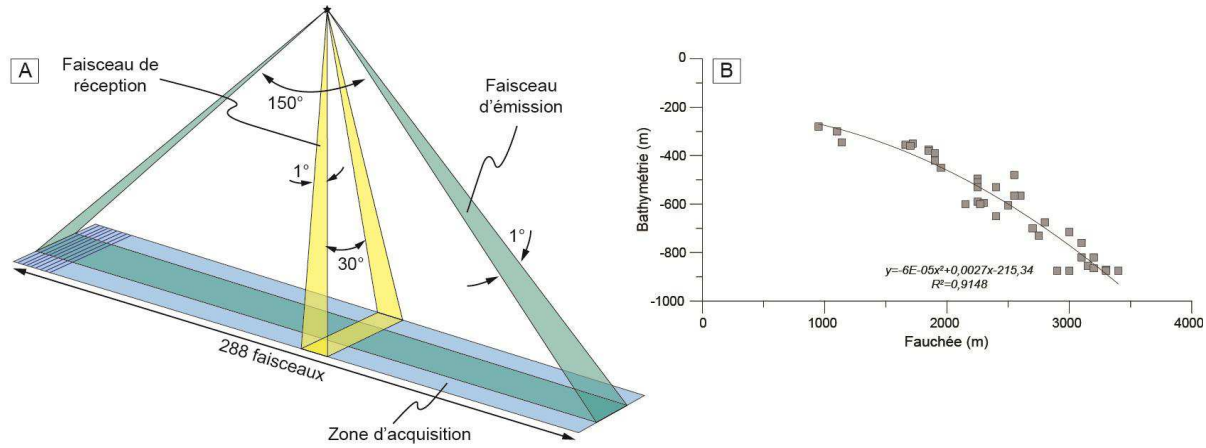


Figure III-1 : *A) Schéma représentant la technique des faisceaux croisés de l'EM302 (d'après Augustin et al., 1996) ; B) Fauchée en fonction de la profondeur d'eau dans la zone des Bahamas lors de la mission CARAMBAR.*

Les données multifaisceaux utilisées dans le cadre de cette étude proviennent du sondeur *Kongsberg* EM302 fixé sous la coque du navire océanographique *Le Suroît*. Ce travail intègre 4750 km^2 de couverture EM302, à fréquence d'émission de 30 kHz, dans une gamme de profondeur allant de 300 à 900 m. La résolution des cartes bathymétriques et d'imagerie acoustique obtenue est respectivement de 20 m et 5 m (Fig. III-2).

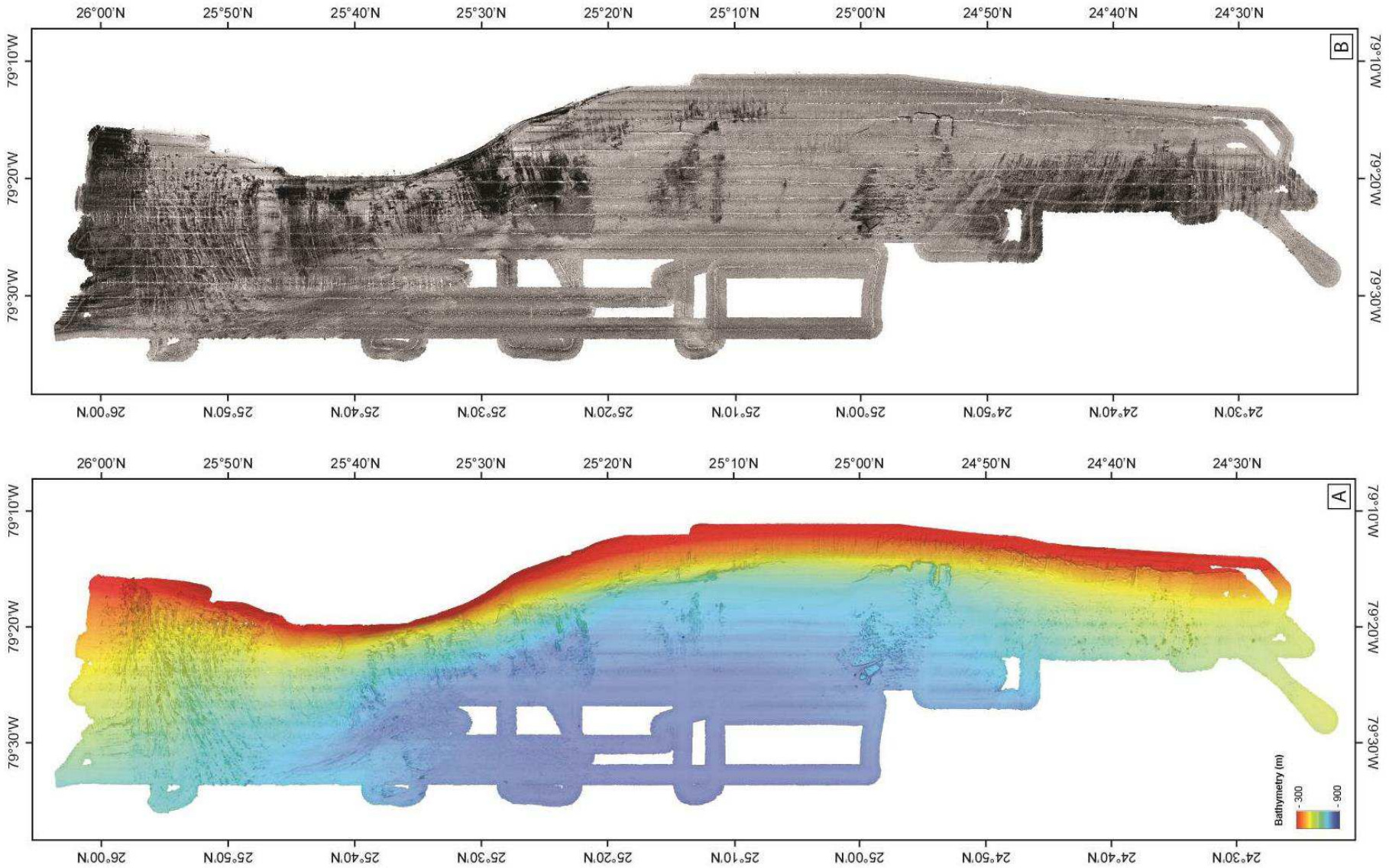


Figure III-2 : *A) Bathymétrie et B) imagerie acoustique EM302 de la région nord-ouest du Great Bahama Bank.*

II.2.1. Les données de sismique réflexion

Principe de fonctionnement

La sismique réflexion marine est un outil de prospection du sous-sol basé sur l'enregistrement d'ondes acoustiques émises artificiellement depuis la surface et réfléchies en profondeur sur des interfaces géologiques (ici, sous le fond de la mer). Ces interfaces correspondent à des contrastes d'impédance acoustique. L'impédance acoustique étant le produit de la vitesse de propagation par la densité de la roche traversée, elle dépend donc principalement de la lithologie, mais également de la porosité, de la perméabilité, de la nature des fluides et de l'anisotropie des roches (Kearey et Brooks, 1991). Les ondes réfléchies sont enregistrées en surface par l'intermédiaire de flûtes monotrace ou multitraces. Les informations sont retranscrites sous la forme de coupes « temps » et exprimées en temps aller-retour (*Two Way Travel Time*, TWTT).

La propagation des ondes acoustiques dans le sédiment et la résolution sont fonction de la fréquence d'émission employée. L'emploi d'un signal moyennes fréquences (50 à 500 Hz), utilisé pour la sismique Haute Résolution (HR) permet une pénétration de l'ordre de 500 à 2000 m avec une résolution verticale de l'ordre de 10 à 15 m. A contrario, l'emploi d'un signal de fréquences plus élevées (300-2000 Hz), tel qu'utilisé pour la sismique Très Haute Résolution (THR) améliore la résolution verticale (1 à 2 m) mais au détriment d'une bonne pénétration sous le fond (50 à 200 m). Il est donc courant de combiner plusieurs sources acoustiques de fréquences différentes, telles que la sismique HR pour caractériser la géométrie, l'épaisseur et l'évolution dans le temps des corps sédimentaires à grande échelle, et le sondeur de sédiments qui aide à la corrélation des carottes ainsi qu'aux observations des géométries de surface à plus petite échelle.

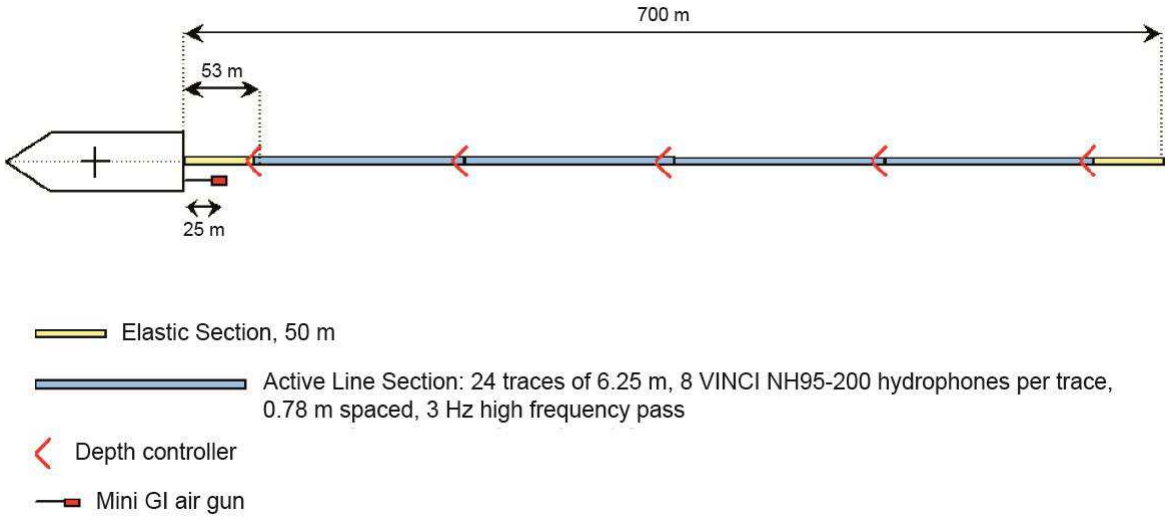


Figure III-3 : *Schéma du système d'acquisition de la sismique multitraces (Thereau, 2011).*

La sismique multitraces HR

Les données de sismique multitraces Haute Résolution (HR) utilisées pour cette étude ont été acquises à l'aide de la chaîne sismique suivante (Fig. III-3): (1) une source constituée d'un canon à air mini-GI 24/24 ci avec pression d'utilisation de 140 bars et positionnée à 1,5 m de profondeur ; (2) un récepteur constitué d'une flûte 96 traces avec une intertrace de 6,25 m et positionné à 2 m de profondeur et (3) un système d'acquisition avec les caractéristiques suivantes : intervalle de tir de 4 s (i.e. ~10 m à une vitesse de 5 noeuds), échantillonnage de 1 ms, enregistrement de 3 s et enregistreur Seal (408 XL, SERCEL).

Cet outil permet une pénétration dans les sédiments de l'ordre de 1 s TWTT, avec une résolution verticale d'environ 2 m.

La sismique THR

Les données de sismique Très Haute Résolution (THR) proviennent d'un sondeur de sédiments dont le mode de fonctionnement est basé sur le principe de la sismique réflexion, mais avec une émission des signaux acoustiques à une fréquence moyenne de 3.5 kHz (mode *Chirp*). Il est placé sous la coque du navire, et permet d'étudier l'agencement des dépôts sédimentaires superficiels à très haute résolution, avec une pénétration maximale théorique de l'ordre de 100 m sous le fond sous-marin, et une résolution verticale de l'ordre de 0,2 ms (distance inférieure à 0,2 m). La pénétration du signal dépend de la nature des dépôts, particulièrement en surface, et de la morphologie du fond. Celle-ci peut atteindre plusieurs dizaines de mètres dans les sédiments fins (argiles ou boue carbonatée) et seulement quelques mètres dans les sédiments plus grossiers (sables).

II.3. Les données sédimentologiques

II.3.1. Les carottes Küllenberg

Les données sédimentologiques utilisées pour la calibration des données d'imagerie et de sismique THR ont été prélevées à l'aide d'un carottier Küllenberg (Fig. III-4).

Ce carottier est constitué d'un tube en acier à l'intérieur duquel se trouve une gaine en PVC d'un diamètre de 10 cm qui reçoit les sédiments et permet leur récupération. La longueur du tube en acier varie de quelques mètres à un maximum de 30 m. L'ensemble est surmonté d'un lest de 800 à 1000 kg et d'un bras d'armement sous tension grâce à un contrepoids suspendu à son extrémité.

Le carottier suspendu à un câble est descendu à travers la colonne d'eau lorsque le navire est en station. Au cours de la descente, il est précédé de quelques mètres par le contrepoids ou un carottier pilote. Ce dernier atteint le fond en premier et, par l'intermédiaire du bras de déclenchement, il actionne le système de largage. La présence du lest permet au carottier d'acquérir au cours de sa chute libre de quelques mètres une énergie cinétique suffisante à son enfoncement dans le sédiment.

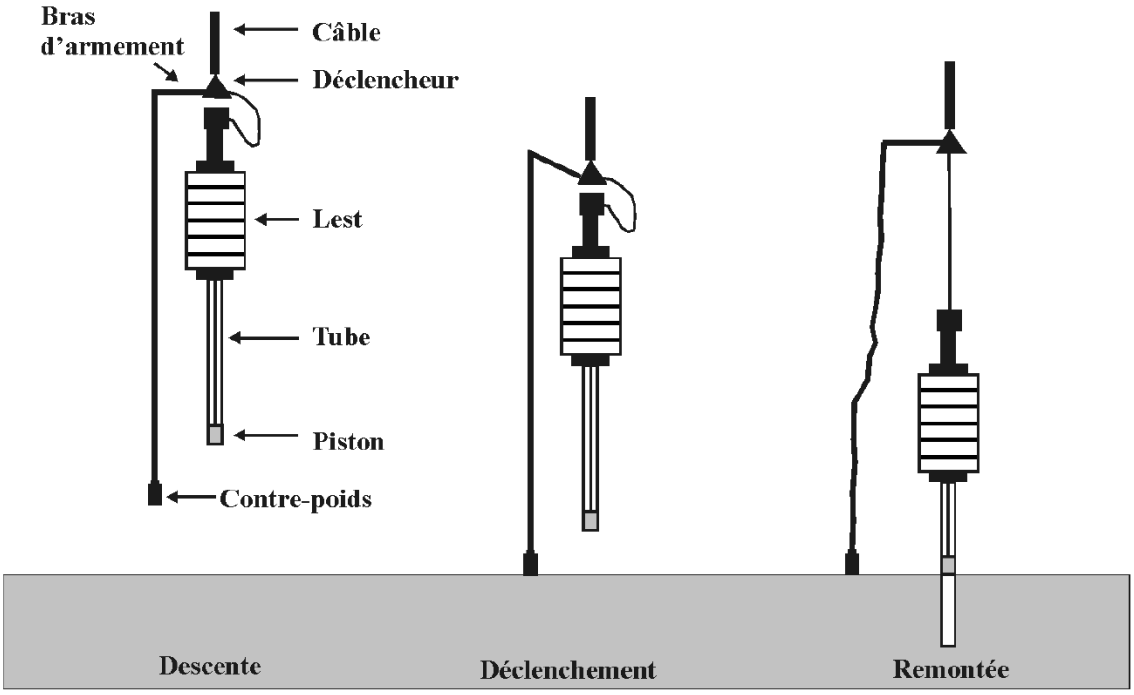


Figure III-4 : *Principe du carottage à l'aide d'un carottier à piston de type Küllenberg (©Ifremer).*

A l'intérieur du tube, un piston crée une dépression au niveau de la surface et favorise ainsi la pénétration du carottier et l'aspiration des sédiments.Le carottier est ensuite arraché du sédiment par l'intermédiaire du câble. A la base du tube, la « peau d'orange », système constitué de fines lamelles souples d'acier recourbées vers le haut retient les sédiments les plus cohésifs au cours de la remontée. Ce système n'empêche pas les sédiments peu cohésifs tels que les sables d'être lessivés et souvent perdus avant que le carottier n'ait été ramené à bord du navire.

II.3.2. Les forages ODP et les puits de plate-forme

La zone des Bahamas et plus particulièrement le *Great Bahama Bank* ont fait l'objet d'un grand nombre d'études antérieures, tant au niveau géophysique que sédimentologique (Fig. III-5). Dans le cadre de cette thèse, des données de puits ont été indispensables au calage stratigraphique et sédimentologique des données sismique HR.

- Le puits 626 du Leg ODP 101 (Austin et al., 1986) se situe au niveau de *Florida Straits,* dans la partie nord de la zone d'étude (Fig. III-5). Il pénètre à 450 m, sous une profondeur d'eau de 860 m. Il avait pour but l'étude de la succession stratigraphique complète du *Florida Straits* afin de reconstituer l'histoire de la mise en place du Gulf Stream.

- Le puits d'exploration Great Isaac-1 a été foré par Chevron en 1970-71 sur la partie nord de la plate-forme de GBB (Fig. III-5). Il a ensuite été réexaminé par Schlager et al. (1988) dans le cadre du Leg ODP 101, comme élément intermédiaire pour pallier aux sections manquantes du site 626. Ce puits pénètre 2100 m de sédiments et atteint le Crétacé supérieur.

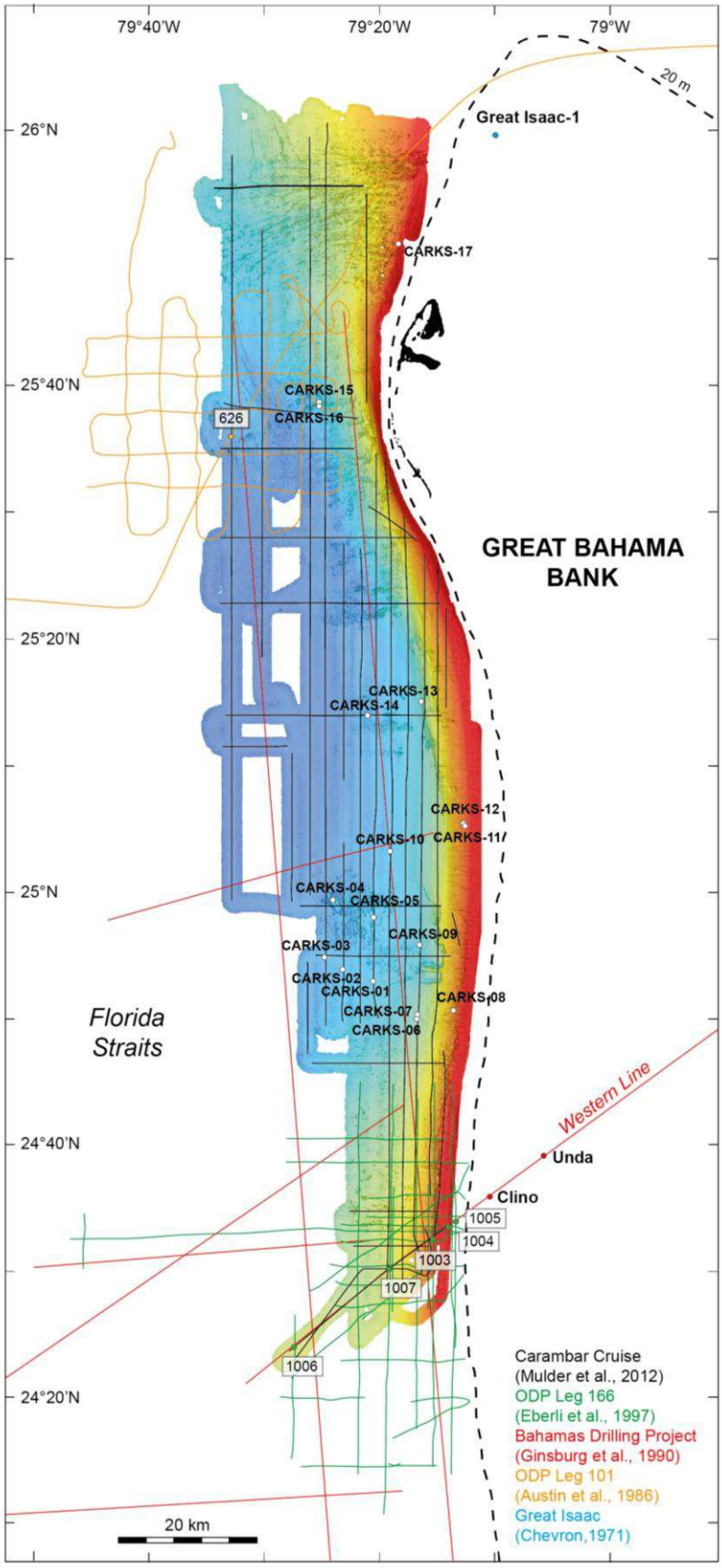


Figure III-5 : *Carte de positionnement des 17 carottages Küllenberg de la zone d'étude, ainsi que des 6 puits ODP utilisés dans cette étude.*

- Les puits 1004-1005-1003-1007 et 1006 du Leg ODP 166 représentent un transect complet depuis le haut de talus jusqu'au bassin dans la partie sud de la zone d'étude (Fig. III-5). Ce projet a été proposé en 1994 dans le but de tester les interprétations de stratigraphie sismique proposées par Eberli et Ginsburg (1987, 1989). Ces puits ont été réalisés à des profondeurs d'eau variant de 350 à 660 m et atteignent 200 à 1300 m de pénétration. Ils fournissent des échantillons en continu sur l'ensemble de la colonne sédimentaire traversée et comme dans tous les programmes ODP, ils ont fait l'objet d'analyses complètes (propriétés physiques, lithologie, biostratigraphie, …) dont les résultats sont facilement accessibles au travers du rapport final de ce Leg (Eberli et al., 1997a ; Eberli et al., 1997b).

- Les puits Unda et Clino ont été forés au niveau de la plate-forme le long de la ligne sismique *Western Line* (Fig. III-5), dans le cadre du *Bahamas Drilling Project* effectué par Ginsburg (2001). Ils complètent le transect des puits ODP du Leg 166 dans le but de tester les interprétations stratigraphiques proposées par Eberli et Ginsburg (1989) mais aussi pour étudier le rôle des variations du niveau marin sur les facies et l'architecture de la plate-forme.

III. MÉTHODES D'ANALYSE

III.1. Traitement et analyse des données acoustiques

III.1.1. Bathymétrie et imagerie EM302

Les données de bathymétrie et d'imagerie ont été traitées pendant et à la suite de la mission à l'aide des logiciels CARAIBES (CARtographie Appliquée à l'Imagerie et la BathymétriE des Sonars et sondeurs multifaisceaux, Ifremer) et SonarScope (Ifremer). Le principe du traitement de la bathymétrie est de positionner les données acquises sur la navigation, de les corriger (éventuels défauts du profil de célérité), de les filtrer pour éliminer les sondes aberrantes, puis de les mailler pour former des MNT permettant de visualiser ces données sous forme de cartes.

La création et l'analyse des MNT ainsi que leur exploitation ont ensuite été réalisées à l'aide du logiciel ArcGIS édité par ESRI. Dans le cadre de ce travail, ce SIG nous a permis d'assurer le géo-référencement, la compilation et la mise en forme des cartes de répartition sédimentaire et de faciès acoustiques, mais aussi la réalisation d'une étude morpho-bathymétrique détaillée (création de cartes de pentes, profils bathymétriques, calculs de surfaces et de volumes…).

La carte bathymétrique finale est constituée d'un maillage de 20*20 m et présente une résolution verticale moyenne de 5 m. Les données bathymétriques ont été utilisées à des fins de localisation, d'identification et de caractérisation morphologique des objets sédimentaires superficiels (ravines, cicatrices d'arrachements, glissements, *sediments waves*, monts carbonatés…).

La réflectivité correspond à l'énergie du signal rétrodiffusé par le fond marin et par conséquent renseigne sur la lithologie et/ou l'état de consolidation des sédiments (dépendant

de la porosité, teneur en eau…). La carte de réflectivité est traduite en niveaux de gris avec une mosaïque de 5 m de résolution. Dans le cas du sondeur EM302, le signal acoustique possède des capacités de pénétration dans les sédiments marins de 0 à 2 m dans un contexte sableux et peut atteindre 13 m dans un environnement argileux (Unterseh, 1999). Bien que les relations entre réflectivité et lithologie soient relativement complexes, elles peuvent se résumer à une interprétation classique en associant les zones les moins réflectives à la présence de sédiments fins et les zones plus réflectives à la présence de sédiments plus grossiers ou compacts. Une carte détaillée de l'imagerie a été réalisée le long de la pente nord-ouest de GBB et dans le bassin afin de définir les limites des unités de dépôts, et d'étudier les variations de facies acoustiques de l'amont à l'aval du système en comparaison avec la lithologie (calée par les carottes).

III.1.2. Sismique THR et HR

Les données de type THR (Chirp) ont été corrigées du pilonnement. Le traitement de ces données a également inclus un filtre passe-bande (filtre en fréquence de type Butterworth qui permet d'améliorer le rapport signal/bruit) et un gain si nécessaire (amplification du signal). Pour une meilleure lisibilité, elles ont enfin subi une transformation des attributs du signal (transformée de Hilbert - conversion en dB de l'enveloppe du signal).

La chaîne de traitement des données multitraces HR incluait les étapes essentielles suivantes: un filtre passe-bande, une correction dynamique de la tranche d'eau (normal *moveout* correction - vitesse dans l'eau 1510 à 1520 m/s), un stack des 96 traces et une migration. A l'issue de ce traitement, les données sont restées en temps double, car à l'exception du profil passant par les puits ODP du Sud (Thereau, 2011), la configuration d'acquisition de la sismique HR n'a pas permis l'analyse de vitesse indispensable à une migration en profondeur.

Dans le cadre de cette étude, environ 3064 km de profils sismiques THR (Fig. III-6A) ont été analysés afin de caractériser la sédimentation sur environ 30 m de profondeur et de déterminer les processus à l'origine de ces dépôts. La méthode d'analyse repose sur l'interprétation des caractéristiques du signal réfléchi (impédance, amplitude, continuité, géométrie) permettant de définir différents types de faciès acoustiques ou échos-faciès (Damuth, 1980 ; Damuth et Hayes, 1977 ; Mullins et al., 1984 ; Mullins et Neumann, 1979) qui caractérisent les différents types de dépôts en terme d'organisation (chaotique, laminé, transparent) et de lithologie (pénétrant, sourd) et qui sont ensuite interprétés en termes de géométrie et de nature des dépôts superficiels. Ces observations sont ensuite calibrées en termes de lithologie à l'aide du calage des carottes Küllenberg.

De plus, 1480 km de profils sismiques multitraces HR (Fig. III-6B) ont été analysés afin de reconstituer l'architecture et l'évolution stratigraphique de la pente nord-ouest du GBB au cours du Néogène-Quaternaire.

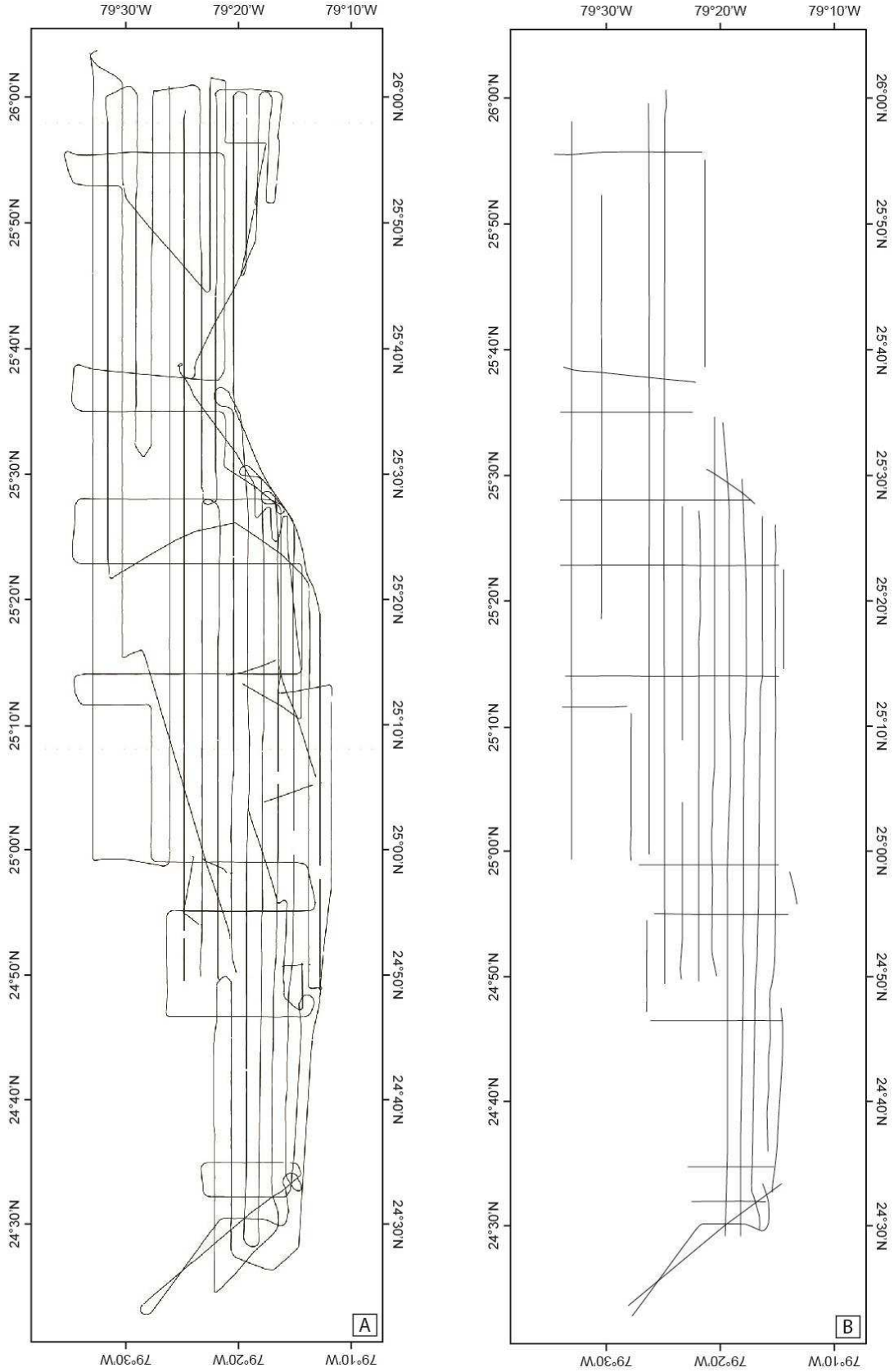


Figure III-6 : *Localisation des couvertures A) Chirp et B) Sismique Multi-Traces utilisées dans cette étude.*

III.2. Étude des données sédimentologiques

III.2.1. Les carottes Küllenberg

L'étude sédimentologique des 17 carottes Küllenberg (Fig. III-6), de 3 à 15 mètres chacune, a été réalisée à l'Université de Bordeaux dans le cadre de la thèse de Ludivine Chabaud (en cours). Le protocole classique d'étude des sédiments en laboratoire repose sur plusieurs méthodes d'analyse dont les principes de fonctionnement ne seront pas détaillés dans ce chapitre. Elles comprennent cependant : (1) la photographie des tronçons, (2) la description des carottes, (3) l'analyse radioscopie rX, (4) l'analyse spectrophotocolorimétrique, (5) l'analyse des teneurs en carbonates ($CaCO_3$), (6) l'analyse granulométrique, la réalisation de lavages et de frottis et leurs observations à la loupe binoculaire et au microscope, (7) le comptage des assemblages de foraminifères planctoniques (écostratigraphie), (8) la stratigraphie isotopique à partir des tests des foraminifères planctoniques, (9) la datation ^{14}C à partir des tests des foraminifères planctoniques, et (10) la stratigraphie des coccolithophores.

Dans le cadre de notre étude, ces carottes ont essentiellement servies à la calibration sédimentologique de la carte de réflectivité, ainsi qu'à la calibration stratigraphique et faciologique de la sismique THR.

III.2.2. Les forages ODP et les puits de plate-forme

Les descriptions pétrographiques des puits ODP sont détaillées dans les rapports initiaux des volumes ODP 101 et 166 (Austin et al., 1986 ; Eberli et al., 1997a) et sont également accessibles en ligne (*http://www-odp.tamu.edu/publications/*).

Le puits 626 du Leg 101 a été très peu repris dans les études ultérieures, sans doute pour des problèmes de taux de récupération très faible (< 10%) qui augmentent l'incertitude des datations et des interprétations. Il permet cependant de calibrer les données sismiques de la zone nord.

Les puits 1003 à 1007 de la zone sud ont, quant-à-eux, ont été très étudiés. Les sections allant du Miocène au Pliocène inférieur ont été plus largement étudiées dans Betzler et al. (1999), Betzler et al. (2000), Rendle et Reijmer (2002) et Reuning et al. (2002). Ces différentes études nous ont permis de différencier 11 associations de faciès (AF), respectivement nommés AF-1 à AF-11. Chaque association de faciès est caractérisée par une texture spécifique (matrice boueuse ou à grain) et une granulométrie, la minéralogie dominante de la matrice et des fragments, la nature des lithoclastes/bioclastes ainsi que le type et l'intensité de la bioturbation. Les processus hydrodynamiques de chaque association de facies ont été interprétés à l'aide des classifications de Mulder et Cochonat (1996) et Mulder et Alexander (2001). L'ensemble de cette synthèse bibliographique est détaillée en Annexes 2 et 3.

III.3. Calage sismique/puits ODP

Les données sismiques multitraces ont été calibrées à l'aide des puits ODP du Leg 166 afin d'avoir un cadre chronostratigraphique et de contraindre les faciès sismiques en terme de lithologie. L'ensemble de cette étude s'est faite en profondeur-temps. La corrélation des profils sismiques avec les puits a donc nécessité la conversion des données de profondeur des puits en mètres (m) en millisecondes temps double (mstd).

Les données physiques, vitesse des ondes P (Vp), Gamma Ray (GR) et densité (RHOB), ainsi que les *check-shot* de chacun des puits ont été récupérés sur la base de données ODP du site http://iodp.tamu.edu/janusweb/links/links_all.shtml, puis importées dans le logiciel d'interprétation sismique SISMAGE (©Total) afin de définir une loi temps/profondeur.

Les âges des réflecteurs sismiques proviennent des données de biostratigraphie (foraminifères planctoniques et nannofossiles) des différents puits ODP (Eberli et al., 1997). Les âges absolus ont été mis à jour à partir de l'échelle de temps de Berggren et al. (1995).

III.4. Méthode d'interprétation sismique

La stratigraphie sismique est la méthode de base de l'interprétation des données sismiques. Les concepts et méthodes généraux ont été introduits et développés par la compagnie Exxon au cours des années 70 et résumés dans une série d'articles du mémoire 26 de *l'American Association of Petroleum Geologists* (Payton, 1977). Elle consiste à définir des séquences sismiques et à analyser les unités des faciès qui les composent.

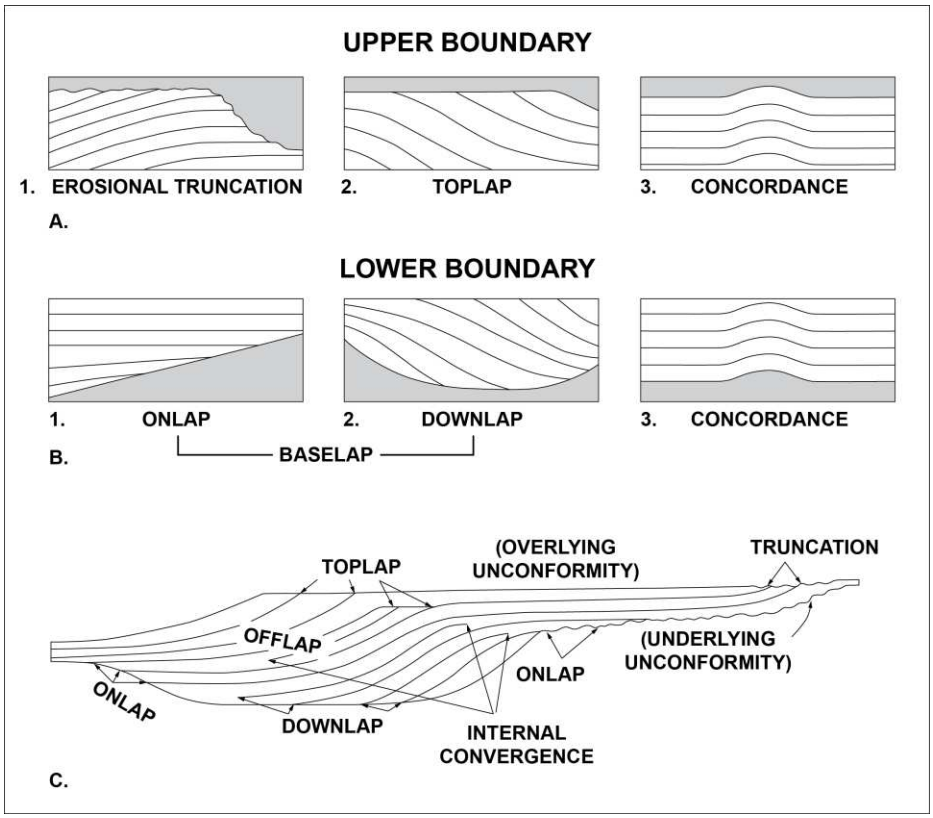


Figure III-7 (page précédente): *A) Relations entre les réflexions sismiques et les limites de séquence supérieures ; (B) Relations entre les réflexions sismiques et les limites de séquence inférieures ; (C) Schéma représentant les différentes terminaisons stratigraphiques des réflexions sismiques au sein d'une séquence de dépôt « idéale » (Mitchum et al., 1977).*

Une première étape consiste à identifier les séquences sismiques (ou séquences de dépôt), qui correspondent à une succession relativement conforme de réflexions génétiquement liées et limitées à la base et au sommet par des discontinuités, mises en évidence par la terminaison latérale des réflecteurs et interprétées comme des discordances (Fig. III-7 ; Mitchum et al., 1977).

Dans un second temps, l'analyse des faciès sismiques consiste à définir des groupes à partir d'un certain nombre de paramètres tels que l'amplitude, la fréquence, la continuité, la forme externe et la configuration géométrique interne des réflexions (Mitchum et al., 1977). Elle a pour but l'interprétation des sédiments donnant ces réflexions en termes de lithologie, stratification et caractéristiques du milieu de dépôt.

La description et la cartographie des faciès sismiques permettent ainsi de prédire, avec l'aide des données de diagraphies et de carottes, la lithologie associée à ces faciès sismiques et d'interpréter les processus sédimentaires et les environnements de dépôt. Il convient donc de rester prudent en l'absence de réel calage lithologique.

CHAPITRE IV

RÔLE DES INSTABILITÉS GRAVITAIRES CARBONATÉES SUR L'ARCHITECTURE STRATIGRAPHIQUE DU *GREAT BAHAMA BANK* AU COURS DU NÉOGENE-QUATERNAIRE

Ce chapitre présente une synthèse des données de sismique multitraces haute résolution et s'attache à retracer l'évolution architecturale et dynamique de la pente nord-ouest du *Great Bahama Bank* depuis le Néogène jusqu'à aujourd'hui. Elle met en relief l'interaction et le rôle combiné des évènements gravitaires et des courants de contour.

La première partie de ce chapitre présente une synthèse régionale qui a fait l'objet d'un article en cours de correction dans la revue *Basin Research* (Note 1).

La seconde partie s'attache à décrire une succession de complexes de transport en masse (MTCs) qui a affecté la marge du *Great Bahama Bank* au cours de la période Pliocène - Pléistocène. Ce travail est résumé dans un article publié dans un volume spécial de la revue *Sedimentary Geology* (Note 2).

I. NOTE 1: "SLOPE-TO-BASIN STRATIGRAPHIC EVOLUTION OF THE CARBONATE NORTHWESTERN GREAT BAHAMA BANK (BAHAMAS) DURING THE NEOGENE TO QUATERNARY: INTERACTIONS BETWEEN DOWNSLOPE AND BOTTOM CURRENTS DEPOSITS"

Article soumis à *Basin Research*. Résumé étendu en français de l'article:

Un jeu de données de sismique réflexion multitraces haute résolution d'environ 1480 km s'étendant sur la marge nord-ouest du *Great Bahama Bank* (GBB, Bahamas) détaille la géométrie interne et l'enregistrement des dépôts sur une large surface recouvrant une partie de la pente et du bassin au cours de la période Néogène-Quaternaire. Cinq puits ODP (*Ocean Program Drilling*) situés dans la zone d'étude permettent de contraindre les environnements de dépôt et fournissent le cadre chronostratigraphique pour l'interprétation sismique.

L'architecture stratigraphique de la succession Néogène-Quaternaire a révélé une évolution physiographique complexe de la pente et du bassin. (1) Le Miocène est caractérisé par une géométrie de type *slope-apron* ou *accretionary margin*, généralement constitué par de larges éventails de calciturbidites boueuses. Cependant, le flanc sud-ouest de *Bimini Bank* indique un tablier de pente étroit et court constitué de mégabrèches et affecté par des arrachements successifs de pente générant de larges dépôts de *Mass Transport Complexes* (MTCs) sur la pente et dans le bassin. (2) La transgression du Pliocène inférieur se traduit par une pause dans l'évolution de la pente du GBB puisqu'il cause un arrêt temporaire de la croissance du tablier de pente et le lissage de la paléo-topographie héritée. (3) Le Pliocène supérieur correspond à une géométrie de *base of slope apron* ou *debris-dominated slope apron* qui montre d'abondantes lentilles de calciturbidites grossières continues, détachées de la bordure de plate-forme par une zone de *by-pass* et d'érosion au niveau de la pente supérieure. (4) Enfin, le Pléistocène correspond à un retour à un modèle de *slope apron* avec néanmoins un tablier court et une pente plus abrupte.

Ces changements morphologiques au cours du Néogène-Quaternaire sont fortement contraints par l'établissement et le développement du *Santaren Drift* le long de la pente du GBB depuis le Langhien. Il s'étend tout le long de la pente nord-ouest du GBB, formant une structure massive et continue qui évolue jusqu'à aujourd'hui durant des phases successives de croissance et de retrait et influence la distribution des sédiments qui s'écoulent le long de la pente. Le Miocène indique une interdigitation des dépôts de *drifts* et de bas de pente sans contrainte majeure, tandis que le Pliocène montre une aggradation rapide du *drift* dans le bassin et sa migration sur la pente créant un *moat* bien individualisé dans lequel les éventails de débrites du Pliocène supérieur sont confinés, ce qui empêche leur libre expansion dans le bassin. Ils forment ainsi une ceinture continue de faciès grossier le long de la pente moyenne du GBB.

La présence et la localisation d'une telle structure au niveau du bassin depuis 15 Ma et sa croissance majeure autour de 3,6 Ma est interprétée comme le résultat de la fermeture de la *Central American Seaway* (CAS) et coïncide avec une réorganisation océanographique globale ainsi que des changements climatiques majeurs dans l'hémisphère nord. Régionalement, cela se traduit par une réorganisation paléo-océanographique le long du GBB résultant de l'initiation du *Loop Current* et de la circulation moderne du *Gulf Stream*.

SLOPE-TO-BASIN STRATIGRAPHIC EVOLUTION OF THE CARBONATE NORTHWESTERN GREAT BAHAMA BANK (BAHAMAS) DURING THE NEOGENE TO QUATERNARY: INTERACTIONS BETWEEN DOWNSLOPE AND BOTTOM CURRENTS DEPOSITS

Principaud, Mélanie*, Ponte, Jean-Pierre**, Mulder, Thierry*, Gillet, Hervé*, Robin, Cécile**, Borgomano, Jean***

** Université de Bordeaux, UMR 5805 EPOC, Bat B18, Allée Geoffroy St Hilaire, 33615 Pessac cedex, France, m.principaud@u-bordeaux.fr*

*** Université de Rennes 1, UMR 6118, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex, France*

**** Total Centre Scientifique et Technique Jean Féger, 64018 Pau cedex, France*

Corresponding author. E mail: melanie.principaud@u-bordeaux.fr

Keywords: Seismic stratigraphy, carbonates, contourite drift, mass-flow deposits, Great Bahama Bank, Neogene-Quaternary

ABSTRACT

A 1480 km grid of 2D high-resolution multichannel seismic reflection data that extends out from the northwestern margin of the Great Bahama Bank (GBB), Bahamas, details the internal geometry and depositional history of a Neogene-Quaternary carbonate slope-to-basin area. Six Ocean Drilling Program (ODP) wells intersect the study area thereby constraining the depositional environments and providing the chronostratigraphic framework for the seismic interpretation.

The Neogene-Quaternary succession of the GBB reveals the following slope-to-basin physiography evolution. (1) The Miocene was characterized by a *slope-apron* or *accretionary margin* style commonly made-up of extensive mud-supported calciturbidites wedges. The SW flank of the Bimini Bank is, however, typified by a narrow and short megabreccia slope apron affected by successive upslope failures causing the deposition of large Mass Transport Complexes (MTCs) downslope. (2) The Early Pliocene flooding marks a break in the GBB slope evolution as it caused the temporal cessation of the slope apron growth and the smoothing of the inherited paleo-topography. (3) The Late Pliocene coincides to a *base-of-slope apron* or *debris-dominated slope apron* model that shows abundant strike-continuous stacked coarse skeletal calcidebrite lens detached from the shelf edge via an erosional "by-pass" upper slope zone. (4) The Pleistocene was characterized by a return of a *slope-apron* style with very short prograding clinoformal aprons.

This stratigraphic architecture through the Neogene-Quaternary was broadly constrained by the development of the Santaren Drift by bottom current since the Langhian. The drift expands along the northwestern GBB slope, forming a continuous correlative massive feature that shows successive phases of growth and retreat and influenced the downslope sediments distribution. The Miocene shows a toe-of-slope interfingering between drift and downslope depositions without major constrain whilst the Pliocene indicates a rapid basinal aggradation and upslope migration of the drift, creating a well-developed moat in which subsequent Late Pliocene deposits are confined, forming a strike-continuous coarse debrites belt along the mid-slope of the GBB, preventing their free expansion into the basin.

The occurrence of basinal drift that operated since 15 Ma showed a significant upslope growth around 3.6 Ma and is interpreted as resulting from the closure of the Central American Seaway (CAS) which also coincides with a global oceanographic re-organization and climate changes in the Northern Hemisphere.

INTRODUCTION

The Great Bahama Bank (GBB) is the largest shallow-water platform of the Bahamian archipelago, which forms an extensive carbonate province in the southeastern part of North America (Fig. IV-1). It is also known as the best modern example of an isolated platform operating under tropical conditions, and has been a highly productive carbonate factory since its inception in the Upper Jurassic (Masaferro & Eberli, 1999). The western side of the GBB currently consists of a leeward open margin, which has prograded about 27 km towards the

Florida Straits since the Late Cretaceous (Eberli & Ginsburg, 1987, 1989). It is characterized by a slope averaging 2-8° from 250-800 m water depth (Jo, 2013; Betzler *et al*., 2014).

The GBB was mainly aggradational during the Lower Neogene, and was characterized by the vertical stacking of the shelf edge associated with a gently dipping slope. From the Middle Miocene, the platform has developed a more prograding pattern, with a steep end-member slope and a massive sedimentary apron (Eberli & Ginsburg, 1987, 1989). In contrast, the Late Pliocene and Quaternary show a significant turnover from a distally steepened ramp to a flat-topped platform (Eberli & Ginsburg, 1987, 1989).

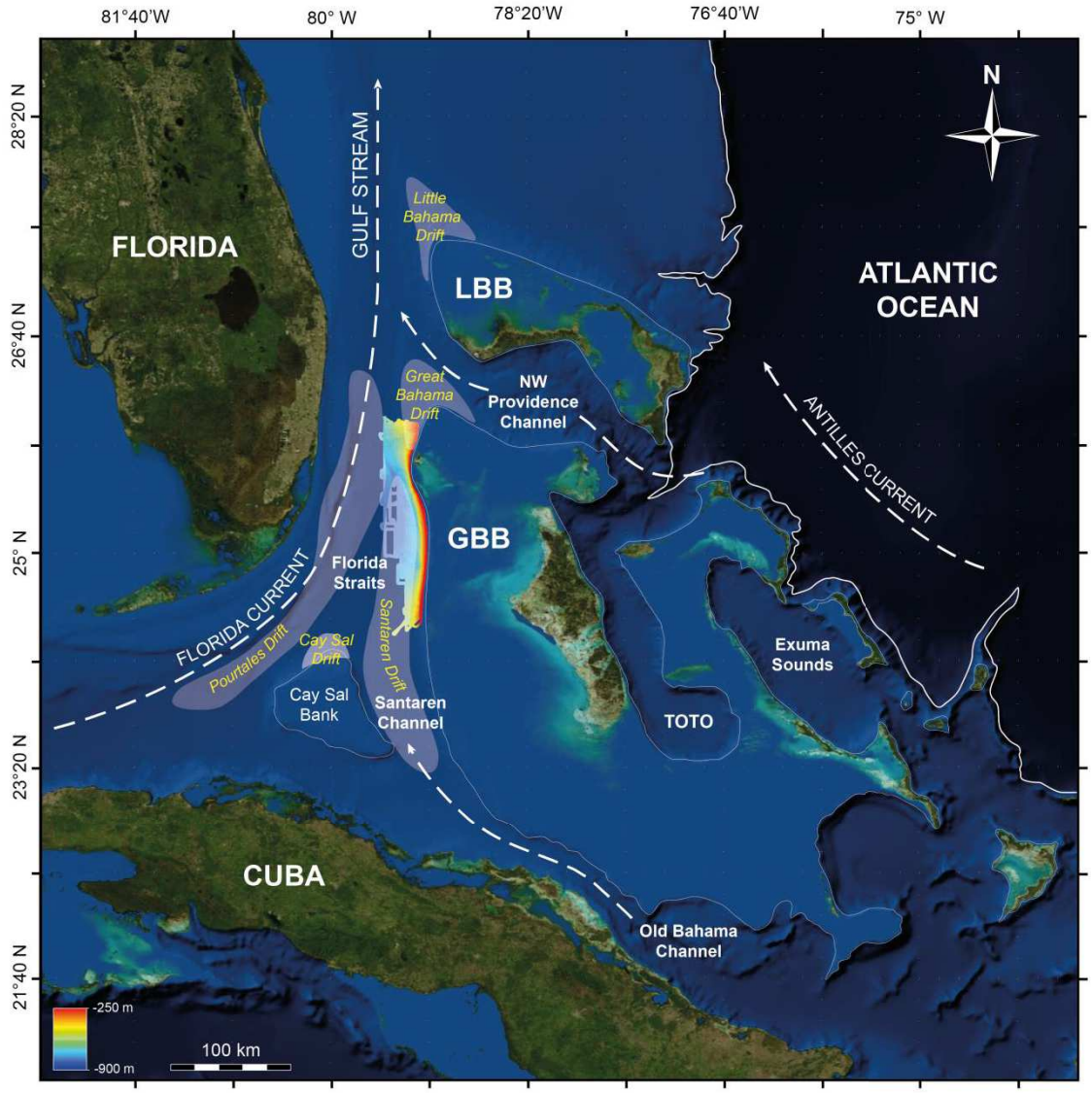


Figure IV-1: *Regional map of the Bahamas, showing the bathymetry of the study area on the northwestern carbonate slope of the Great Bahama Bank. GBB (Great Bahama Bank), LBB (Little Bahama Bank), TOTO (Tongue of The Ocean). The trajectories of the main oceanic currents in the Bahamian Archipelago are represented by white dashed arrows, and locations of the contourite drifts along in the Florida Straits are marked by grey zones (from Bergman 2005).*

Carbonate production on the GBB platform is interpreted as having been largely controlled by sea-level fluctuations (Eberli *et al*., 1997b; Betzler *et al*., 1999). The easterly prevailing wind regime (Wilson & Roberts, 1992, 1995) in the Bahamian region strongly influences the dominant east-west direction of the progradation and is therefore thought to be the result of preferential off-bank sediment transport on the western leeward margin (Hine & Neumann, 1977; Hine *et al*., 1981b) and responsible for resedimented deposits upon the slope and in the basin (Wilber *et al*., 1990; Rendle & Reijmer, 2002). The highest sedimentation rates are commonly assigned to late stages of sea-level highstands, prior to platform flooding (Schlager, 1981; Mullins, 1983), whilst the falling stages exposed the platform and restricted the sediment production to the fringes. However, Reijmer et al. (2012) demonstrated that, although the platform-slope-derived sedimentation can be consider as reduced, skeletal-dominated calciturbidite can be largely exported during high-frequency glacial sea-level lowstands.

The growth of the platform was controlled both by major sea-level changes (Eberli & Ginsburg, 1989) and by the Miocene-Pliocene tectonic activity linked to the closure of the Central American Seaway (Duque-Caro, 1990; Steph *et al.*, 2006) that caused a global ocean re-organization and climate changes (Mullins *et al.* 1987; Haug & Tiedemann, 1998; Bartoli *et al*., 2005; Potter & Szatmari, 2009). These global changes therefore affected the platform ecosystems (appearance of *Acropora palmata,* McNeill et al., 1997) and associated carbonate productivity.

Although a large number of seismic data sets, coring expeditions and Ocean Drilling Program (ODP) in the Bahamas area have revealed the general anatomy of the slopes and basins as well as documented platform progradation, facies, and sedimentation processes (Mullins & Neumann, 1979; Schlager & Chermak, 1979; Crevello & Schlager, 1980; Sheridan *et al*., 1981; Mullins *et al*., 1984; Austin *et al*., 1986; Ladd & Sheridan, 1987; Schlager *et al*., 1988; Eberli *et al*., 1997a; Ginsburg, 2001; Bergman, 2005), a detailed analysis of the platform-slope-basin system at a regional scale has not been undertaken. New high-quality multibeam and seismic data imaging the northwestern slope of the Great Bahama Bank and the adjacent floor of the Florida Straits (Mulder *et al*., 2012) allow us to better constrain deep-water processes and to reconstruct the margin and basin architecture evolution during the Neogene-Quaternary.

The purpose of this paper is to characterize the depositional sequences, their geometry and associated facies along the northwestern GBB slope. Seismic reflection data and core descriptions enable us to propose a conceptual depositional model for the Neogene-Quaternary carbonates. Furthermore, controlling factors are discussed that: (i) explain the slope apron morphologic variability along strike during the Miocene period, (ii) evaluate the role of large-collapse deposits upon the slope apron physiography, (iii) highlight the influence of the bottom currents and associated contourite deposits upon the downslope deposits and their along strike distribution.

GEOLOGICAL SETTING

Geodynamic evolution of the West Bahamas and major structural events

The present-day configuration of the Bahamian archipelago results in a complex geodynamic evolution of the Caribbean realm that was punctuated by a succession of structural episodes since the opening of the North Atlantic during the Late Jurassic – Early Cretaceous (Pindell, 1985; Denny III *et al*., 1994). Late Jurassic rifting was followed by the development of a widespread marine carbonate mega-platform ("megabank") during the Lower Cretaceous that extended over an extensive geographic area including the Gulf of Mexico, the Florida Shelf, the Blake Plateau, eastern Nova Scotia, Cuba and the Bahamas (Ladd & Sheridan, 1987). Shallow marine limestones interbedded with evaporites predominantly occur over the western Bahamas due to significant thermal subsidence and an important drowning known in the Middle Cretaceous (Schlager *et al*., 1988).

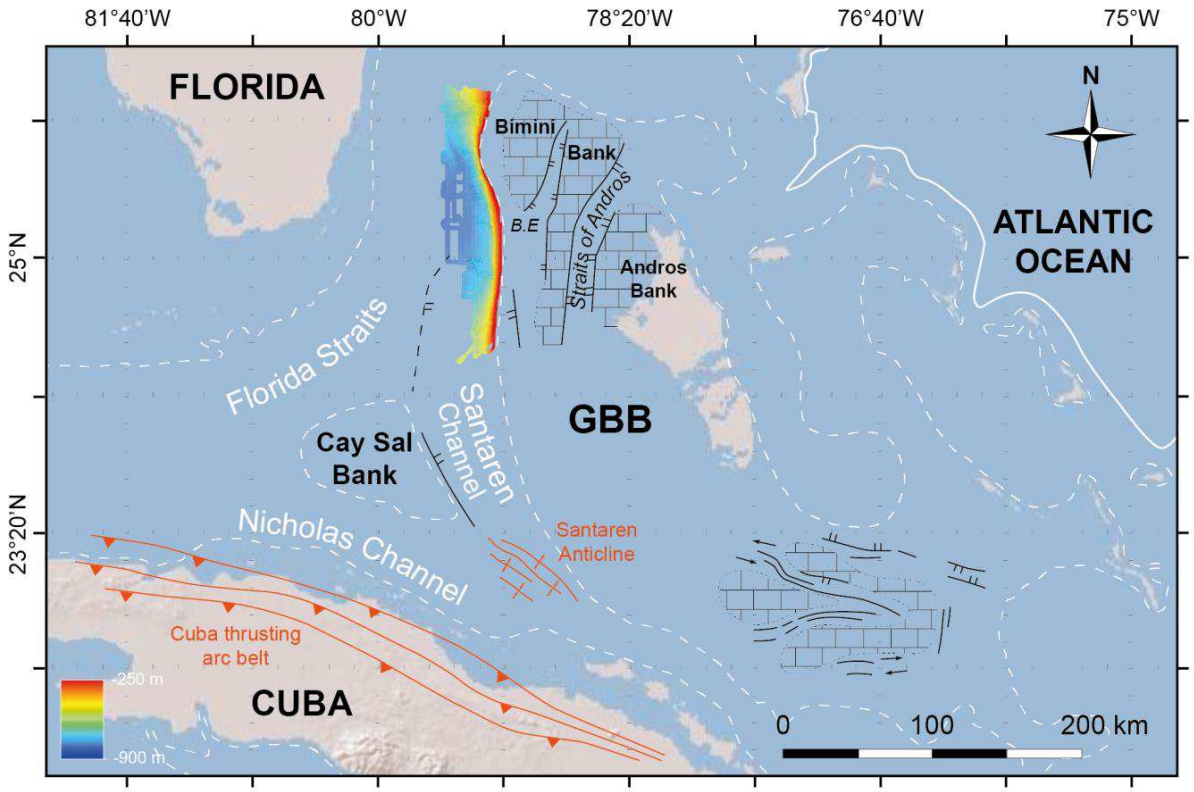


Figure IV-2: *Regional map of the Bahamas, showing a compilation of structural features that have been active since the Late Cretaceous (in black) and that influenced the physiographic evolution of the GBB platform and adjacent basin. Active structures are in red. Data are compiled from Schlager et al. (1984), Eberli and Ginsburg (1987, 1989), Masaferro and Eberli (1999), and Masaferro et al. (1999).*

The Late Cretaceous was a time of tectonic plate re-arrangement affecting the Caribbean region (Pindell, 1985; Ross & Scotese, 1988; Pindell & Kennan, 2001). The megabank was subsequently fragmented by a series of prevalent N-S oriented fault-bounded horsts and deep grabens (Fig. IV-2) (Sheridan *et al*., 1981; Corso *et al*., 1985). The northwestern Great Bahama Bank was segmented into two smaller shallow carbonates banks (Bimini and Andros) separated by a fault-bounded N-S-trending corridor (i.e. Straits of Andros) (Eberli & Ginsburg, 1987). Further south, faults were reactivated as normal faults to create several deep, narrow, WNW-striking troughs separating isolated carbonate banks (Masaferro & Eberli, 1999). The Santaren Channel was also segmented by NW-striking normal faults with offsets up to 1200 m (Masaferro & Eberli, 1995). Faulting-related topography still locally prevails at the seafloor along the GBB (Sheridan *et al.*, 1981; Bergman, 2005).

The Late Cretaceous – middle Eocene was marked by the Cuban Orogeny, which was caused by collision between the Caribbean and North American plates. The northern margin of Cuba formed a thrusting arc belt advancing northward over the southern Bahamas (Fig. IV-2). The collision caused re-organization of the West Bahamian realm, which was locally affected by the re-activation of Jurassic faults, the formation of NW-SE thrust and folds, WNW striking strike-slip faults and the establishment of a flexural forebulge in the newly formed South GBB foreland (Masaferro, 1997; Masaferro & Eberli, 1999). Masaferro (1997) suggests that uplift due to the forebulge migration away from the collision zone, may have initiated exposure of the Cretaceous carbonate banks in the south GBB and possible further north. This hypothesis is confirmed by Bergman (2005) who demonstrates that such a northward far-field deformation migration progressively operated through time along the GBB, forming compressional folds, thrusts and syntectonic unconformities at the top of the inherited buried blocks. The south of the Santaren Channel was affected by the Cuban Orogeny in the Late Cretaceous whilst the north of the GBB displayed Cuban contractional deformation and erosion during the Late Oligocene (~25 Ma). Submarine growth of the Santaren Anticline with coeval syn-tectonic sedimentation both indicate that contraction remained active during the entire Neogene in the south of the Santaren Channel but was marked by episodic higher rates of uplift and folding (Masaferro & Eberli, 1999; Masaferro *et al*., 2002).

The fragmented Cretaceous GBB carbonate shelves coalesced during the Neogene due to the subsequent aggradation and progradation of an extensive carbonate platform that prograded over 27 km towards the west from the Bimini Bank (Eberli & Ginsburg, 1987, 1988, 1989). Due to its inherited segmentation, the western shelf-edge displayed an asymmetrical configuration during the Tertiary and is characterized by a gentle N-S oriented curvature in the southern part whilst, in the north, the Bimini Bank shows a net protrusion towards the west (Hine & Neumann, 1977; Hine *et al*., 1981b; Eberli & Ginsburg, 1987, 1989). Since its inception during the Late Oligocene, the Bimini Embayment (Fig. IV-2) formed a morphological re-entrant that would play a crucial role in the configuration of the GBB and the distribution of sediments during the all Neogene.

Currents

The western slope of GBB is currently dominated by both shallow- and deep-water currents that flow in the Florida Straits and the Santaren Channel (Fig. IV-1). The Florida Current is a strong surface-water current that flows northward toward the North Atlantic and contributes to 90% of the Gulf Stream (Mullins *et al*., 1987; Leaman *et al*., 1995; Lee *et al*., 1995; Wang & Mooers, 1997, 1998). It is mainly nourished by the outflow of the Loop Current of the Gulf of Mexico, with contributions of inflow from a weaker shallow current through the Santaren Channel (Atkinson *et al*., 1995; Leaman *et al*., 1995). Both shallow and deep currents influence bottom deposits and give rise to several contourite drifts in the study area (Fig.IV-1) (Hine *et al*., 1981a; Bergman, 2005). At greater water depth, minor countercurrents and tidally-driven reversing currents form in Florida (Grasmueck *et al*., 2006; Correa *et al*., 2012).

The western GBB slope is subjected to increasing stream velocities from south to north due to the merging of the weaker currents flowing in the Santaren Channel with the stronger Florida Current. In the study area, near-bottom currents are bidirectional, dominated by semidiurnal (internal) tides, with velocities of up to 0.5 m/s on the lower slopes (Grasmueck *et al*., 2006). Bottom currents are important in the slope- to- basin transition because they can winnow and rework slope deposits, or prevent accumulation entirely, resulting in periods of no net accumulation (Coniglio & Dix, 1992).

DATA AND METHODS

This study relies on a ~1480 km grid of 2D High-Resolution multichannel seismic reflection data covering approximately 5000 km^2, collected on the R/V *Le Suroît* during Leg 1 of the Carambar cruise in November 2010 (Mulder *et al*., 2012) (Fig. IV-1). The seismic lines have an average spacing of 2.5 km for dip sections and between 5 and 30 km for margin-parallel sections. Seismic sections were shot using a mini-GI 24/24 in^3 air gun, and a 96-traces /700-m-long streamer with an average acoustic frequency signal of 40-350 Hz. Streamer and source positioning were derived from vessel DGPS. Processing of this seismic data was performed using SISPEED software (©Ifremer). Basic processing flow included (1) NMO correction, (2) 96 fold stacking and (3) constant velocity gradient migration. The obtained data are of excellent quality, with vertical resolution approaching 2 m and usable acoustic imaging to approximately ~1 s of two-way travel time (TWTT).

The 2D seismic survey is intersected by six published wells that were drilled along the slope, the base of slope and the adjacent basin of the Great Bahama Bank during two successive Ocean Drilling Program (ODP) legs 101 and 166, (respectively held in 1985 and 1996) (Austin *et al*., 1986; Eberli *et al*., 1997a). Five wells were drilled in the southern part of the study area (wells 1005, 1004, 1003, 1007 and 1006) whereas only one was performed in the northern part (well 626). Two other exploration wells (Clino and Unda) were drilled on the top of the platform as part of the Bahamas Drilling Project (Ginsburg, 2001), along a seismic line originally acquired by Western Geophysical (henceforth known as the Western Line; Eberli & Ginsburg, 1987). These latter two wells represent the shallow-water sites and

complete the transect from the platform to the basin (Figs. IV-3 and IV-4). The re-examination of the Great Isaac well on northwestern GBB (Fig. IV-3) by Schlager *et al*. (1988) allowed retracing of its sedimentary succession and depositional settings evolution since the mid-Cretaceous.

Well tying, seismic calibration and chronostratigraphic framework

Time-depth conversion and subsequent seismic interpretation were performed using the Sismage software package (©Total). The seismic profile that crosses ODP wells 1003, 1004, 1006 and 1007 is used for time-depth conversion and to tie well data to seismic data. For each well, measurements of physical properties (P-wave velocity, density and natural gamma-ray) are imported and a check-shot survey was used to define a time-depth law for each one (Fig. IV-5). Calibration between well and seismic data and the time-depth law returned by Sismage software is illustrate in Figure IV-5 by the well 1007.

Study area Horizon	Biozones Nannofossils	Biozones Plankt. Foram.	Relative Age	Estimated Age (Ma)	Eberli et al. (2002) Equivalent	Ladd & Sheridan (1987) Equivalent
Ple.4	NN20/21	N22	Pleistocene	0.1	A	_
Ple.3	NN20/21	N22	Pleistocene	0.4	B	_
Ple.2	NN19	N22	Pleistocene	0.85	_	_
Ple.1	NN19	N22	Pleistocene	1.7	C	_
Pl.2	NN17	N20/21	U. Pliocene	2.6	_	Y
Pl.1	NN14/15	N20/21	L. Pliocene	3.6	_	_
Me	NN11	N17	Messinian	5.7	F	_
Tor	NN10	N16	Tortonian	9.2	G	_
Se.2	NN7	N13	Serravalian	11.9	K	O
Se.1	NN6	N12	Serravalian	12.7	L	_
Langh	NN4	N8	Langhian	16.4	N	_
Bur	NN2	N4/5	Burdigalian	19.8	P	_
L.Olig	_	_	Oligocene	~25	_	Br

Table IV-1: *Age correlation of seismic horizons.*

Ages of the seismic reflectors are provided from accurate chronological constraints based on planktonic foraminifer and nannofossil zones from the Late Oligocene to the Pleistocene, which facilitate regional correlations performed using the ODP wells (Eberli *et al*., 1997a). Absolute ages were updated with the Time Scale from Cohen *et al*. (2013).

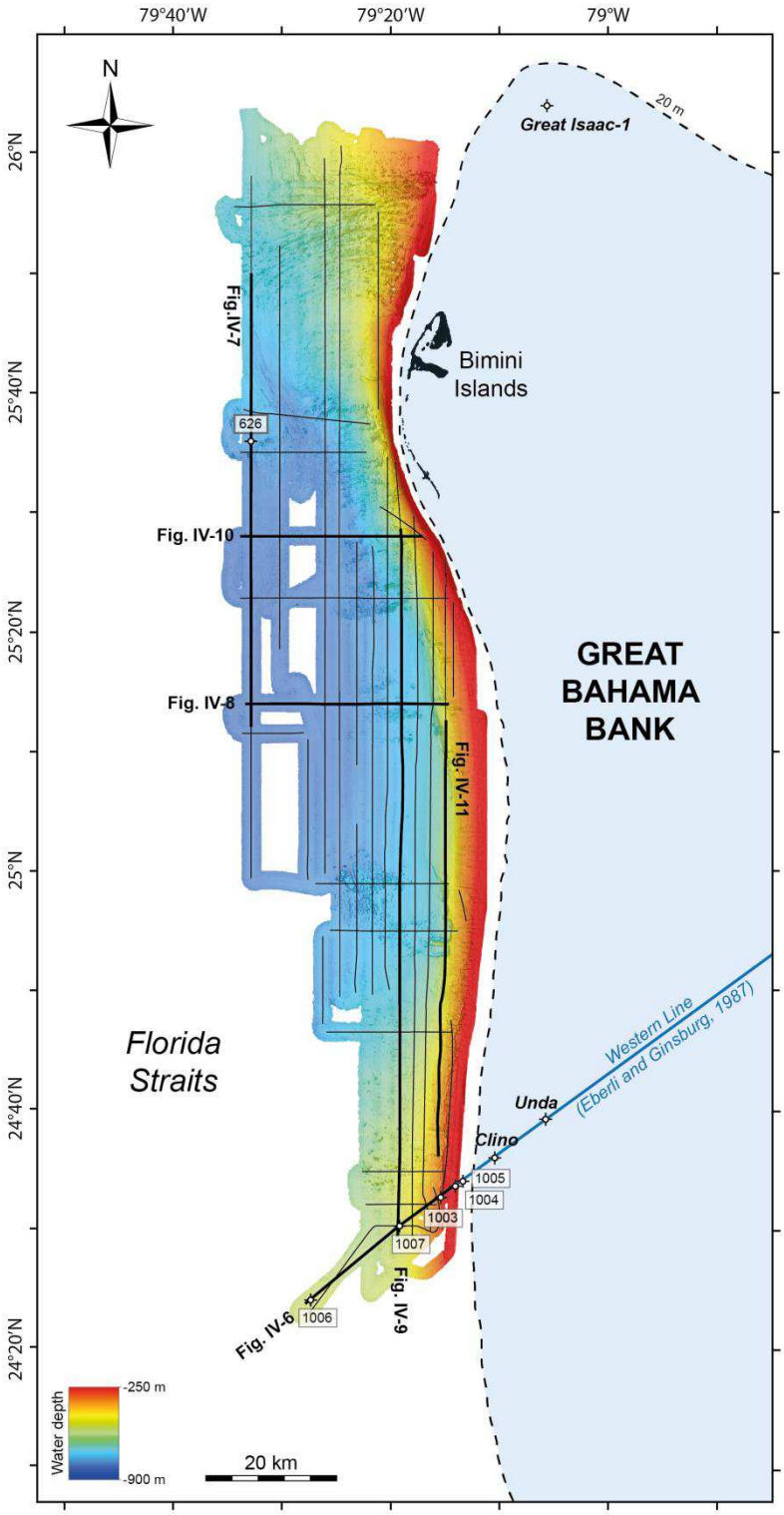


Figure IV-3: *Bathymetrical map of the study area showing the location of the Carambar cruise (Mulder et al., 2012) multichannel seismic reflection lines. Solid black lines mark the locations of seismic lines shown in subsequent figures. Note the location of wells used in the stratigraphic and sedimentological correlations for this study. Ocean Drilling Program (ODP) wells 626 (Austin et al., 1986), 1003-1004-1005-1006-1007 (Eberli et al., 1997a) are located on the slope and in the basin, whereas wells Clino and Unda of the Bahamas Drilling Project (Ginsburg, 2001) and the exploration well Great Isaac-1 are located on the platform.*

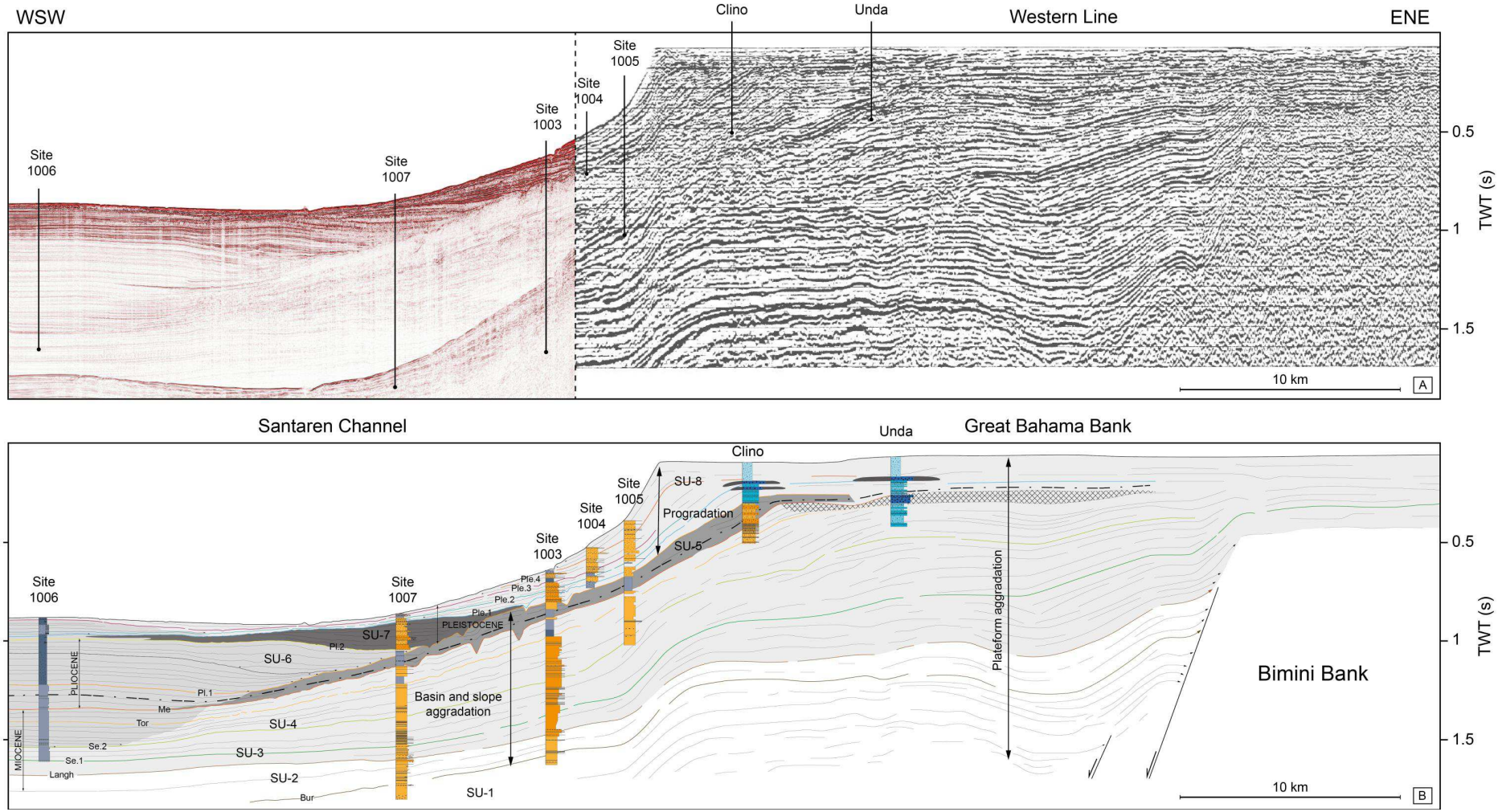


Figure IV-4: *A) Connection between the high-resolution seismic line of the Carambar cruise (Mulder et al., 2012) and the Western Geophysical Line (Eberli & Ginsburg, 1987) showing a NE-SW transect evolution from the GBB platform to the adjacent basin. B) Interpretation of the seismic profile and well correlation of wells Unda, Clino drilled on the platform and 1005, 1004, 1003, 1007 and 1006 wells, order from proximal to distal. The seismic sequence boundaries defined in the subsurface of the platform by Eberli et al. (1997a) were extended into the basin, and depositional bodies are interpreted.*

Seismic interpretation

SISMAGE software (©Total) was used for interpretation of the processed seismic sections. The Neogene to present day stratigraphic succession encountered within the 2D survey has been subdivided into nine seismically correlative depositional units, bounded by laterally extensive and regionally key stratigraphical surfaces defined as sequence boundaries (SB) according to Mitchum *et al*. (1977), Vail *et al*. (1977) and Sarg (1988) terminology. The SB have been define from platform to basin and calibrated in time with planktonic foraminifera and nannofossil biozones (Eberli et al., 1997; Eberli, 2000).

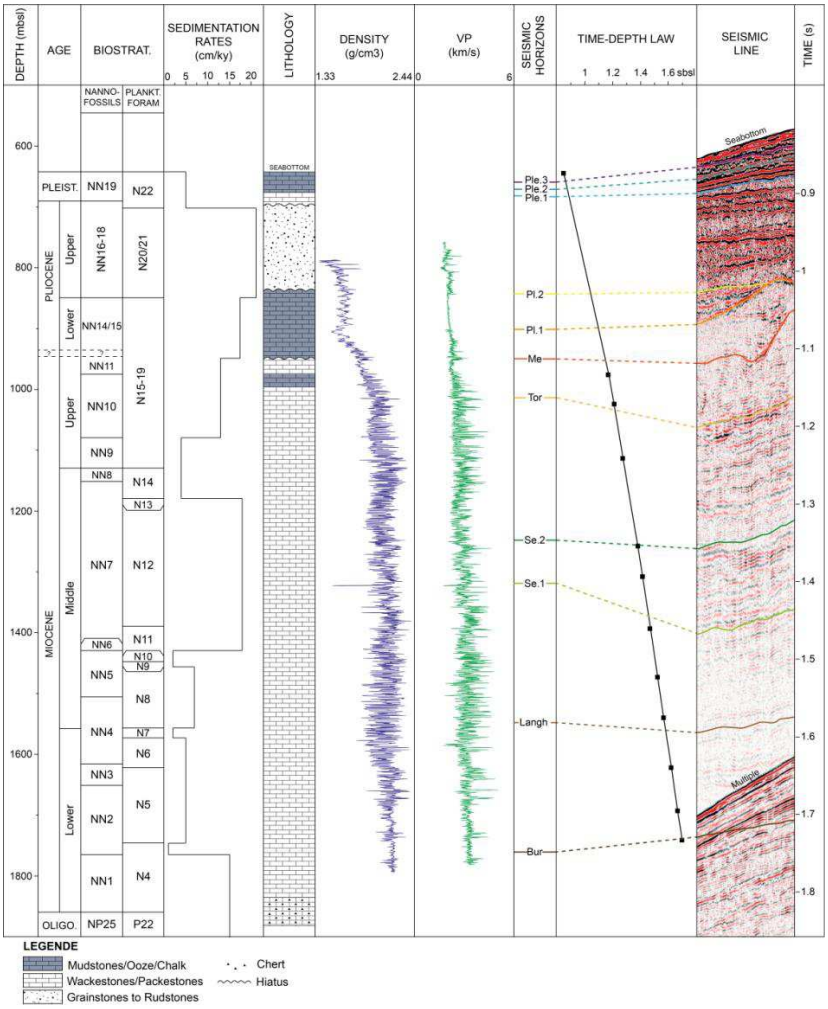


Figure IV-5: *Well-to-seismic tie for establishment of a chronostratigraphy. Age, biostratigraphy, sedimentation rates, lithology, density and Vp log data and time-depth law are from ODP well 1007 (Eberli et al., 1997). The seismic line is from the Carambar cruise (Mulder et al., 2012).*

The surfaces are named from their relative age, from the Late Oligocene Surface (*L. Olig*) through to Pleistocene Surface (*Ple.4*) (Table IV-1), and the depositional packages are numbered from the chronologically oldest to the youngest: Seismic Unit 1 (SU-1) to Seismic Unit 9 (SU-9).The nine depositional packages and their bounding surfaces are analyzed in this

paper. The ODP wells have been correlated with respect of bio-zonations, facies sequences issued from cores studies and geometries interpreted from seismic sections (Fig. IV-6). Both isochron and isochore maps (in milliseconds of two-way travel time and approximate thickness in meters), respectively attributed to each bounding surfaces and seismic sequences, are illustrated in Figs IV-12 and IV-13. Seismic facies were identified and grouped according to their interpreted depositional system. They were distinguished through a series of properties such as reflection configuration, amplitude, geometry and structure, lateral facies relationships, geometries of the bounding surfaces, lithology and depositional environment. The six ODP wells (Legs 101 and 166) within the study area provide the lithology calibration of the seismic data (Table IV-2).

RESULTS

Seismic stratigraphy of the northwestern slope of the Great Bahama Bank

SU-1: Late Oligocene (~25 Ma) - Burdigalian (19.8 Ma)

SU-1 is to the oldest unit described in this study and consists of an aggrading succession. It is bounded at the base by the conformable Late Oligocene surface (*L.Olig*) that usually appears as a distinct high-amplitude, semi-continuous seismic reflector (Figs. IV-7-9). The surface is poorly dated owing to a lack of chronological data. Because of similarities between seismic attributes (reflectivity, discontinuity, morphology), however, it may be correlated with the *Br* surface of Ladd & Sheridan (1987) and the *L. Olig* horizon of Bergman (2005), and therefore is assigned to Late Oligocene (~ 25 Ma). The top of SU-1 is limited by the Burdigalian surface *Bur* (19.4 Ma) (Figs. IV-7-9), which consists of a low- to medium-amplitude, semi-continuous, conformable seismic reflector. Strata are planar and horizontal in the south, whilst they are affected by gentle NE-SW oriented domal structures in the northern basin. They also show irregularities with wavelengths of 1 to 5 km (Figs. IV-7-8).

SU-1 consists of as a set of very low-amplitude and semi-continuous seismic reflectors, which conformably overlay the *L.Olig* Surface. In the southern area, strata onlap towards the east against the escarpment surface inherited from the southern faulted Bimini Bank (Fig.IV-4) (Eberli & Ginsburg, 1987, 1988, 1989). Here, SU-1 therefore forms a west-dipping aggrading slope apron disconnected from the easterly Late Cretaceous – Early Tertiary escarpment margin.

In the southern area, facies of the uppermost part of SU-1 are made up of mud-supported bio-wackestones with intercalated cherts (wells 1007 and 1003) (Eberli *et al*., 1997a), whereas in the northern area, well 626 shows grain-supported facies characterized by skeletal packstones to grainstones with cherts (Austin *et al*., 1986). Even further north, the Great Isaac well indicates neritic packstones to grainstones with minor pelagic muds, interpreted as deep-water slope deposits (Schlager *et al*., 1988).

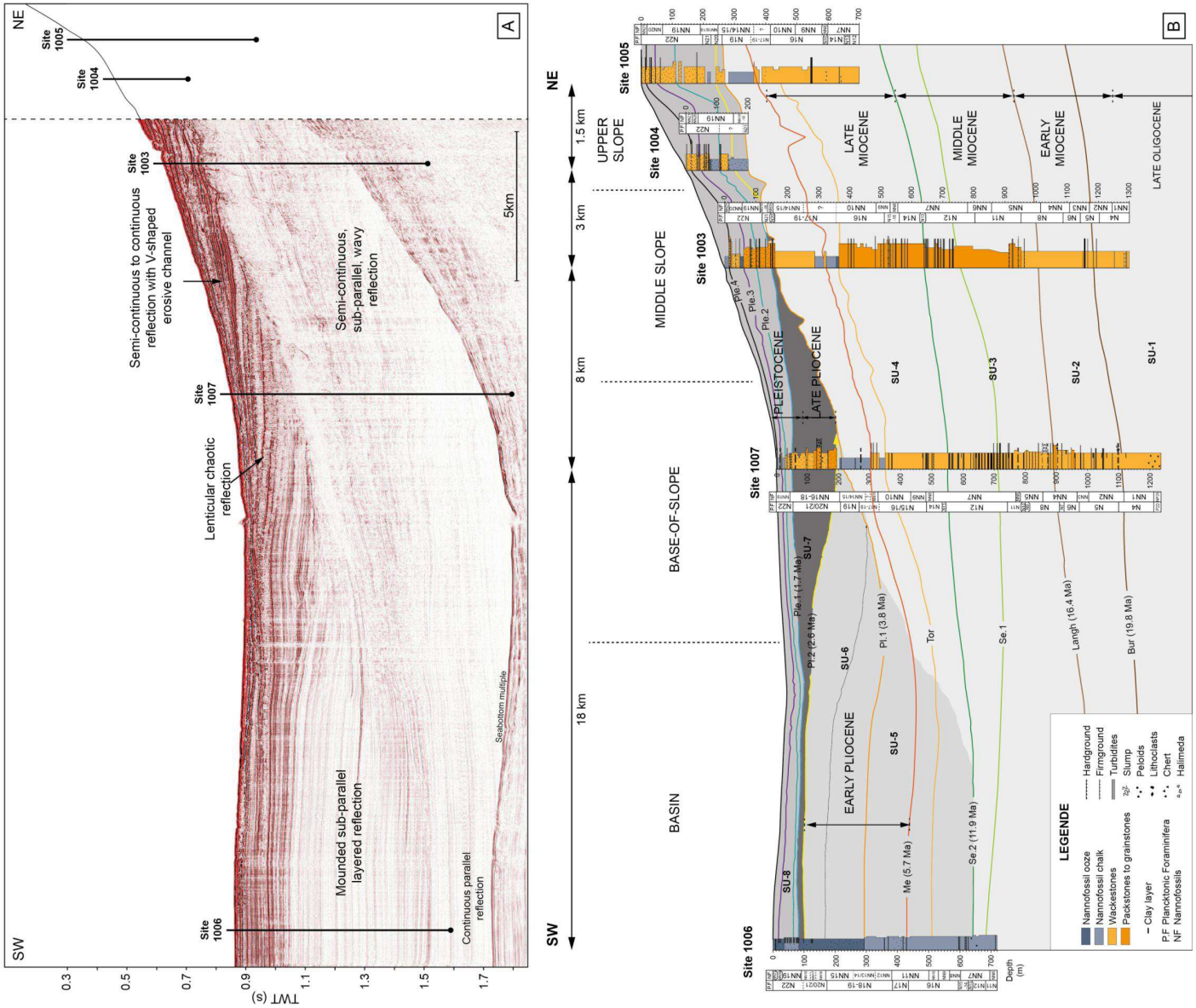


Figure IV-6: *A) Uninterpreted seismic line showing the position of ODP wells used to the sedimentological calibration of seismic facies. B) Correlation of 1005-1004-1003-1007 and 1006 ODP wells from the upper slope to the basin. The stratigraphy of the wells is dominated by resedimented carbonates on the slope and contourite drift deposits in the basin. Core and stratigraphic information were taken and synthesis from reports of ODP Leg 166 (Eberli et al., 1997) and from Anselmetti et al., (2000).*

Seismic facies	Illustration	Reflection configuration	Amplitude/ Continuity/Frequency	Geometry and structure	Lateral relation-ships	Boundaries (lower/upper)	Lithology	Interpreted deposits/ Depositional environment	Sedimentological interpretation
SF-1		Parallel to sub-parallel	Low to medium/ High/Low to medium	Linear	Transitional	Concordant	Nannofossil ooze/chalk	Autochthonous pelagic or hemipelagic/ Basin, lower slope	Periplatform to hemi pelagic foraminiferal and/or nannofossil bearing ooze
SF-2		Parallel, linear to mounded	Low to medium/ High/Medium to high	Elongate mounded/ Muscle	Onlap/downlap both updip and strike-slip	Onlap, downlap/ erosive to concordant	Nannofossil ooze/chalk or Packestones to grainstones	Contourite/ Basin, lower slope	Current-induced re-deposited sediments
SF-3		Sub-parallel, undulating, wavy to hummocky	Medium to high/ Moderate/low dominated	Mounded lobes	Merges seaward into SF-1 or SF-2	Downlap, erosive truncation-shelf/ concordant-slope	Alternation of mud-supported and grain-supported calciturbidites	Base of slope apron/ Lower slope	Plateform slope
SF-4		Chaotic	Low to medium/ Low/Low dominated	Stacked lenticular	Interbedded with SF-1 or SF-2	Erosive, downlap/ Rough	Peloidal bio-wackestones, packestones to floatstones	Debrites/Middle slope	Mass-flow deposit
SF-5		Oblique, sub-parallel; V-shaped erosive channels	Medium to high/ Moderate to high/Low	Wedge	Downlap and merge seaward into SF-1	Erosive, dowlap/ Concordant, rough	Peloidal bio-wackestones, packestones to floatstones	Chanalised debrites/ Upper to middle slope	Mass-flow deposit
SF-6		Chaotic/Layered	Low to medium/ Chaotic to low	Lens	Truncations, bounded by SF-1 or SF-2	Erosive/Rough	Unlithified clast- to skeletal-floatstones to rudstones with local packstones to grainstones	Debrite/Base of slope,basin	Mass-flow deposit
SF-7		Chaotic with remnant deformed strata	Low to medium/ Chaotic/Highly variable reflecting internal heterogeneity	Disrupted and massive	Bounded by sharp lateral truncations	Concordant (décollement level)/Rough	Not present	Mass Transport Complex/ Base of slope, basin	Mass-flow deposit

Table IV-2: *Summary of properties and interpretation of the seismic facies encountered in this study.*

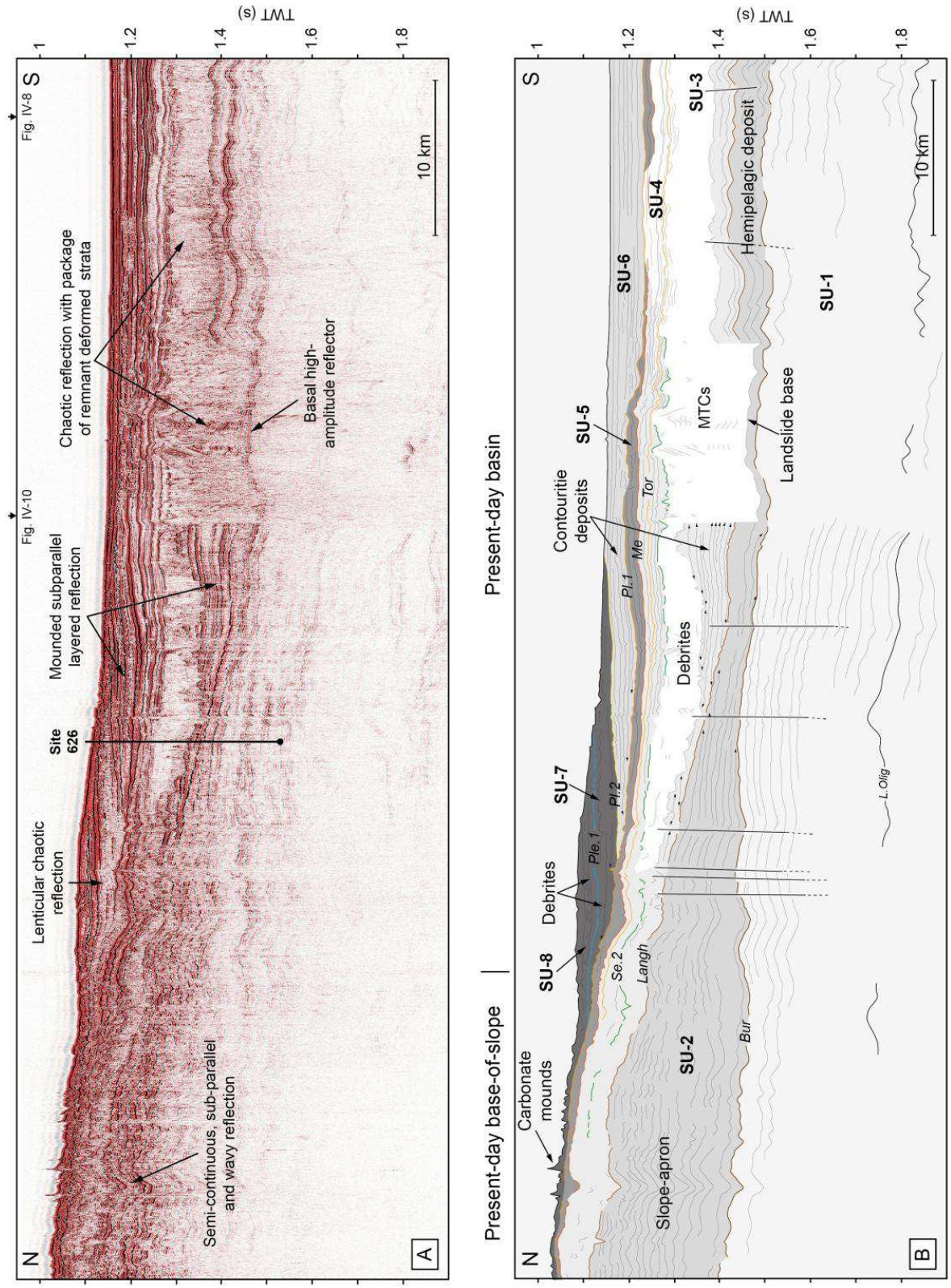


Figure IV-7: *A) Uninterpreted and B) interpreted N-S-oriented seismic profile across the basin (see Fig. IV-3 for location) showing the different seismic units through the Neogene strata. The ODP well 626 (Austin et al., 1986) illustrates correlations between lithologic and seismic facies.*

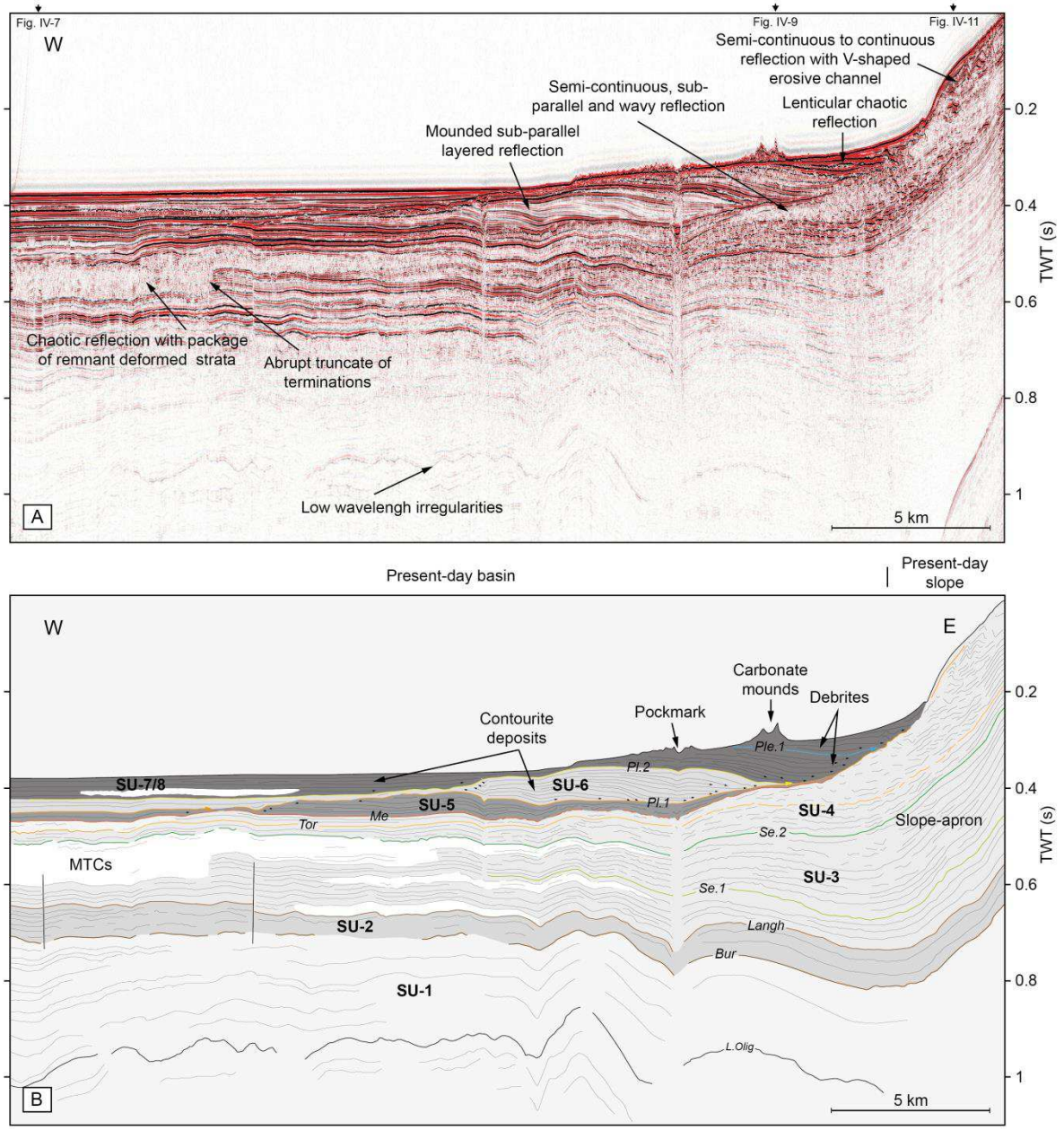


Figure IV-8: *A) Uninterpreted and B) interpreted E-W-oriented seismic profile (see Fig. IV-3 for location) illustrating the dip geometries and the termination relationships of seismic facies in a basinward direction.*

SU-2: Burdigalian (19.8 Ma) - Langhian (15.9 Ma)

The SU-2 seismic unit is bounded at the base by the *Bur* surface, which is a downlap surface in the northern area (Figs. IV-6 and IV-8) but is rather horizontal and conformable in the south (Figs. IV-8 and IV-9). The top of SU-2 is limited by the Langhian surface *Langh* (15.9 Ma), which is mostly characterized by an irregular and unconformable seismic reflector over the whole study area. In the north, the surface plunges rapidly westward and is affected by amalgamated V-shaped incised valleys (Fig. IV-7).

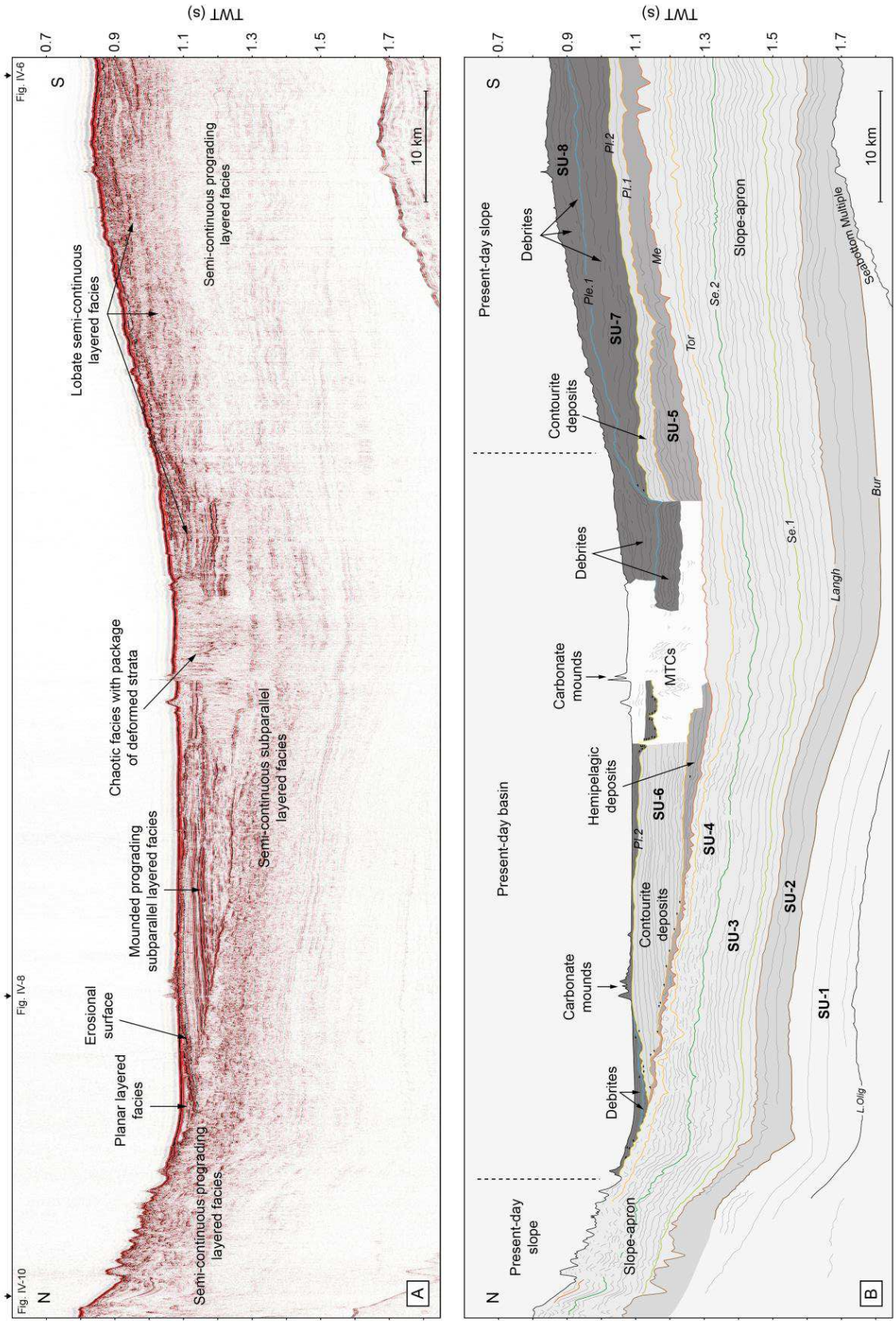


Figure IV-9: *A) Uninterpreted and B) interpreted N-S-oriented seismic profile along the toe-of-slope (see Fig. IV-3 for location) showing the different seismic units through the Neogene strata.*

SU-2 forms a massive slightly tilted progradational wedge in the northern part of the study area (thickness > 300 ms) that progressively thins (~75 ms) towards the SW downlapping the *bur* Surface over 25 km (Fig. IV-7). Here, the unit is made up of sub-parallel, semi-continuous, hummocky clinoforms, characterized by medium- to high-amplitude, sometimes forming amalgamated convex lenses that orientate perpendicularly to the slope. Well 626 indicates skeletal-foraminiferal packstone facies rich in skeletal packstone and grainstone clasts, inter-bedded with cherts and limestones at the base of the unit (Austin *et al*., 1986). Laterally, stacked chaotic facies associated with erosional sub-vertical scars are interpreted as mass transport complexes accumulated at the base-of-slope of the SW flank of the northern Bimini Bank (Fig. IV-9).

SU-2 thins downslope where it progressively passes to continuous and conformable, medium- to high-amplitude undulated reflectors (SF-1, Table IV-2). These basinal facies show a relatively constant thickness (~80-100 ms) over the southern area and are interpreted as hemipelagic deposits. In the south, similarly as for the previously described SU-1, SU-2 pinches out towards the east against a faulted escarpment surface of the Bimini block of the ancient easterly platform (Fig. IV-4) (Eberli & Ginsburg, 1987, 1988, 1989). Wells 1007 and 1003 indicate mud-supported bio-wackestones with dark-grey inter-beds of bioclastic packstones to floatstones that grade westward into SF-1, which is interpreted as hemipelagic ooze.

SU-3: Langhian (15.9 Ma) - Serravallian (11.9 Ma)

SU-3 is bounded at the base by the *Langh* surface and at the top by the conformable upper Serravallian surface *Se.2* (11.9 Ma). *Se. 2* displays a sub-horizontal and continuous seismic reflector in the south and west (Figs. IV-7 and IV-8) whilst it becomes irregular and unconformable in the north (Fig. IV-7). In the south, SU-3 corresponds to an aggradational to progradational wedge (~500 ms thick) that progressively thins (~75 ms) westwards (Fig. IV-4). It mainly displays semi-continuous low-angle prograding clinoforms with dips between 2.7° and 0.3° according to Betzler *et al*. (1999) and characterized by medium- to high-amplitude reflectors. Stacked convex lenses (SF-3, Table IV-2) are observed along strike (Fig. IV-9). Wells 1007 and 1003 (Fig. IV-5) indicate that SF-3 is composed of mud-rich carbonates made up of an alternation of light-grey wackestones/packstones dominated by shallow-water allochems and planktonic foraminifera and dark-grey wackestones/packstones rich in clay minerals (>15%). These deposits are interbedded with packstones to floatstones rich in shallow-water bioclasts and planktonic foraminifera (Eberli *et al*., 1997a; Betzler *et al*., 1999; Betzler *et al*., 2000). On the northern margin, the unit thins upslope (35 ms) but still conformably overlays the SU-2 unit (Fig. IV-6).

The toe-of-slope and the basin are characterized by smooth, parallel and continuous reflections of medium-amplitude (SF-2, Table IV-2). In the south, this facies interfingers with SF-3 (Figs. IV-4 and IV-6) whilst in the north area, it onlaps the *Langh* surface (Fig. IV-7). Strata wedge out towards the south-west and form a thick mound-shaped body at the base-of-slope that migrates upslope towards the north (Fig. IV-7). Austin et al. (1986) described winnowed skeletal sands with planctonic foraminifera in well 626.

In the northern area, SF-2 is occasionally cross-cut along the slope by a series of sharp-bounded 100-200 ms thick (TWT) coffer-like strata made up of low- to medium-amplitude chaotic facies in which remnant stratified packages have also been observed (SF-7). These facies form large stacked collapse blocks that have glided downslope upon a series of decollement surfaces within SU-2/3. They are interpreted as Mass-Transport Complexes (MTCs) that extend over 25 km in the basin, up to 70 km along-strike (Fig. IV-9). The vertical scars are localized in the upper to middle slope, which is made up of the previously formed apron of SU-3. MTCs extend basinwards over more than 20 km.

SF-7 passes laterally into a chaotic to moderately discontinuous layered facies (SF-6, Table IV-2), which locally displays a concave lens shape with an erosive basal surface. At well 626, SF-6 is made up of around 50 m of coarse-grained bio-packstones, floatstones to rudstones that are rich in lithified skeletal lithoclasts of oyster shells and coral fragments. It is interpreted as mud- to grain-supported debrites overlain by high-density turbidites (Austin *et al*., 1986). SF-7 may pass downslope into SF-6, suggesting that upslope rock-fall mechanisms may trigger downslope erosive debris-flows processes through a unique and localized gravity-flow carbonate event.

SU-4: Serravallian (11.9 Ma) - Messinian (5.7 Ma)

SU-4 is bounded at the base by the *Se.2* surface and at the top by the Messinian surface *Me* assigned to the top of the Messinian sub-stage (5.7 Ma) (Figs. IV-7 and IV-8), which corresponds with a sub-horizontal and conformable reflector in the basin but becomes strongly unconformable, displaying irregular features incised by deep (30-50 ms) V-shaped valleys in the upper slope (Fig. IV-7) (Anselmetti *et al*., 2000).

To the south, the unit is a thick progradational wedge (~250 ms) that progressively thins to the west (~120 ms) and terminates over 25 km from the slope edge (Figs. IV-4 and IV-6). The wedge displays semi-continuous, sub-parallel low-angle (between 1.2° and 3.3°) clinoforms that downlap the *Ser.2* surface (Figs. IV-8 and IV-9) (Betzler *et al*.,1999). Clinoforms consist of medium- to high-amplitude hummocky to wavy reflectors that may coalesce to form amalgamated convex lenses (SF-3, Table IV-2). Wells 1007 and 1003 reveal an alternation of wackestones/packstones dominated by shallow-water allochems and planktonic foramifera. Inter-beds of mud-supported bio-packstones to floatstones rich in planktonic foraminifera also occur on the mid and upper slopes.

In the northeast, west-dipping sigmoidal clinoforms form a perched prism that lies at the upper slope and spreads out over less than 10 km downslope. Numerous lithified slightly tilted 4 km-long mega-blocks are still attached at the upper slope and illustrate the instability of SU-4 (Figs. IV-8 and IV-10). Here, SU-4 locally backfills the depression produced by the scar of the Mass Transport Complexes triggered during SU-3 (Fig. IV-10). This stranded SU-4 rapidly thins towards the west until it reaches the basinal setting, where it passes laterally into horizontal reflectors (SF-1) (Figs. IV-8 and IV-10).

Basinal seismic facies are characterized by conformable and continuous reflectors of medium-amplitude (SF-2, Table IV-2). They are represented by muddy facies in wells 626 and 1006 and have been interpreted as drift deposits (Austin *et al*., 1986; Eberli *et al*., 1997a). In the south, contourites commonly interfinger with the downslope facies of the adjacent apron as they progressively grade upslope towards the east (Figs. IV-4 and IV-6). Here, the upbuilding of the accreting Miocene slope apron tended to progressively slows down at the expense of the eastward encroachment of the contourite deposits. In the north, although drift deposits are observed in well 626 (Austin *et al*., 1986), this upslope migration is less obvious as deposits pass laterally to lower foreslope facies (Fig. IV-7).

SU-5: Messinian (5.7 Ma)- Early Pliocene (3.6 Ma)

The SU-5 seismic unit is bounded at the base by the erosional *Me* surface and at the top by the Early Pliocene surface *Pl.1* (3.6 Ma) that distinctively occurs as a high-amplitude, continuous seismic reflectors over the study area (Figs. IV-7-9). The *Pl.1* surface is planar and horizontal in the basin (Fig. IV-8) whilst it erosional along the slope, where it is characterized by V-shaped incised valleys (Figs.IV- 4, IV-6 and IV-11). It disappears in the east and north (Figs. IV-9 and IV-10).

On the southern slope, SU-5 is a thin (25-50 ms) interval of continuous and conformable reflections of very low amplitude (SF-1) which interfinger with SF-2 at the toe-of-slope (Table IV-2 and Figs. IV-4 and IV-6). This interval consists of hemipelagic chalk rich in nannofossils in wells 1005, 1003 and 1007, and entirely fills the incised valleys and gullies of the previous *Me* surface in the upper slope. In well 626, SU-5 is a coarse-grained condensed section about 25 m thick, in which a volcanic ash layer has been recorded (Austin *et al*., 1986). In the basin, a 130 m thick wedge of tabular high-amplitude facies (SF-2, Table IV-2) thins out toward the slope and is interpreted as being contourites.

SU-6: Early Pliocene (3.6 Ma) - Late Pliocene (2.6 Ma)

SU-6 is bounded at the base by the *Pl.1* surface, which is defined by a continuous, high-amplitude reflector and forms a major onlap-to-downlap surface over the entire area. The unit is topped by the Late Pliocene surface *Pl.2.* (2.6 Ma), which is an irregular, unconformable surface along the slope (Figs. IV-8-9) and which becomes conformable and continuous in the basin (Fig. IV-7). *Pl.2* locally merges with *Pl.1* at the middle slope position in the south (Figs. IV-4 and IV-6).

SU-6 is a 200 m thick mounded stratified morphologic feature of sub-parallel, low-amplitude reflections (Fig. IV-9) (SF-2, Table IV-2), that thickens in the basin and progrades upslope towards the easterly slope. Well 1006 shows very fine-grained stratified calcite ooze/chalk with silts and clays that are rich in nannofossils and planktonic foraminifera (Eberli *et al*., 1997a). SU-6 can be subdivided into two sub-units. The lower sub-unit shows a smooth mounded geometry with a progradational configuration both northward and eastward (Figs. IV-6 and IV-9). Downlap terminations on *Pl-1* surface define an asymmetric shape with a steeper northern and eastern slope bounded by a well-developed moat (Figs. IV-8 and IV-

10). Conformable stacked seismic horizons dominate in the basin. The upper sub-unit has a sigmoidal to oblique mound geometry, with a marked aggradational component that laterally changes into a steeper east-dipping progradational geometry also characterized by eastward downlap terminations upon *Pl-1*. Although this sub-unit shows high-amplitude reflectors, seismic facies (SF-2) are similar to the underlying sub-unit (Eberli *et al*., 1997a). The upper sub-unit shows an important upslope migration characterized by 1's to 10's km rapid translation (< 1 m.y.).

SU-6 is interpreted as massive mounded contourite drift, according to the classification of Faugères *et al*. (1999) and Bergman (2005). This drift formed during two distinct building phases. In the median part of the study area, SU-6 is cross-cut by a series of vertically sharp-bounded 1-2 km wide chaotic facies (SF-7, Table IV-2) that extend over 10 to 20 km in the basin. These facies have been interpreted as large-collapse that occurred during the Pliocene and formed MTCs interbedded into contourites (Principaud *et al*., 2015). In the south mud-dominated peloidal limestones coevally occur along the upper slope, suggesting a concomitant stranded slope apron deposition upslope (wells 1004 and 1005) (Eberli *et al*., 1997a) (Fig. IV-6).

SU-7 : Late Pliocene (2.6 Ma)-Pleistocene (1.7 Ma)

SU-7 is bounded at the base by the *Pl.2* surface and topped by the lower Pleistocene surface *Ple.1* (1.7 Ma), which occurs as a high-amplitude seismic reflector over the entire study area (Figs. IV-6 and IV-7). *Ple.1* is irregular, unconformable and merges with *Pl.2* in the upper slope whilst it is conformable and continuous in the basin (Figs. IV-4, IV-6, IV-8 and IV-10). In the south (Figs. IV-6 and IV-9), the unit consists of stacked concave lenticular bodies of low- to medium-amplitude chaotic facies bounded at the base and at the top by higher-amplitude reflectors (SF-4, Table IV-2). SU-7 is preferentially deposited in the concave depression formed by the moat of the SU-6 drift and does not extend further into the basin. Well 1007 indicates that SU-7 consists of peloidal and aragonite coarse-grained mud-to grain-dominated debrites, which are rich in corals debris, red algae and shelf fauna (Eberli *et al*., 1997a). Lenticular calcidebrites progressively migrate upslope, showing a net back-stepping geometry (Fig. IV-6). Along strike, debrites form amalgamated convex-up lens that are up to 100 m-wide and extend northward over 50 km (Fig. IV-9). These deposits seem preferentially backfilling inherited collapse-related depression of the Pliocene MTCs (Principaud *et al*., 2015) as they migrate further north.

SU-7 is clearly thinner in the north than in the south but shows at both locations similar architectural and sedimentological patterns, with grain-dominated stacked lobate SF-4 (Austin *et al*., 1986) trapped upslope into the moat of the former SU-6 drift (Figs. IV-7-11).

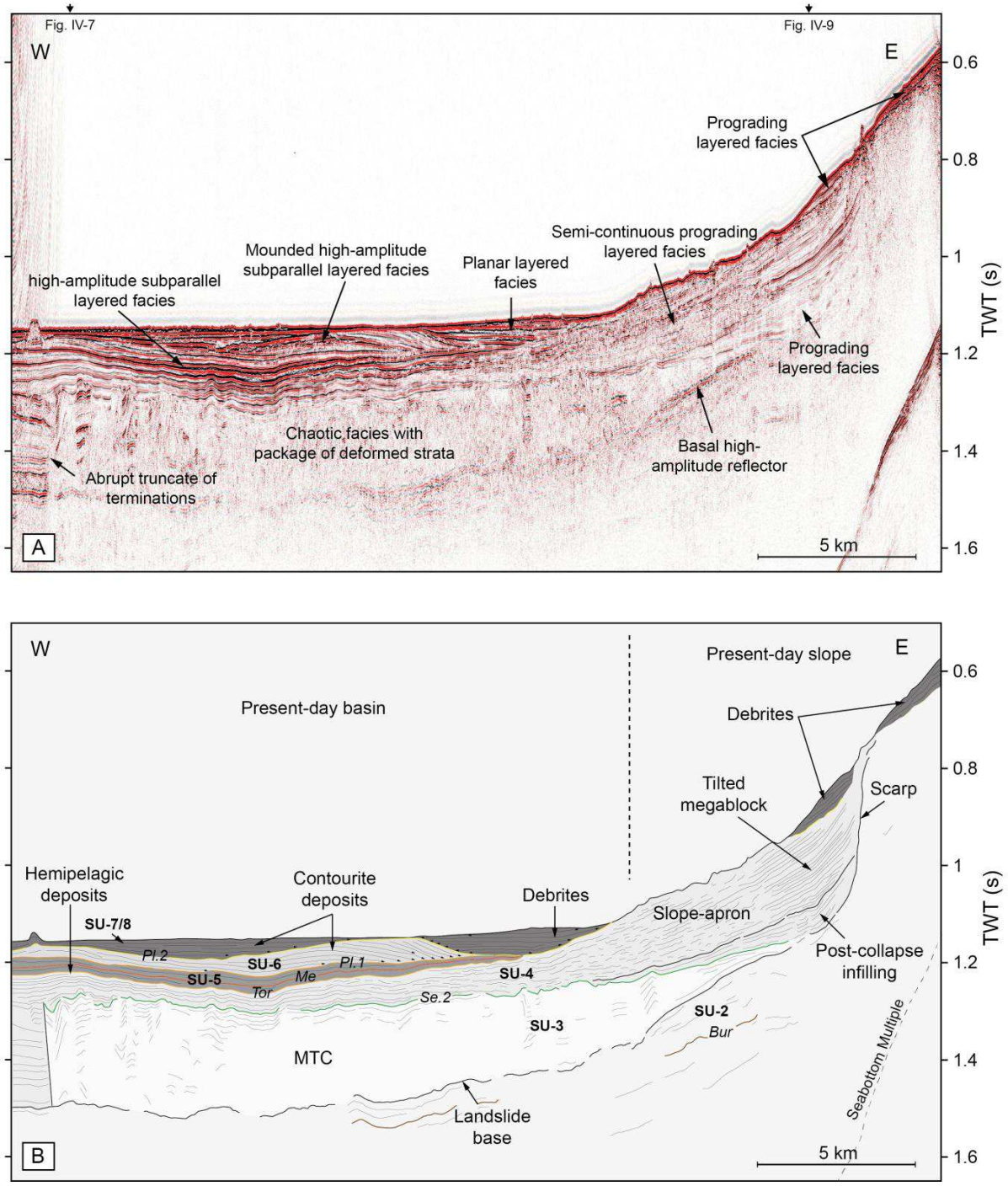


Figure IV-10: *A) Uninterpreted and B) interpreted E-W-oriented seismic profile (see Fig. IV-3 for location) illustrating the dip geometries and the termination relationships of seismic facies in a basinward direction.*

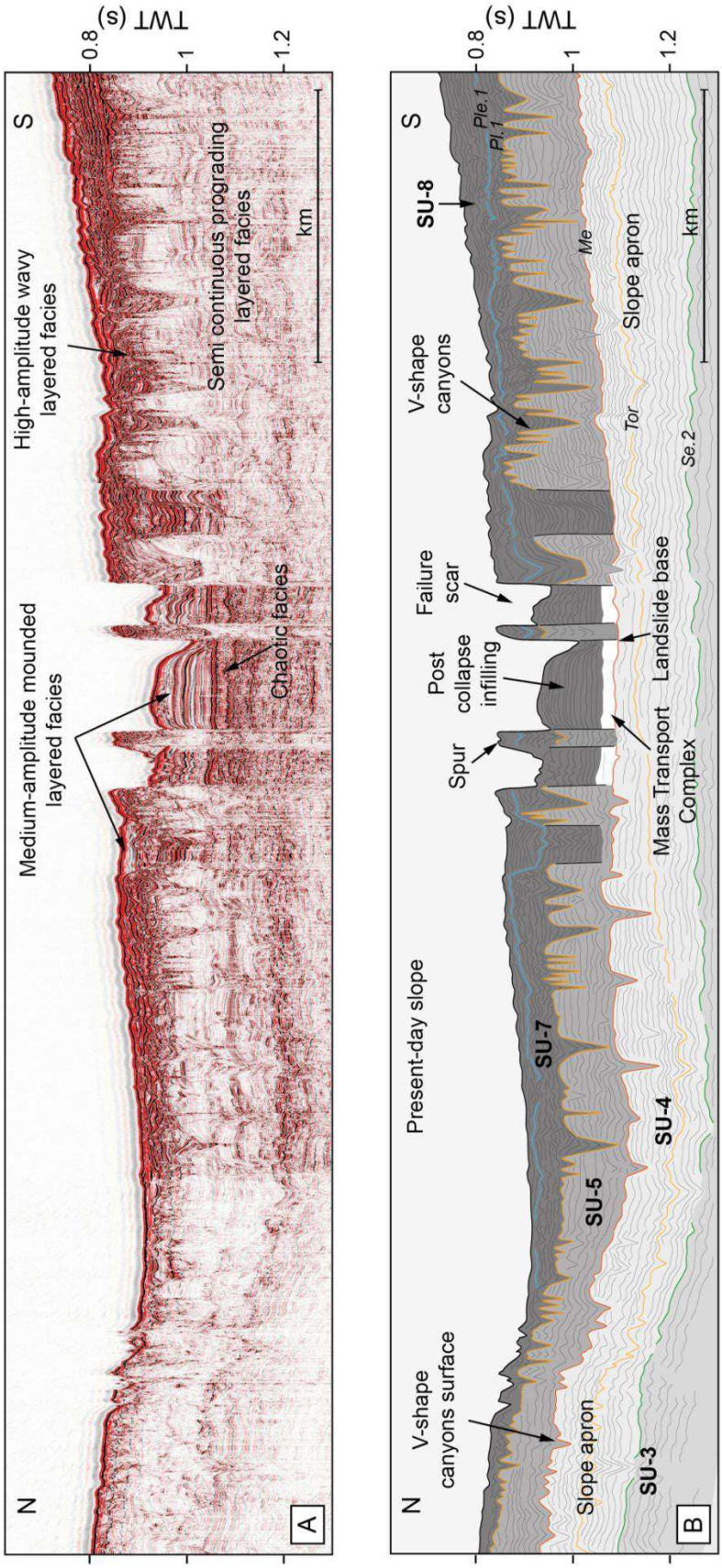


Figure IV-11: *A) Uninterpreted and B) interpreted N-S-oriented seismic profile along the slope (see Fig. IV-3 for location) showing the different seismic units through the Neogene strata.*

SU-8: Pleistocene (1.7 Ma)-Present-day

SU-8 is bounded at the base by the *Ple.1* surface and the present seafloor at the top (Figs. IV-6-8). The slope displays a steep stranded progradational wedge (thickness ~150 ms) that progressively thins to the west and terminates over 17 km from the slope edge (Figs. IV-4 and IV-6). In the south, the wedge consists of sub-parallel, semi-continuous sigmoidal clinoforms of medium- to high-amplitude that downlap the *Ple-1* surface (SF-5, Table IV-2) (Figs. IV-6 and IV-8). At wells 1003, 1004 and 1005, the wedge shows a down-slope facies transition from (i) slightly- to moderately dolomitized peloidal mudstones, to wakestones rich in aragonite needles along the upper slope, (ii) an alternation of last one with intervals of grey wakestones to packstones, grainstones and floatstones along the middle slope and (iii) peloidal bio-wackestones, packstones to floatstones with aragonite matrix and some lithoclasts intervals along the lower slope.

In the north, SU-8 also shows stacked lobate geometries containing grainstones rich in coral debris (SF-4) that accumulated above SU-7 (Figs. IV-7-10). The basinal deposits consist of a massive vertical succession of continuous, sub-parallel and low-amplitude reflectors (SF-2) that onlap *Ple.1* surface in the north (Figs. IV-7, IV-8 and IV-10) but interfinger the wedge in the south (Figs. IV-4 and IV-6).

DISCUSSION

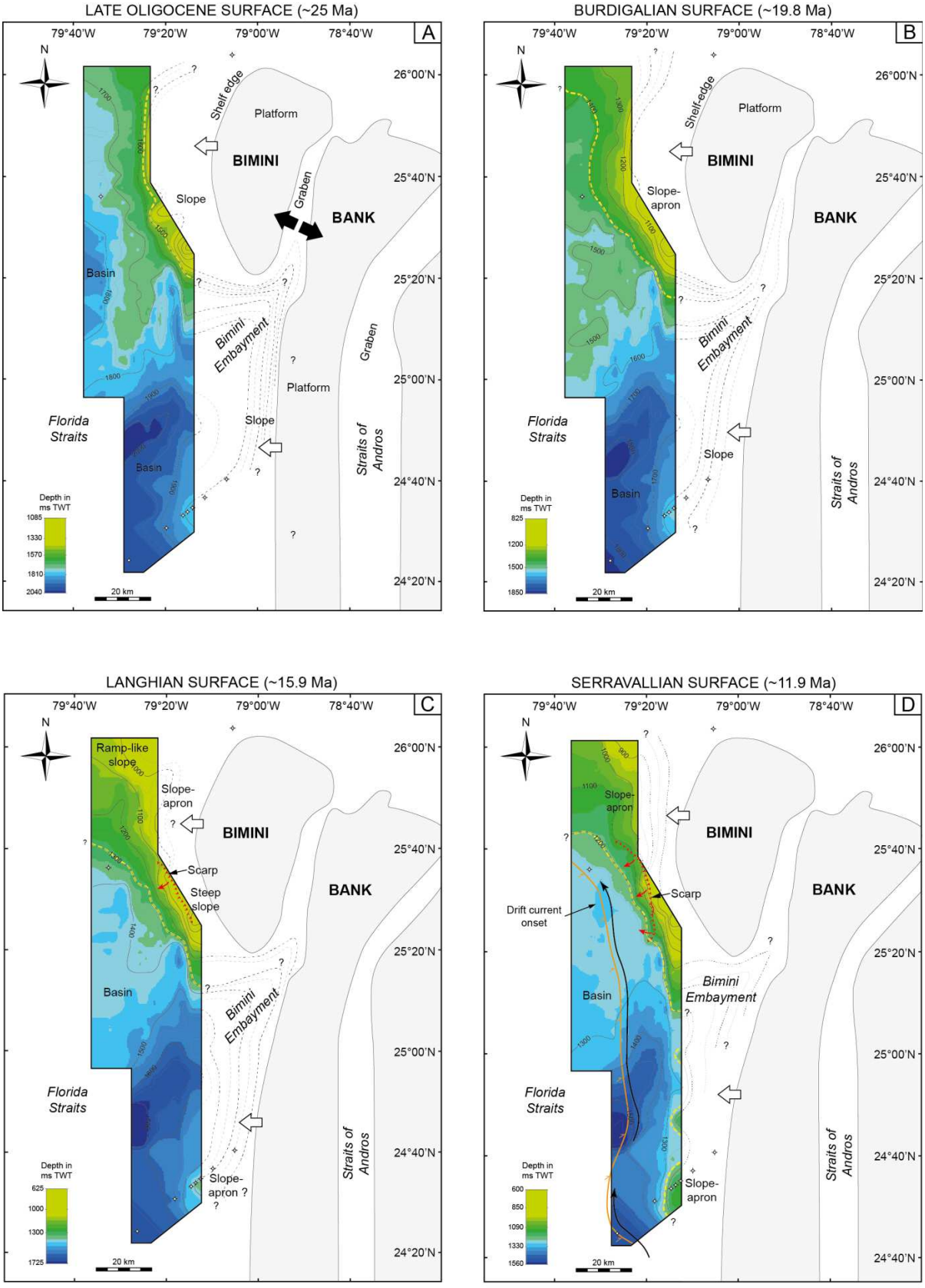
Paleogeography and physiography of the northwestern Great Bahama Bank

The seismic facies analysis and geometry of individual seismic units are keys for tentatively reconstructing the paleogeographical evolution of the northwesterly slope-to-basin system of the GBB during the Neogene – Quaternary. The physiography and depositional history are illustrated using a series of isochron and isochore maps (in time) for the respective SU-1 to SU-8 seismic units (Figs. IV-12 and IV-13):

Late Oligocene - Burdigalian (~5 m.y.): Initiation of the Neogene slope-apron (SU-1)

The SU-1 highlights two types of strike-limited depositional slope morphology, which are separated by the Bimini embayment. The south is characterized by parallel-margin escarpment faults on which strata passively onlap (Eberli & Ginsburg, 1989), whilst the northern shelf displays a continuous accreting shelf-slope profile (Eberli & Ginsburg, 1987). Such escarpment marginal morphology in the south may have implied a long-lived emergence at the top of the Bimini Bank and considerable downward by-pass of sediments into the basin (Playton *et al*., 2010) (Fig. IV-12.A).

The northern mud- to grain-dominated apron lies over more than 100 km towards the south, whilst the southern wedge is an apron dominated by aggrading muddy facies expanding westward. Both slope deposits merge in a NE-SW deep basinal area where they laterally interfinger with nannofossil-rich hemipelagic oozes (Figs. IV-7, IV-12A and IV-13A).


LATE OLIGOCENE SURFACE (~25 Ma)
A
BURDIGALIAN SURFACE (~19.8 Ma)
B
LANGHIAN SURFACE (~15.9 Ma)
C
SERRAVALLIAN SURFACE (~11.9 Ma)
D
79°40'W
79°20'W
79°00'W
78°40'W
26°00'N
25°40'N
25°20'N
25°00'N
24°40'N
24°20'N
N
BIMINI
BANK
Platform
Shelf edge
Slope
Graben
Basin
Bimini Embayment
Florida Straits
Straits of Andros
Slope-apron
Ramp-like slope
Scarp
Steep slope
Drift current onset
Depth in ms TWT
20 km

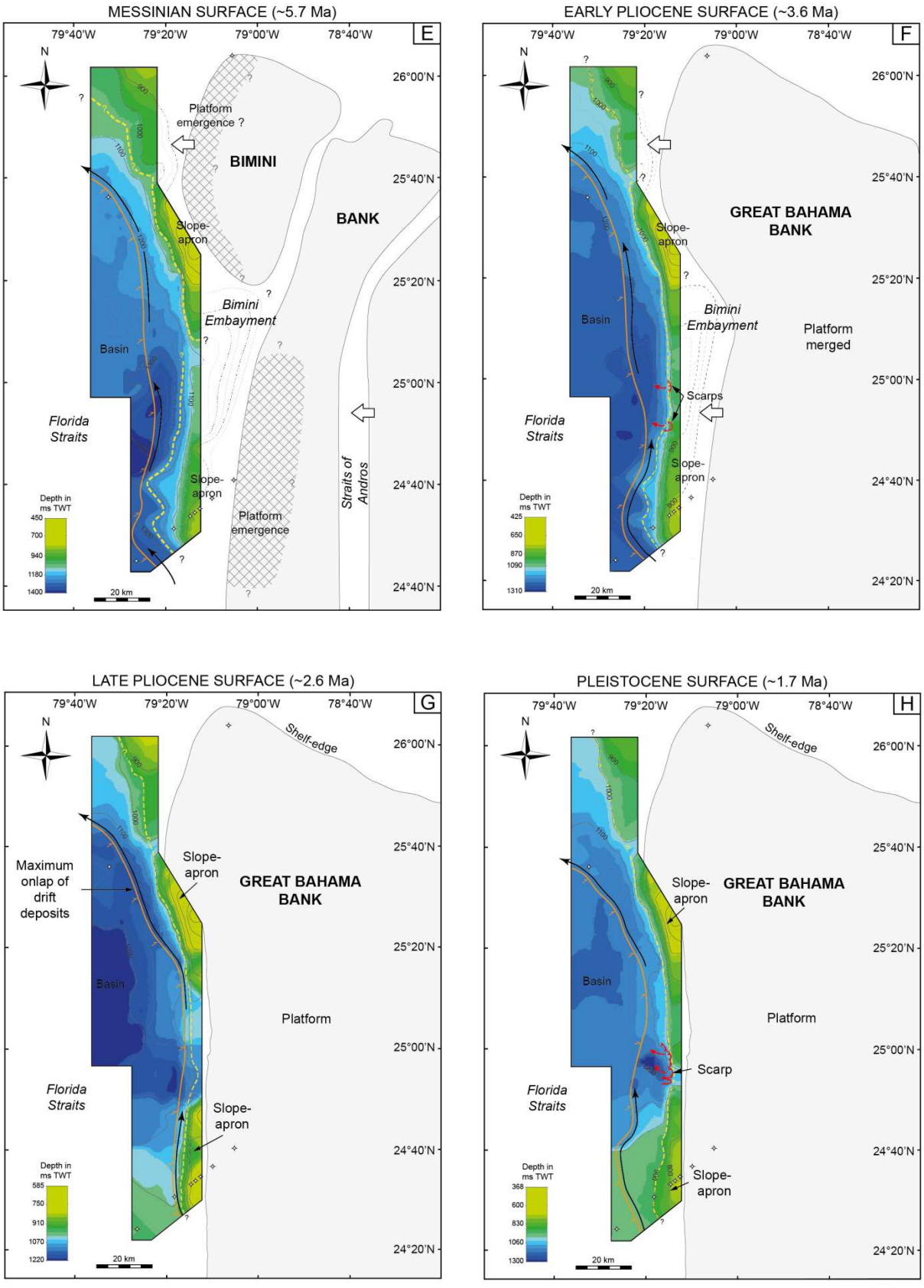

MESSINIAN SURFACE (~5.7 Ma)
E
79°40'W
79°20'W
79°00'W
78°40'W
26°00'N
25°40'N
25°20'N
25°00'N
24°40'N
24°20'N
N
Platform emergence ?
BIMINI
BANK
Slope-apron
Bimini Embayment
Basin
Florida Straits
Slope-apron
Platform emergence
Straits of Andros
Depth in ms TWT
450
700
940
1180
1400
20 km
EARLY PLIOCENE SURFACE (~3.6 Ma)
F
GREAT BAHAMA BANK
Slope-apron
Bimini Embayment
Platform merged
Basin
Scarps
Florida Straits
Slope-apron
Depth in ms TWT
425
650
870
1090
1310
20 km
LATE PLIOCENE SURFACE (~2.6 Ma)
G
Shelf-edge
Maximum onlap of drift deposits
Slope-apron
GREAT BAHAMA BANK
Basin
Platform
Florida Straits
Slope-apron
Depth in ms TWT
585
750
910
1070
1220
20 km
PLEISTOCENE SURFACE (~1.7 Ma)
H
Shelf-edge
Slope-apron
GREAT BAHAMA BANK
Basin
Platform
Scarp
Florida Straits
Slope-apron
Depth in ms TWT
368
600
830
1060
1300
20 km

Figure IV-12 (previous page): *Isochron maps of the eight seismic stratigraphic surfaces (A: Late Oligocene; B: Aquitanian; C: Langhien; D: Serravallian; E: Messinian; F: Early Pliocene; G: Late Pliocene; H: Pleistocene) previously described showing the paleo-reconstruction of the study area since the Late Oligocene. The maps also illustrate the platform progradation through the Neogene. White areas correspond to seismic data gaps. Yellow dashes represent the basinward limit of the slope apron, orange continuous arrows show the onlapping contourite drift; and black arrows indicate the emplacement and direction of the contour current. Paleogeographic evolution of the GBB platform provides from Eberli and Ginsburg (1987, 1989).*

The Paleogene was a period of tectonic dislocation of the Great Bahama Bank, marked by the individualization of the Bimini Embayment that forms a large and transverse fault-bounded NE-SW oriented axial graben (Eberli & Ginsburg, 1988, 1989). This structural fragmentation also resulted in scattered peripherical blocks outboard (Bergman, 2005). Some block relics formed buried topographic highs prior to the Aquitanian seafloor in the northern part of the study area (Figs. 12B-D and 13B-D), inducing a hummocky topography with differential subsidence during Neogene deposition. This physiographic configuration results in a 17 km wide and 60 km long depression at the southwestern limb of the Bimini Bank (Figs. 12A and 13A).

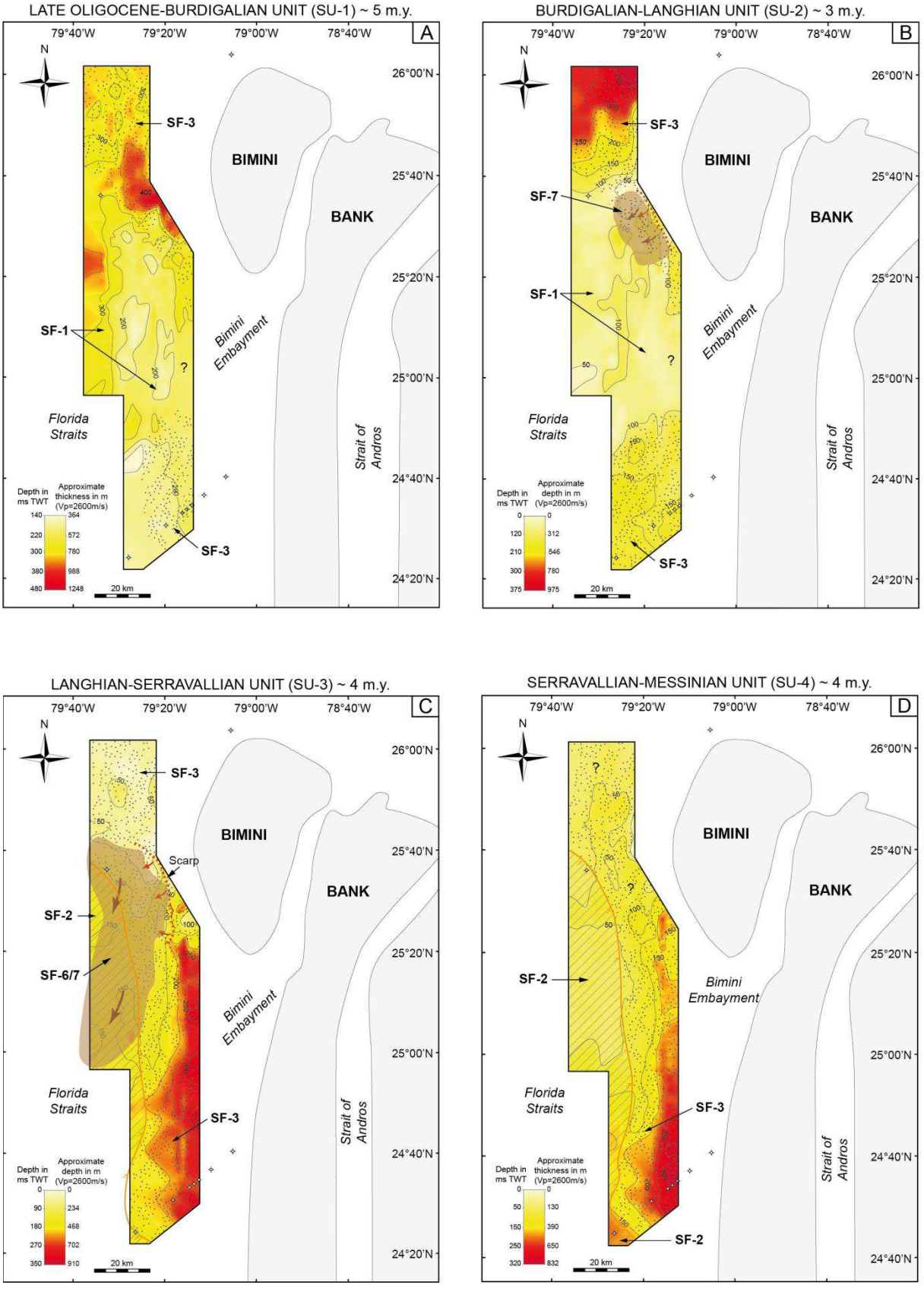
Burdigalian - Langhian (~3 m.y.): Northern slope-apron development (SU-2)

SU-2 shows rapid variations of depositional slope types along strike (< 50 km). It is marked by the onset of a slope apron development in the northern area that prograde towards the W and SW until the Upper Serravallian (Figs. 12B-D and 13B-D). The southwesterly slope forms a steep (2.2°-2.6°) and narrow physiography, whilst the northwest slope displays a more common gentle ramp-like apron (1.1°-0.9°) built up by prevailing sheet-like coarse-grained calciturbidite deposits. MTCs at the base-of-slope of the southwesterly flank of the northern Bimini Bank constitute the onset of successive slope failures, instabilities and large-scale collapse deposits creating abrupt scar and depression upslope. The escarpment margin persists in the south and terminates 50 km northward at the output of the Bimini embayment, which still forms a physiographic reentrant at the end of Langhian (Figs. 12B and 13B).

This architectural configuration may have caused large variations in sedimentation rates along slope during the Aquitanian-Langhian time interval, with a more significant material exportation in the north (Fig. 7).

Langhian - Serravallian (~4 m.y.): Instability to the north and slope-apron development in the south (SU-3)

The SU-3 is marked by two major events that occurred simultaneously and interacted to form the slope to basin physiography.


LATE OLIGOCENE-BURDIGALIAN UNIT (SU-1) ~ 5 m.y.
A
BURDIGALIAN-LANGHIAN UNIT (SU-2) ~ 3 m.y.
B
LANGHIAN-SERRAVALLIAN UNIT (SU-3) ~ 4 m.y.
C
SERRAVALLIAN-MESSINIAN UNIT (SU-4) ~ 4 m.y.
D
79°40'W
79°20'W
79°00'W
78°40'W
26°00'N
25°40'N
25°20'N
25°00'N
24°40'N
24°20'N
N
BIMINI
BANK
Bimini Embayment
Strait of Andros
Florida Straits
SF-1
SF-2
SF-3
SF-6/7
SF-7
Scarp
Depth in ms TWT
Approximate thickness in m (Vp=2600m/s)
Approximate depth in m (Vp=2600m/s)
20 km

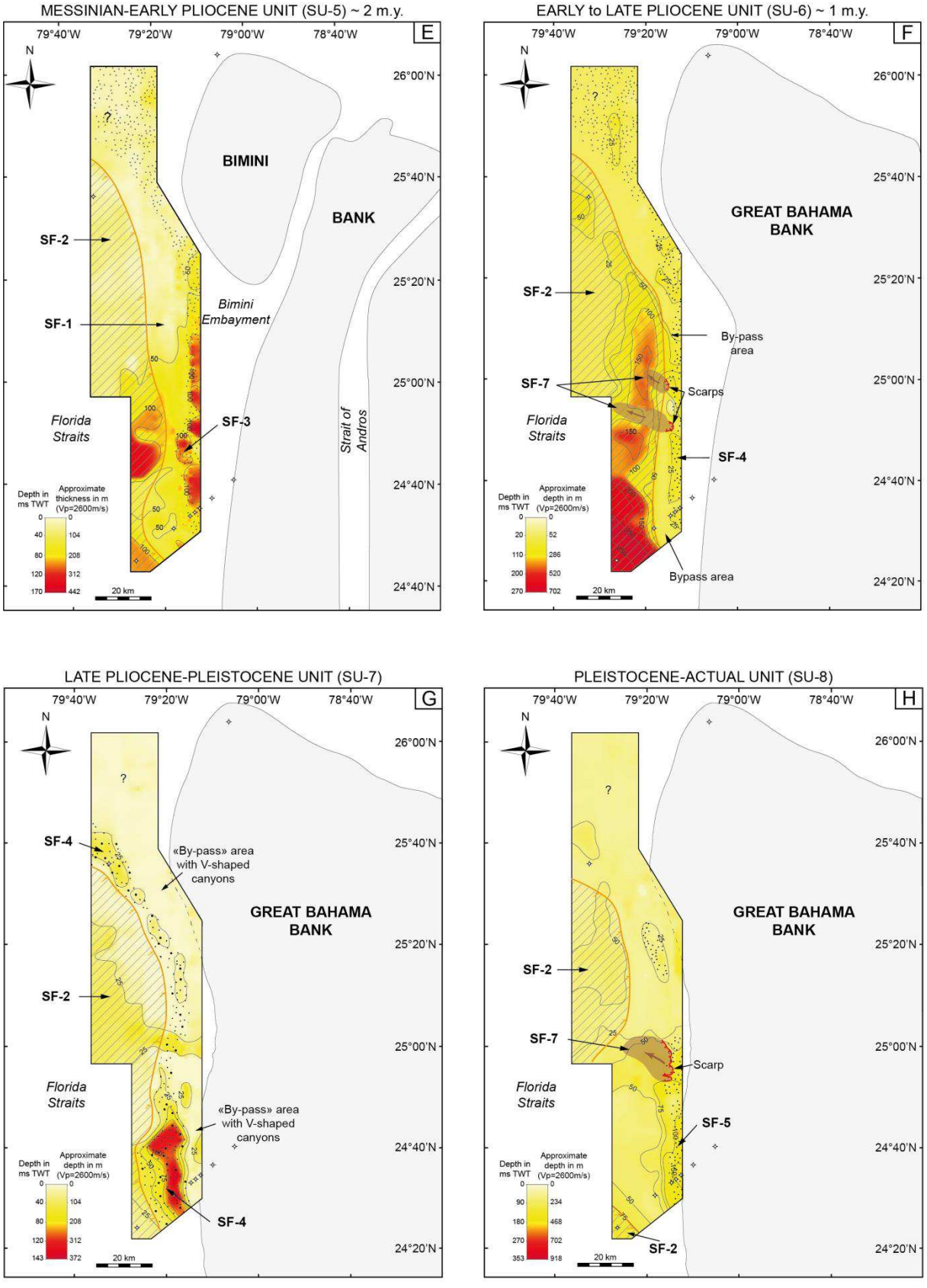

MESSINIAN-EARLY PLIOCENE UNIT (SU-5) ~ 2 m.y.
E
BIMINI
BANK
SF-2
SF-1
SF-3
Bimini Embayment
Florida Straits
Strait of Andros
Depth in ms TWT
Approximate thickness in m (Vp=2600m/s)
20 km
EARLY to LATE PLIOCENE UNIT (SU-6) ~ 1 m.y.
F
GREAT BAHAMA BANK
SF-2
SF-7
SF-4
By-pass area
Scarps
Florida Straits
Depth in ms TWT
Approximate depth in m (Vp=2600m/s)
20 km
LATE PLIOCENE-PLEISTOCENE UNIT (SU-7)
G
SF-4
«By-pass» area with V-shaped canyons
GREAT BAHAMA BANK
SF-2
Florida Straits
«By-pass» area with V-shaped canyons
SF-4
Depth in ms TWT
Approximate depth in m (Vp=2600m/s)
20 km
PLEISTOCENE-ACTUAL UNIT (SU-8)
H
GREAT BAHAMA BANK
SF-2
SF-7
Scarp
Florida Straits
SF-5
SF-2
Depth in ms TWT
Approximate depth in m (Vp=2600m/s)
20 km
79°40'W
79°20'W
79°00'W
78°40'W
26°00'N
25°40'N
25°20'N
25°00'N
24°40'N
24°20'N
N

Figure IV-13 (previous page): *Isochore maps of the eight depositional described periods (A: Late Oligocene to Aquitanian; B: Aquitanian to Langhian; C: Langhien to Serravalien; D: Serravallian to Messinian; E: Messinian to early Pliocene; F: Early to late Pliocene; G: Late Pliocene-Pleistocene; H: Pleistocene to present-day) documenting the evolution of depositional units and their associated characteristic sedimentologic facies through time. The thickness is given in milliseconds two-way travel time, which is converted to approximate thickness in meters by using the displayed correlation, assuming an average velocity of 2600 m/s (Anselmetti et al., 2000). Paleogeographic evolution of the GBB platform provides from Eberli and Ginsburg (1987, 1989).*

(1) The establishment of contourite drifts has been identified all across the Florida Straits at around 15 Ma, illustrating the influence of a bottom-current upon the sediments distribution that flowed along the slope (Mullins *et al*., 1980, 1987, 1988; Bergman, 2005) (Fig. 1). Although current swept were identified in the north of the GBB (Bergman, 2005), no important contourite drift sedimentation was evidenced. Here, seismic observations show that the Santaren Drift expanded all along northwestern GBB slope, forming a continuous and correlative massive feature onlapping the SU-2 slope-apron over more than 150 km along strike (Figs. 7, 12D and 13C). This is consistent with results of Austin *et al*. (1986) and Schlager *et al*. (1988), who describe bottom-current deposits for this period in ODP well 626. The widespread extension of the Santaren Drift coincides with a regional paleo-oceanographic re-organization all along GBB, resulting in the initiation of the "modern" Loop Current/Gulf Stream circulation (Mullins *et al*., 1987) (Fig. 14).

(2) Meantime, the northern slope-apron continued to prograde towards the W and SW but shows different slope-angle through time. This slope steepened, probably as the result of a widespread increase of sedimentation rates during SU-3. The Serravallian was the period during which the highest sedimentation rates are measured (13-18 cm/kyr in ODP wells 1007-1003 and 1005) according to Eberli *et al*. (1997a). The steep slopes, together with high sedimentation rate, may have locally caused upslope failure and triggered large-collapse events (Fig. 12C). Although the estimated slope angle is relatively low (3.5°), MTCs and associated debrites show coarse grain-supported re-sedimented material.

The Serravallian interval illustrates a widespread homogeneity of depositional slope systems, with the regional development of a strike-continuous accretion margin across the entire study area. Similar architectural style changes have been also described in the Maiella Platform in Italy, where the escarpment margin has been interpreted as passing upwards into an accretion slope apron (Eberli *et al*., 1993; Borgomano, 2000), suggesting a common depositional slope evolution in passive margins.

Serravallian - Messinian (~4 m.y.): Slope-apron retreat and encroachment of the contourite drift (SU-4)

The Mid- to Late Miocene was marked by a westward progradation of the carbonate platform, which was also characterized by a continuous-strike accreting slope over the GBB (Eberli & Ginsburg, 1987) (Figs. 4, 12D and 13D). Although slope aprons accreted with the

accumulation of prevailing muddy periplatform ooze and grain-supported calciturbidites sheets during the Upper Miocene, they differed in thickness and declivity. The northern apron was almost flat (~1°) whilst the southern apron slope angle ranged between 2.6° and 4° (Betzler et al., 1999). According to Bernet *et al*. (2000), the upbuilding of the upper to mid-slope apron in the south resulted from the vertical stacking of calciturbidites during high-frequency highstand and lowstand conditions (Fig. 13C). Sedimentation rates were clearly higher in the uppermost part of SU-4 than in the lower part (respectively around 13 cm/kyr and 4 cm/kyr in 1007 ODP well) (Eberli *et al*., 1997a), indicating that the platform probably shed the slope when the progradation was at a maximum. Meantime,, as the Santaren Drift progressively migrated upslope because of the likely persistence of along-slope bottom-currents during the Upper Miocene, they prevented further free-expansion of re-sedimented materials towards the west.

Long-duration emersion was evidenced at the top of SU-4 by a karstified dolomitized surface and shallow incised valleys in the Unda well (Kenter *et al*., 2001). Simultaneously, along the upper slope at the Clino well, an iron-manganese stained hardground indicated a major sedimentary hiatus at the Miocene/Pliocene boundary (Eberli *et al*., 1997a). These observations indicated a sharp decrease in sediment export from the platform at the end of SU-4, when the shelf was entirely emerged (see also Grammer & Ginsburg (1992)). The Santaren Drift still migrated upslope during this period (Fig. 12D).

Messinian - Early Pliocene (~2 m.y.): Generalized drowning of the platform (SU-5)

On the shelf edge of the southern GBB platform, just above the *Me* surface, Clino and Unda wells both reveal packstones and mixed peloidal-skeletal packstones to grainstones rich in deep water foraminifera, indicating a temporal flooding of the platform during the Early Pliocene (Kenter *et al*., 2001). This interpretation is consistent with nannofossil chalk and condensed sections preserved along the slope and basin within SU-5, testifying an increase in water depths over the GBB. This event is interpreted as being a transgression that subsequently caused a significant change in the ecosystems on the carbonate platforms (Kenter *et al*., 2001). The flooding may have also coincided with the final backfilling of the Strait of Andros and Bimini embayment inboard (Eberli & Ginsburg, 1988).This sudden bathymetric increase resulted in a slight eastward retreat of slope aprons with a moderate smoothing of the shelf-slope profiles. It may be linked to a minor upslope migration of the Santaren Drift and, at some extent, might have triggered the first large-scale collapses in the central area (Principaud *et al*., 2015) (Figs. 11, 12E-F and 13E).

Early Pliocene - Late Pliocene (~1 m.y.): Maximum encroachment of the contourite drift and confined debrites (SU-6/7)

SU-6 is characterized by the maximum aggradation and progradation of the contourite drift towards the platform, with depocenters essentially developed in the southern area (Figs. 12F, G). This thickness variation suggests a difference in sedimentation rates along strike (respectively 3-5 cm/kyr in the north and 12 cm/kyr in the south; Eberli *et al*. (1997a)) that may be linked to the source change in production on the platform and/or the variation of the

distance from the source. Moreover, the southern depocenter might have been created by the confinement in the Santaren Channel, which unconfined when it merged with the Florida Straits. This event was relatively short, ranging over less than 1 m.y. and might have been linked to intensification of currents although eustatic conditions that were not well constrained during this time (Fig. 14). Faugères & Mulder (2011) also demonstrate the relationship between the dip of the seafloor and contour-current velocity. Indeed, when the slope was steeper, the velocity of the current tended to increase due to the reduction of the seafloor surface swept by the bottom current.

Laterally, extensive debrites-dominated slope-aprons developed during the Late Pliocene as amalgamated stacked debrites detached from the outer margin (Fig. 6). The upper slope is therefore interpreted as a by-pass zone showing numerous deep (~50-100 ms TWT) V-shape canyons (Fig. 11). The lenticular shape of debrites resulted in a topographic compensation stacking style that forms an accretionary to back-stepping geometry in an upslope direction, causing a progressive decrease of off-shelf transport energy. Debrites mostly form a large strike-continuous belt, as the result of a confined sedimentary backfilling in the former mounded geometry of the Santaren drift moat (Fig. 13G). In the north, high rates of material exportation freely expanded up to the rear of the drift.

The onset of a steep prograding margin occurred over the GBB during the Late Pliocene as a result of a combination of eustatic highstand (Eberli, 2000) and off-bank transportation of coarse peloidal but non-skeletal deposits (Kenter *et al*., 2001). Drastic changes in biological ecosystems (first appearance of the Caribbean reef-building coral *Acropora palmata; McNeill et al., 1997*) coevally operated on the platform as a result of worldwide climatic cooling (Kenter *et al*., 2001) (Fig. 14).

Pleistocene - Present-day (~1.7 m.y.): Establishment of a new slope-apron (SU-8)

The Pleistocene corresponds to the second and last episode of prograding reefal platform growth, characterized by short sigmoidal slope clinoforms with steep slopes (around 45° in the uppermost part of the upper slope according to Betzler *et al*. (1999)) over the Great Bahama Bank (Fig. 4) (Eberli & Ginsburg, 1987; Schlager *et al*., 1988; Eberli & Ginsburg, 1989). Off-bank transport was likely favored by prevailing NNW blowing winds and tidal currents (Wilson & Roberts, 1992, 1995) that deposited very coarse upper shelf-derived skeletal grains on the upper slope (Kenter *et al*., 2001), and caused the over-steepening of the adjacent slope (Kenter *et al*., 2001). High sedimentation rates (10 cm/kyr at ODP well 1003 according to Eberli *et al*. (1997a)) suggest voluminous short-time exportation of material. Although the shelf edge showed a significant basinward stepping migration compared to the former SU-7 (Eberli & Ginsburg, 1989), slope sedimentation was restricted in the vicinity of shelf edge as a consequence of slope heightening and over-steepening (Fig. 12H). SU-8 Shelf-slope progradation is interpreted as resulting from successive glacial and inter-glacial episodes (Eberli, 2000).

The middle part of the study area was affected by important slope collapses and mass wasting deposits whilst basinal sedimentation was mostly dominated by the renewal of periplatform ooze and less active deposition by contourite drifts (Fig. 13H).

Depositional model and control parameters of Neogene-Quaternary carbonate gravity-flows along the slope of the northwestern Great Bahama Bank

The Neogene to Quaternary deep-water carbonate system of the GBB accounted for a particular dynamic slope apron evolution that distinctively displayed successive slope physiography with highly diversified facies and slope angles along strike. Figure 15 illustrates the strike variability of spatial facies distributions of the shelf-slope-basin of the GBB system from the Mid-Miocene to present-day. Figure 15 also shows the relationships between slope morphology, average slope declivity, type of resedimented materials and grain-size prevalence.

The Middle to Late Miocene (Burdigalian to Upper Messinian) slope system can be regionally compared with a mud- to grain-supported *slope apron* or *accretionary margin,* according to the respective classification of Mullins & Cook (1986) and Playton *et al*. (2010), where slope angle averages between ~2.6° and 4° along strike for ~10 m.y. (Betzler *et al*., 1999) (Fig. 15A-B). The Early Pliocene flooding marks a break in the GBB slope evolution as it caused the temporary stop of slope apron growth and the smoothing of the inherited paleo-topography (Fig. 15C). Then, abundant strike-continuous coarse skeletal calcidebrites lens occurred during the Late Pliocene. These were detached from the shelf edge via an erosional "by-pass" upper slope zone, and might coincide to the *base-of-slope apron* system of Mullins & Cook (1986) or the *debris-dominated slope apron* model of Playton *et al*. (2010) (Fig. 15D). The Pleistocene showed the return of even steeper slope morphology, characterized by very short prograding clinoformal aprons (Fig. 15E).

This study shows that several morphologic and stratigraphic features, like MTC occurrences and drift deposits, have been underestimated and poorly integrated in the previous depositional models proposed for the GBB (Mullins & Cook, 1986; Betzler *et al*., 1999, 2000; Eberli, 2000; Playton *et al*., 2010). Here, these features are considered to be the most important control parameters affecting the spatial distribution of gravity-flow carbonate deposits. Analysis of such parameters therefore suggests a re-evaluation in the morphological style of depositional systems to improve understanding of deep-water carbonate deposition and distribution along the GBB.

Role of large-collapse deposits upon the slope apron physiography

Although no lateral slope declivity or grain-size prevalence variations were observed along GBB slope apron during the Mid- to Late Miocene, the style of foreslope morphology may have varied locally. The SW flank of the northern Bimini Bank provides a good example of a narrow and short accreting slope apron that passes rapidly in few kilometers into adjacent larger and more extensive foreslope over a distance of less than 30 km. This area was affected by successive upslope failures during at least 10 m.y., which caused the deposition of gigantic

(>25 * 60 km) MTCs downslope and erosional scars upslope. As a consequence of repetitive collapses, a significant amount of disorganized resedimented materials made up of isolated mega-blocks, boulder complexes, cohesive calcidebrites and coarse turbidites occurs at the base-of-slope domain, forming a hummocky basin-floor topography up to 50 km in the basin. Similar megabreccias and debrite-dominated slope deposits have been previously described as deposits of the original base-of-slope apron by Mullins & Cook (1986). Although the Santaren Drift was active, contourite deposits do not form a thick and prominent obstacle in the basin for the megabreccias, which freely spread out westwards. The aggradation and the upslope encroachment of the Santaren Drift are believed to be not significant enough to confine slope megabreccias at the base-of-slope position and then prevent them from expand further in the basin. The carbonate sediments that immediately postdate the collapses rapidly backfilled the nested excavations formed by the upper foreslope removal to compensate the depression left at the toe of MTC scars. Backfilling sediments were forced to incline downslope over a short distance, forming higher slope-angle clinoforms that initiated subsequent instabilities. Conversely, the adjacent mud-dominated low-angle slope aprons accreted over even larger distances without being affected by upslope instabilities.

The causes of these large-scale collapse events during the Mid- to Late Miocene over a spatially restricted area remains difficult to determine. Several statements can, however, be highlighted with the regard of our current understanding of the GBB evolution:

(1) The regional slope apron does not indicate local declivity increase but remains constant all along the GGB slope (i.e. < 4°). Megabreccia formation therefore does not appear to have been triggered by slope oversteepening. Spence & Tucker (1997) suggest, however, that the initiation of large megabreccias does not also require metastable angular conditions (e.g. exceed of angle-of-repose in grain- to debrites-dominated foreslope) prior to failure in mud-supported low-angle slopes. Submarine instabilities and sliding may be caused by decreasing sediment shear strength at parallel-seafloor décollement planes, which commonly occur in mud deposits undergoing fluid-overpressure at the upper to mid-slope. Fluids may have been rapidly trapped as sedimentation rates upon the slope would have been high. Furthermore, 100 km-wide catastrophic slope failures have been also observed in Mid-Miocene deposits from the distally steepened ramp of the West Florida margin (Mullins *et al*., 1986), testifying that large MTCs have occurred elsewhere in the same period of time along a leeward margin.

(2) The prevalent grain-size of the foreslope does no show significant variations along strike and does not justify differences in slope deposit cohesion and/or lithification along strike.

(3) Burdigalian to Serravallian times recorded the highest rates of slope sedimentation over the GBB (Eberli *et al*., 1997a). These highest sedimentation rates coincide with eustatic-derived highstands where the platform carbonate factory rapidly delivered a maximum amount of downslope over-pressured material (“Highstand shedding”, Droxler & Schlager (1985), Schlager *et al*. (1994), Kendall & Schlager (1981), Jorry et al. (2010)). Here, even whether MTCs seems to be triggered at the end of each depositional sequence when

sedimentary influxes are the highest, the stratigraphic frame is not accurate enough to conclude with certainty.

(4) The early cementation can also be considered as a major factor in MTCs. Principaud et al. (2015) show that Plio-pleistocene MTCs all glided along a common privileged décollement surface, dated Late Messinian–Early Pliocene, which coincided with a regional diagenetic key stratigraphic surface. In ODP Leg 166 wells, early cementation is characterized by well-lithified intervals (i.e., hardgrounds) which are found almost exclusively in glacial lowstand deposits and interpreted to have formed at or near the seafloor (Malone et al., 2001). The lithified hardgrounds produce abrupt shifts in the index properties and shear strengths with unlithified to partially lithified portions. The low shear strength just above the lithified horizons may be a potential weak detachment layer along which slope failure can occur.

Development and role of bottom current upon the architectural evolution of the northern Great Bahama Bank

Various authors have recognized the importance of bottom currents in deep-water realms, pointing out a much more dynamic environment than earlier suggested (e.g., Bergman, 2005; Faugères & Stow, 2008; Faugères & Mulder, 2011; Betzler *et al*., 2014a). The Mid-Miocene was marked by the onset of significant bottom-flow circulation that modified the seafloor physiography by forming contourite drifts in the Florida Straits (Fig. 14) (Mullins & Neumann, 1979; Mullins *et al*., 1980, 1987; Bergman, 2005). In the study area, the Santaren Drift was initiated during the Langhian and evolved until present-day throughout successive phases of growth, and lateral migration. In this study, we demonstrate that the drift correlatively spread out along the northwestern slope of the Great Bahama Bank, conserving the same morphologic evolution along strike through time. The occurrence and emplacement of such a major basinal feature coincides with a general oceanographic re-organization of the Northern Hemisphere that operated around 15 Ma, which has been interpreted as resulting from plate tectonic movements in the Caribbean region (Mullins & Neumann, 1979; Mullins *et al*., 1987). Indeed, the shoaling of the Isthmus of Panama and the progressive closure of the Central American Seaway (CAS) started during the Langhian, causing the onset of the North Atlantic deep water (NADW) circulation and the intensification of the Loop Current in the Gulf of Mexico (Fig. 14) (Mullins *et al*., 1987). During the Miocene, westward down-flowing turbidity currents depositing calciturbidites along the slope, coevally interfingered with muddy contourites deposited by the Santaren Drift that progressively migrated towards the lower to mid-slope. Bottom currents were likely not strong enough to enable the upslope migration of the contourite deposits, which therefore only in the basin and the lowermost part of the slope.

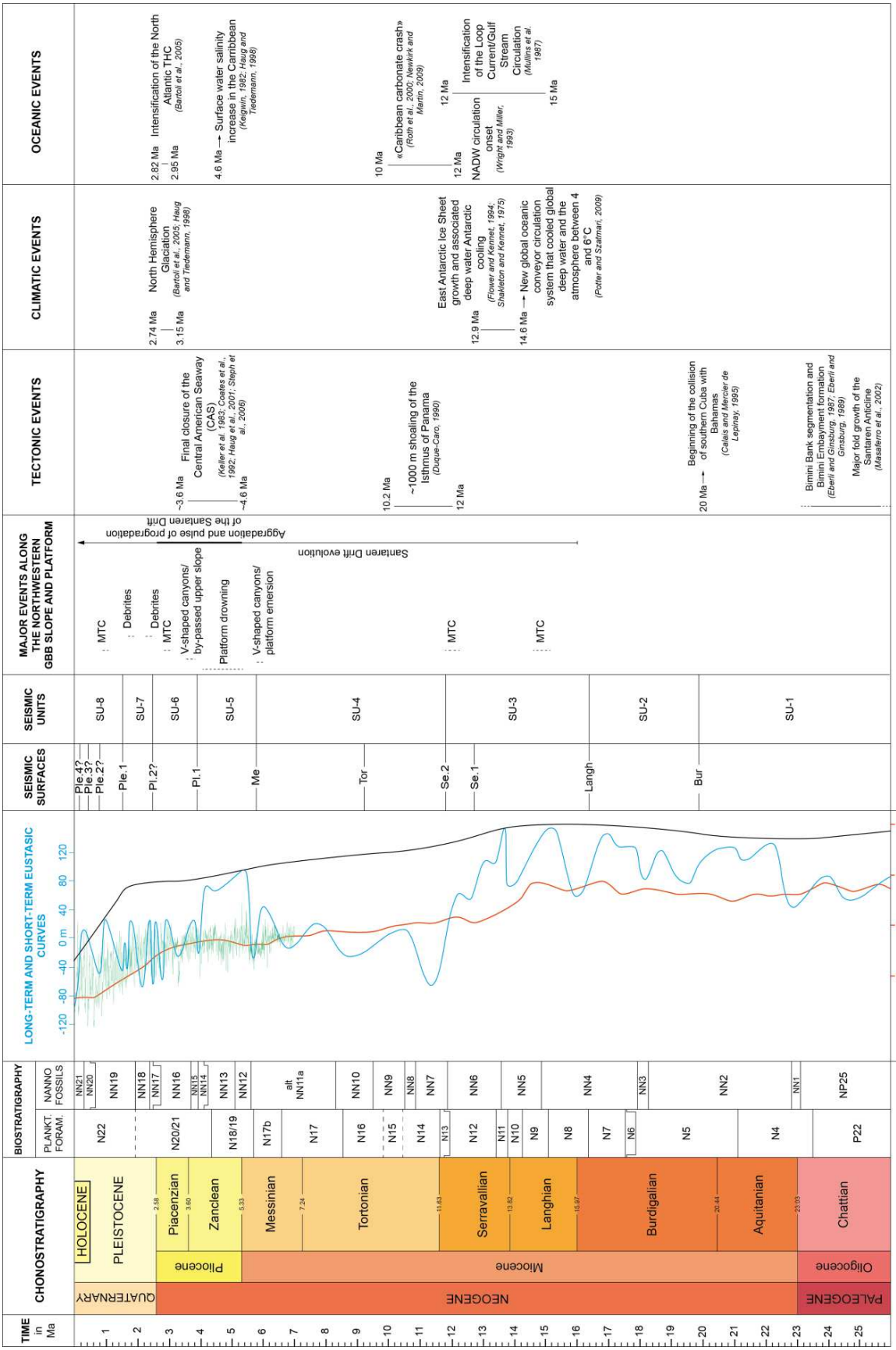

TIME in Ma
CHONOSTRATIGRAPHY
BIOSTRATIGRAPHY
PLANKT. FORAM.
NANNO FOSSILS
LONG-TERM AND SHORT-TERM EUSTASIC CURVES
δ18O (‰ PDB) NORTH ATLANTIC
SEISMIC SURFACES
SEISMIC UNITS
MAJOR EVENTS ALONG THE NORTHWESTERN GBB SLOPE AND PLATFORM
TECTONIC EVENTS
CLIMATIC EVENTS
OCEANIC EVENTS
QUATERNARY
NEOGENE
PALEOGENE
HOLOCENE
PLEISTOCENE
Pliocene
Miocene
Oligocene
Piacenzian
Zanclean
Messinian
Tortonian
Serravallian
Langhian
Burdigalian
Aquitanian
Chattian
SU-8
SU-7
SU-6
SU-5
SU-4
SU-3
SU-2
SU-1
Ple.4?
Ple.3?
Ple.2?
Ple.1
Pl.2?
Pl.1
Me
Tor
Se.2
Se.1
Langh
Bur
MTC
Debrites
V-shaped canyons/ by-passed upper slope
Platform drowning
V-shaped canyons/ platform emersion
Santaren Drift evolution
Aggradation and pulse of progradation of the Santaren Drift
North Hemisphere Glaciation (Bartoli et al., 2005; Haug and Tiedemann, 1998)
2.74 Ma
3.15 Ma
East Antarctic Ice Sheet growth and associated deep water Antarctic cooling (Flower and Kennet, 1994; Shakleton and Kennet, 1975)
12.9 Ma
14.6 Ma → New global oceanic conveyor circulation system that cooled global deep water and the atmosphere between 4 and 6°C (Potter and Szatmari, 2009)
Final closure of the Central American Seaway (CAS) (Keller et al. 1983; Coates et al., 1992; Haug et al., 2001; Steph et al., 2006)
~3.6 Ma
~4.6 Ma
~1000 m shoaling of the Isthmus of Panama (Duque-Caro, 1990)
10.2 Ma
12 Ma
Beginning of the collision of southern Cuba with Bahamas (Calais and Mercier de Lepinay, 1995)
20 Ma →
Bimini Bank segmentation and Bimini Embayment formation (Eberli and Ginsburg, 1987; Eberli and Ginsburg, 1989)
Major fold growth of the Santaren Anticline (Masaferro et al., 2002)
Intensification of the North Atlantic THC (Bartoli et al., 2005)
2.82 Ma
2.95 Ma
4.6 Ma → Surface water salinity increase in the Caribbean (Keigwin, 1982; Haug and Tiedemann, 1998)
«Caribbean carbonate crash» (Roth et al., 2000; Newkirk and Martin, 2009)
10 Ma
12 Ma
NADW circulation onset (Wright and Miller, 1993)
Intensification of the Loop Current/Gulf Stream Circulation (Mullins et al. 1987)
12 Ma
15 Ma

Figure IV-14 (previous page): *Correlations between major gravity-flow deposits occurring along the northwestern GBB and regional tectonic, climatic and oceanic events during the Neogene and Quaternary. Global sea-level curves in light blue and green respectively provide from Haq (1988) and Miller et al. (2005).* $\delta^{18}O$ *curve (red) provides from Cramer et al. (2009). Planktonic foraminifers zones provide from Blow (1979), Berggren and Miller (1988) and Berggren et al. (1995). Calcareous nannofossils zones provide from Lourens et al. (GTS 2004 tables).*

The final closure of the CAS at about 4.7 and 2.7 Ma induced drastic changes in the global thermohaline circulation that may have caused the Late Pliocene North Hemisphere Glaciation (Haug & Tiedemann, 1998; Haug *et al*., 2001; Bartoli *et al*., 2005; Steph *et al*., 2006). This event also coincides with the rapid upslope migration of the Santaren Drift along the Mid- to Late Pliocene slope apron, where contourites rapidly prograded eastwards to form a concave sub-basin at the moat position (Fig. 13C). The subsequent Late Pliocene debrite lens, caused by a sea-level drop, were trapped and confined within the drift-derived moat, forming a strike continuous coarse facies belt along the mid-slope of the GBB. Similar confinements of MTCs formed by the aggrading contourites have been described by Principaud *et al*. (2015) for the Pliocene-Pleistocene.

CONCLUSIONS

New high-quality multichannel seismic data, together with the integration of ODP wells results, have enabled us to enhance understanding of the evolution of the northwestern slope of the Great Bahama Bank carbonate slope-to-basin during the Neogene-Quaternary.

The GBB slope developed as an extensive strike-continuous progradational *slope-apron* system characterized by mud-supported calciturbidites during the Miocene until a major flooding event in the Early Pliocene caused the temporal cessation of slope apron growth and the smoothing of the inherited paleo-topography. In the northern GBB, large collapse-events, typified by kilometric-across MTCs and coarse debrites, locally led the shortening and oversteepening of the slope apron. Successive upslope failures occurred during the Miocene, causing significant local variability in the slope physiography along strike. The Late Pliocene was marked by a return of accreting slope morphology, characterized by significant by-pass and downslope movement of coarse carbonate debrites. Debrite deposition was detached from the shelf edge, building up a base-of-slope apron system along the GBB. The Pleistocene rather evolved as a progradational *slope-apron*, characterized by a steep slope angle until present-day. Recent large MTCs occurred locally and are interpreted as being concomitant with the steep slope physiography.

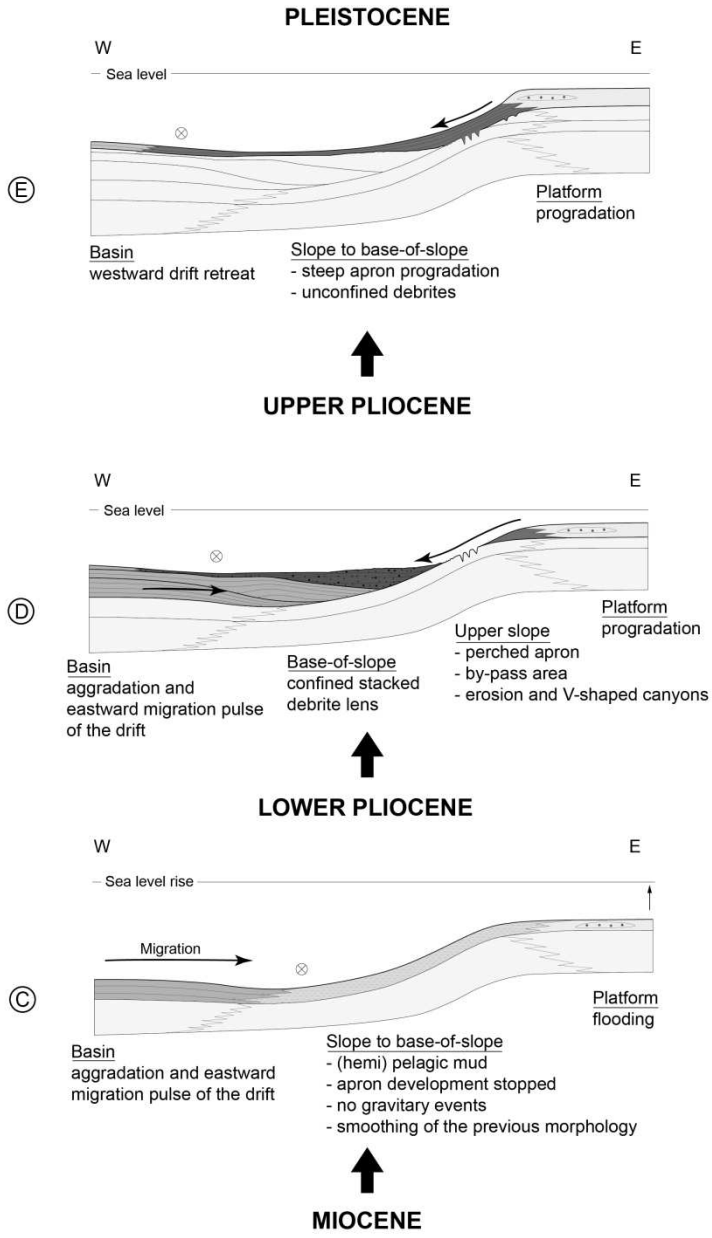

PLEISTOCENE
W
E
Sea level
Platform
progradation
Basin
westward drift retreat
Slope to base-of-slope
- steep apron progradation
- unconfined debrites
UPPER PLIOCENE
Upper slope
- perched apron
- by-pass area
- erosion and V-shaped canyons
Base-of-slope
confined stacked
debrite lens
Basin
aggradation and
eastward migration pulse
of the drift
LOWER PLIOCENE
Sea level rise
Migration
Platform
flooding
Slope to base-of-slope
- (hemi) pelagic mud
- apron development stopped
- no gravitary events
- smoothing of the previous morphology
Basin
aggradation and eastward
migration pulse of the drift
MIOCENE
> Megabreccias
> Calciturbidites
Slope to base-of-slope
- failure scars
- tilted and slided rotational blocks
- platform- and slope-derived megebreccias
- debrites
Basin
eastward drift migration
Slope to Base-of-slope
platform- and slope-derived
mud-supported calciturbidites
Basin
eastward drift migration
Platform
Reefal build-up
Contourite drift
Slope apron
Debrites
Megabreccias

Figure IV-15 (previous page): *Conceptual model illustrating the evolution of the northwestern platform- to- basin Great Bahama Bank through the Neogene to recent time interval. A: Miocene slope apron with megabreccia. B: Miocene slope apron dominated by muddy calciturbidite deposition. C: Lower Pliocene: generalized flooding of the platform and stop of the slope apron evolution. D: Upper Pliocene: base-of-slope apron configuration characterized by a growth pulse of the contourite drift in the basin and massive debrites by-passed into canyons and deposited into the moat. E: Pleistocene: recovery of a slope apron system.*

This study also highlights the importance of drift deposits upon the distribution of downslope margin-derived calciturbidites, debrites, and collapse-related MTCs that repetitively occurred during the last 25 m.y. When contourites formed large mounded features upslope with a well-developed moat depression, they trapped and confined downslope deposits, which could not expand freely into the basin. By extension, contourite deposits significantly prevented the natural development of slope physiography as traditionally illustrated in the literature. Contourite drifts are intimately linked with bottom-currents which are known to reflect a global oceanographic re-organization and climate changes in the Northern Hemisphere between 15 Ma until 2.7 Ma, simultaneously with the closure of the Central American Seaway (CAS).

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors would like to thank the captain and crew of the RV *Le Suroît* for the quality of the acquired data and Ifremer-Genavir for the Carambar cruise organization and onboard data pre-processing. This work has been supported by the French INSU program “Actions Marges.” The author was awarded a grant by the company Total through the Cifre program. The authors are grateful to Stephan Jorry and the second anonymous reviewer for their constructive criticisms, comments, and suggestions which helped to considerably improve this paper. Special thanks to David Peacock and Laurent Gindre-Chanu for the English reviewing.

II. NOTE 2: "LARGE-SCALE CARBONATE SUBMARINE MASS-WASTING ALONG THE NORTHWESTERN SLOPE OF THE GREAT BAHAMA BANK (BAHAMAS): MORPHOLOGY, ARCHITECTURE, AND MECHANISMS".

Article publié dans *Sedimentary Geology*, Vol. 317, March 2015, p.27-42
Résumé étendu en français de l'article:

La bathymétrie haute résolution de la marge nord-ouest du Great Bahama Bank (Bahamas) révèle la présence d'escarpements de 80 à 100 m de haut et de gigantesques Mass Transport Complexes (MTCs) caractérisés par des méga-blocs pouvant atteindre plusieurs centaines à plusieurs milliers de mètres de long.

La configuration actuelle de ces dépôts en masse est le résultat d'une sédimentation particulière au niveau de la marge du GBB au cours du Néogène. Elle se compose : (1) de tabliers de pentes constitués de dépôts carbonatés gravitaires massifs et de gigantesques MTCs qui alimentent la progradation de la plate-forme vers l'ouest et (2) de *drifts* contouritiques boueux, épais et allongés qui se mettent en place le long du talus et progressent vers le Nord. Quatre MTCs distincts (MTC-1 to -4) résultent d'arrachements de pente répétés au cours du Pliocène supérieur et du Pléistocène. Ces MTCs ont glissés le long d'une même surface de décollement datée du Messinien - Pliocène inférieur qui correspondrait à une surface stratigraphique régionale diagénétique clé. Les MTCs visibles dans le bassin proviennent de l'effondrement de la partie supérieure à moyenne du tablier de pente relativement raide. Ils se sont écoulés dans le bassin sur 10 à 20 km s'étendant sur une superficie totale d'environ 400 km^2 et sont partiellement drapés par des dépôts de *drift*.

Les données de sismique réflexion haute résolution ont permis une analyse détaillée de l'architecture stratigraphique de ces MTCs, révélant une forte variabilité de faciès sismiques, allant de stratifications tabulaires à des faciès chaotiques. L'analyse des faciès a montré la complexité de la stratigraphie interne des MTCs ainsi que le remplissage subséquent des dépressions lié aux cicatrices d'arrachement.

Une reconstitution de la mise en place des MTCs a été proposée depuis leur initiation jusqu'au dépôt final. Elle peut expliquer la morphologie irrégulière actuelle du fond marin. Ce modèle tient compte de l'influence de la topographie induite par le *drift* sur la distribution et l'architecture des MTCs successifs au Pliocène inférieur. En effet, le *drift* contouritique indique des variations morphologiques latérales, probablement liées à une augmentation de la sédimentation et peut se présenter sous une forme plane à bombée. L'inclinaison de la pente orientale du *drift* peut varier et agir comme une rampe de décollement secondaire ou au contraire comme un obstacle pour les dépôts en masse.

Des zones bien circonscrites de faciès chaotique préservés dans les dépôts contouritiques pliocène sont interprétés comme le résultat d'échappements de fluides (thixotropie), liés à l'impact frontal entre le MTC et les dépôts contouritiques.

Ces MTCs ne sont pas inhabituels en domaine carbonaté. Des objets similaires et de dimensions comparables ont été décrits dans d'autres zones des Bahamas ainsi que dans différents bassins carbonatés anciens et modernes. Ils indiquent des volumes importants de sédiments remobilisés sur de courtes distances dans des environnements de pente carbonatée.

LARGE-SCALE CARBONATE SUBMARINE MASS-WASTING ALONG THE NORTHWESTERN SLOPE OF THE GREAT BAHAMA BANK (BAHAMAS): MORPHOLOGY, ARCHITECTURE, AND MECHANISMS

Mélanie Principaud[a], Thierry Mulder[a], Hervé Gillet[a], Jean Borgomano[b]

[a] *Université de Bordeaux, UMR 5805 EPOC, Bat B18, Allée Geoffroy St Hilaire, 33615 Pessac cedex, France*

[b] *Centre Scientifique et Technique Jean Féger - TOTAL, Avenue Larribau, 64018 Pau cedex, France*

[1]*Corresponding author. E mail:* melanie.principaud@u-bordeaux.fr

Keywords: Carbonate submarine slope failure, Mass Transport Complex, contourite drift, Great Bahama Bank, seafloor morphology, Upper Cenozoic

ABSTRACT

Along the northwestern margin of the Great Bahama Bank (Bahamas), high-resolution multibeam bathymetry maps have revealed large escarpments, 80-100 m in height, and gigantic carbonate Mass Transport Complexes (MTCs), characterized by megablocks, several hundred to several thousand meters in size.

The present-day configuration of this mass-wasting deposit is the result of the specific basinal sedimentation of the GBB during the Neogene. Marginal sedimentation was produced by: (1) massive gravity-flow slope apron carbonates, feeding from the eastern prograding platform, including oversized MTCs; and (2) thick, elongated, and muddier drift contourite flowing from south to north along the toe of slope. Four distinct MTCs (MTC-1 to -4) resulted from repeated slope failures in the Late Pliocene and the Pleistocene. These MTCs all glided along a common privileged décollement surface, dated Late Messinian – Early Pliocene, which coincided with a regional diagenetic key stratigraphic surface. The MTCs collapsed down from the steep mid- to upper-slope apron, partially draped the drift deposits, and flowed basinward over 10-20 km, extending over an area of approximately 400 km^2.

With the support of good-quality seismic reflection data, a detailed analysis was produced of the stratigraphic architecture of these MTCs, highlighting the high variability of the seismic facies from tabular bounded strata to chaotic patterns. The analysis of the facies demonstrated the internal stratigraphic complexity of the MTCs as well as that of the subsequent filling of the associated headwall scar-related depressions.

A depositional reconstitution of the MTCs is proposed from collapse initiation to final deposition, resulting in the present-day irregular seafloor morphology. The model accounts for the influence of the Early Pliocene drift-induced topography on the distribution and internal architecture of the successive MTCs. Most likely due to sedimentation rate increase, the contourite displayed lateral morphological variations, forming flat to mound-shaped features when upslope collapses occurred. Depending on lee-side steepness, it then acted either as secondary décollement ramp or as natural obstacle for mass-wasting deposits.

Strips of sharply-bounded chaotic facies preserved within the Pliocene contourite are interpreted as far-reaching fluid escape-related facies (thixotropy), resulting from frontal impact with the contourite at the toe of the MTCs.

The MTCs are not unique mass-wasting carbonate deposits, as similar features with comparable dimensions have been reported in the geological record in the Bahamas and in other carbonate basins. However, they clearly illustrate a significant volume of sediment remobilization over short distances in carbonate slope environments.

INTRODUCTION

Recent technological improvements in submarine data acquisition and sub-surface mapping have revealed the broad diversity of mass-wasting morphological features on the seabeds of many continental margins (Mulder and Cochonat, 1996; Locat, 2001; Locat and Lee, 2002; Canals et al., 2004; Wilson et al., 2004; Gamberi et al., 2011). Many studies of

carbonate slope architecture in both modern and ancient settings have demonstrated the common occurrence of such large-scale slope failures, which seem to play a significant role in the slope readjustment and morphological evolution of the carbonate platforms (Mullins et al., 1986; Mullins and Hine, 1989; Mullins et al., 1991; Ross et al., 1994).

The frequency of slope failures, landslides, and gravity-flow deposits along the shelf edge and the slope is thought to be controlled either by internal or external factors, or both (e.g. tectonic to depositional slope oversteepening, seismicity, fabric and textural variation, tidal and wave water agitation, and sea level variations) (Hampton et al., 1996; Spence and Tucker, 1997). Upslope failure may trigger catastrophic gravity-flow transport and deposition along the slope to the toe of slope and basin, where it accumulates to form Mass Transport Complexes (MTCs) which can have run-out distances of over 100 km in a short period of time (Bull et al., 2009).

Mass-wasting deposits from outcrops, have been extensively studied, revealing the great variety of stratigraphic components and facies associations (Cook et al., 1972; Ferry and Flandrin, 1979; James, 1981; Johns et al., 1981; Floquet and Hennuy, 2001b; Savary, 2003; Savary and Ferry, 2004; Courjault, 2011; Courjault et al., 2011). Although some studies have used bathymetrical data and seismic reflection to document large-scale mass-wasting deposits derived from the collapse of adjacent platforms along the modern carbonate platform edges (Mullins et al., 1986; Mullins et al., 1991; Hine et al., 1992; Mullins et al., 1992), few have produced a detailed stratigraphic architecture of these MTCs in three dimensions. Moreover, most previous works has viewed MTCs as individual occurrences, not as resulting from an accumulation of several successive events during the development of the shelf-margin.

Submarine landslides are commonly viewed as downslope translating mass-wasting bodies forming a domain of extension (upslope) where erosional headscarps prevail and a domain of compression (downslope) where landslides frontally interact with basin sediments (Martinsen, 1983; Farell, 1984). It has also been demonstrated that they may develop two contrasting styles along a basal shear surface, prior to arrest, according to the frontal emplacement with the host sediments (Frey-Martinez et al., 2005; 2006). Both generate complex fold and thrust systems at the toe region. (1) The frontally confined landslides have toe region buttressed against undisturbed host strata. They have relatively limited displacement as they remain *in situ* “locked” and do not show significant topography (Trincardi and Argnami, 1990; Huvenne et al., 2002). (2) The unconfined frontally emergent landslides are free to travel considerable distances over the underformed slope position, creating positive topographic feature on the seafloor.

The GBB provides a good example of recently buried carbonate landslides that frontally interacted with massive basinal Pliocene contourite. They also show contrasting morphological styles of the frontal toe region and rapid striking architectural variation along the toe of slope.

This paper aims to illustrate the internal architecture and dynamic evolution of four distinct carbonate MTCs preserved in the Upper Cenozoic along the northwestern slope of the Great Bahama Bank (GBB). This has been achieved by incorporating newly-acquired

multibeam bathymetry and high-resolution seismic data. The observations have enabled (1) the high-resolution mapping of recent carbonate MTCs on the seabed, (2) an analysis of their internal depositional style and geometry variation along slope, (3) a relative chronology of the stacked re-sedimented deposits and (4) the confirmation of the influence of the morphology of massive underlying contourite drift upon the slide-induced MTC distribution along the strike.

TERMINOLOGY

In the literature, catastrophic mass-wasting events have been broadly documented on both siliciclastic and carbonate slopes (Mountjoy et al., 1972; Mullins et al., 1986; Coleman and Prior, 1988; Hine et al., 1992; Hampton et al., 1996; Weimer and Shipp, 2004; Frey-Martínez et al., 2005; Nelson et al., 2011; Posamentier and Martinsen, 2011;). Depending on the classification criteria however, this can involve deposit facies, hydrodynamics, rheology and flow behavior, types of particle support, and so forth. The terminology used to describe mass transport deposits remains ambiguous and can vary from author to author. (Spence and Tucker, 1997; Nardin et al., 1979; Cook and Mullins, 1983; Mulder and Cochonat, 1996). This section attempts to briefly clarify this terminology in order to identify and explain the appropriate terms used in this paper, thus avoiding confusion.

Mass Transport Complexes, olistostromes, and megabreccias include all re-sedimented products resulting from major gravitational instability events on the platform margin. They commonly contain lithified or semi-lithified seafloor sediment involved in sliding and/or slumping in the form of large individual coherent blocks, megablocks, or olistoliths ranging from under a meter to several hundred meters in size (Mountjoy et al., 1972) as well as organized slabs, debris- flows, and turbidites (Cook and Enos, 1977).

The term, Mass Transport Complex (MTC), is broadly adopted throughout subsurface descriptions and defines a seismic facies association consisting of “mounded, hummocky, chaotic, and subparallel reflections with poor to fair continuity and variable amplitude,” restricted to a specific stratigraphic unit (Weimer, 1989; Weimer, 1990; Weimer and Shipp, 2004). It therefore includes all “seismic” features involved in mass-wasting deposits (i.e. various large-sized blocks, debrites, grain-flow deposits, and turbidites) as well as large upslope collapses evidenced by kilometer-wide failure scars (Mullins et al., 1986; Pedley et al., 1992). MTCs can be considered the submarine equivalent of olistostromes, which have been defined from field studies as a lens-shaped mappable sedimentary units (Abbate et al., 1970; Flores, 1955), but which are therefore naturally limited by outcrop dimensions. Megabreccias can be defined using both seismic and outcrop data, but in the case of the former, core control is needed to allow access to the deposit lithology in order to calibrate the seismic facies. In addition, the sediment flow disaggregation suggested by the brecciated facies implies the development of secondary gravity-flows (Krause and Oldershaw, 1979; Mutti et al., 1984). Moreover, they initially excluded rock-fall, grain-flows, and turbidity currents (Spence and Tucker, 1997).

Notwithstanding the lack of information concerning the lithology of deposits, we favor the use of MTC, to describe all erosional and depositional features observed on seismic profiles related to large-scale mass-wasting deposits and involved in a single massive gravitational collapse event. Individual blocks and megablocks will be described as meter- to kilometer-sized lithified units (Mountjoy et al., 1972) preserved within an MTC.

REGIONAL SETTING AND STRATIGRAPHY

Morphology of the GBB platform

The Great Bahama Bank (GBB) is the largest shallow-water platform of the Bahamian archipelago, which forms an extensive carbonate province in the southeastern part of the North America. It is also best known as a modern example of an isolated platform that has been operating under tropical conditions as a highly productive carbonate factory since its inception in the Upper Jurassic (Masaferro and Eberli, 1999). The present-day shelf morphology of the GBB is the result of the complex tectonic and architectural evolution of the Bahamian province since the Early-Middle Jurassic rifting (Eberli and Ginsburg, 1987; Ladd and Sheridan, 1987; Eberli and Ginsburg, 1988; 1989; Denny et al., 1994; Masaferro and Eberli, 1999). The western side of the GBB currently consists of an open leeward margin, which progrades toward the west and is characterized by a gentle slope averaging 2-8° from 250-800 m water depth (Jo, 2013; Betzler et al., 2014).

Distribution of currents and sea-floor morphology

The western slope of the GBB is dominated by major shallow-water currents flowing in the Straits of Florida and the Santaren Channel (Fig. IV-1). The Florida Current is a strong shallow-water current that flows northward toward the North Atlantic realm (Mullins et al., 1987; Leaman et al., 1995; Lee et al., 1995; Wang and Mooers, 1997). It is also supplied by a weaker shallow current issuing from the Old Bahama Channel, which connects with the output of the Santaren Channel (Atkinson et al., 1995; Leaman et al., 1995). Both main shallow currents have given rise to several drift deposits in the study area (Fig.IV-1A) (Hine et al., 1981; Bergman, 2005). Minor, deep, counter undercurrents and semi-diurnal tidal currents flow southward on the seafloor off Florida and the Bahamas Bank (Grasmueck et al., 2007; Correa et al., 2012b; Betzler et al., 2014).

The seafloor of the northwestern slope and adjacent basin is irregular, revealing distinct morphological features such as carbonate mounds (Grasmueck et al., 2007; Correa et al., 2012a; Correa et al., 2012b), sediment waves (Betzler et al., 2014), downslope erosional structures (e.g. failure scars, scarps, and gullies), and large-scale mass-wasting deposits derived from the collapse of the carbonate bank slope (Mulder et al., 2012).

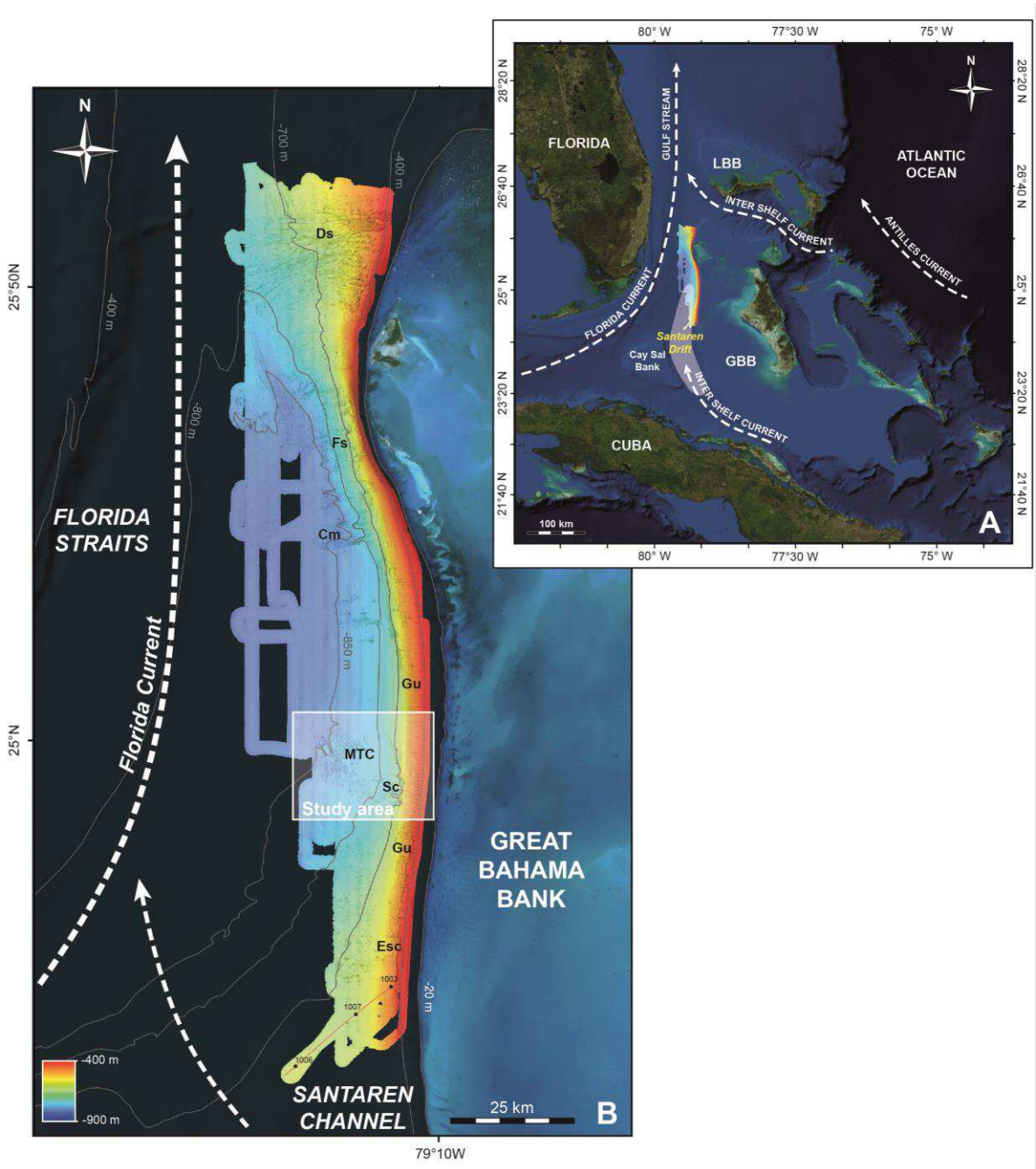


Figure IV-1: *A) Regional map showing the location of the study leg of the Carambar cruise, the trajectories of the main ocean currents (white dashed arrows) in the Bahamian Archipelago, and the location of the Santaren Drift along the northwestern slope of the Great Bahama Bank. B) Bathymetric map of the carbonate slope located to the northwest of GBB showing the principal morphological features: Ds: Downslope structures, Esc: Escarpment, Fs: Failure scars, Cn: Carbonate mounds, Gu: Gullies, SC: Scarp, MTC: Mass Transport Complex. The white box indicates the location of the study area. Note the southward location of the seismic section and Ocean Drilling Program Leg 166 drill sites 1003-1006 and 1007 (Eberli et al., 1997a) used in the stratigraphic and sedimentological correlations for this study.*

Stratigraphy and stratigraphic architecture

The GBB carbonate platform began a homogenous regional expansion at the end of the Paleogene (Eberli and Ginsburg, 1987), with the progressive seaward migration of the shelf edge 25 km westward into the Straits of Florida (Eberli and Ginsburg, 1988; 1989). During the Lower Neogene, the GBB appears to have experienced aggradational growth, characterized by a vertical stacking of the shelf edge associated with a ramp-like slope configuration. From the Middle Miocene, the platform appears to have developed a more prograding pattern, with a steep end-member slope and massive sedimentary aprons. The dominant east-west direction of the progradation coincides with the prevailing wind direction and is therefore thought to be the result of preferential off-bank sediment transport on the western leeward margin (Hine and Neumann, 1977).

The Neogene slope-to-basin stratal architecture is made up of two distinct re-deposited units, respectively characterized by mud- to clast-supported carbonate slope aprons and muddier drift contourite deposits. Both form distinct, thick sedimentary wedges that have coevally interfingered at the toe of slope of the GBB platform since the Serravalian (Eberli et al., 1997a; Anselmetti et al., 2000). (1) The slope apron consists of laterally stacked, sigmoidal fine- to coarse-grained carbonate sheets that gently prograde downslope into the Straits of Florida (Eberli and Ginsburg, 1987; 1989). The sheets homogeneously display west-dipping gravity-flow debrites containing shallow-water carbonate components (i.e. coral debris, gastropods, red to green algae, and bivalves) produced from the platform bank with intercalations of fine- to coarse-grained calciturbidites and slumps (Eberli et al., 1997a; Betzler et al., 1999). Favored by regional flooding during the Early Pliocene, hemipelagic basinal nannofossil mud and chalk/ooze rich in planktonic and benthic foraminifers backstepped over the slope apron, which temporally retreated eastward (Kenter et al., 2001). (2) Contourite deposits prevail in the basin and pinch-out along the strike line of the western shelf slope (Eberli et al., 1997a; Anselmetti et al., 2000). These are horizontal or east- to northeast-dipping drift deposits characterized by continuous conformable and low-amplitude internal reflections. The uppermost part of the drift was formed during the Early to Late Pliocene and shows a more mounded and lenticular morphology composed of distinct downlapping and onlapping reflections that steepen as the drift progrades upslope. The contourite deposits average 600 m in thickness, 60 km in width, and 160 km in length and belong to the Santaren Drift (Bergman, 2005). They form a typical mounded-confined drift (Bergman, 2005; Faugères et al., 1999) that thins eastward toward the moat borders. It was also during the Early to Late Pliocene that the maximum encroachment of the drift upon the base of slope occurred. Here, the drift is composed of unlithified nannofossil ooze interbedded with clay and silts (Eberli et al., 1997a; Anselmetti et al., 2000).

Carbonate production on the platform, together with the re-sedimented material flux feeding the downslope aprons are thought to be largely controlled by third to fourth order sea-level fluctuations (Eberli et al., 1997b; Betzler et al., 1999). The sedimentation rate is considered highest during sea-level highstands, when the platform is flooded (Schlager, 1981; Mullins, 1983), while the falling stages expose the platform and restrict sediment production to the fringes (Eberli, 2000). Sediment production and off-bank transport occur along the open

leeward margins of the GBB (Hine et al., 1981) and are responsible for the huge mass of re-sedimented deposits on the slope and in the basin (Wilber et al., 1990; Rendle and Reijmer, 2002).

DATA AND METHODOLOGY

The dataset used to carry out this study comprised a high-resolution bathymetric map and a grid of 2D high-resolution multichannel seismic reflection data (Fig. IV-2), both acquired during the CARAMBAR Cruise (Mulder et al., 2012). Seismic sections were shot using a mini-GI 24/24 in^3 air gun, and a 96-traces/700-m-long streamer. The streamer and source positioning were derived from vessel DGPS. The seismic data was processed using SISPEED software (©Ifremer). The basic processing flow included (1) NMO correction, (2) 96-fold stacking, and (3) constant velocity gradient migration. The obtained seismic lines had a vertical resolution of 2 m.

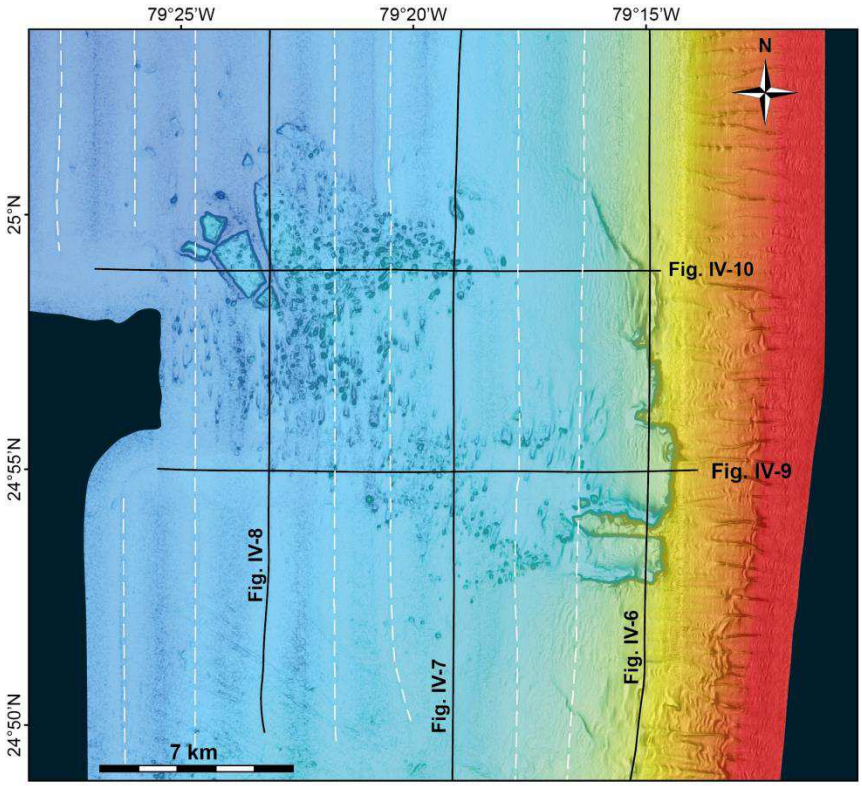


Figure IV-2: *Map showing the multichannel seismic reflection lines collected during the Carambar cruise in the study area (white dotted lines). The seismic lines illustrated in this paper are represented by the plain black lines.*

The seafloor morphometric analysis was based on a 20 m DEM acquired with a Kongsberg EM302 multibeam echosounder. The ages of the seismic units were obtained from regional correlations performed on three southern deep ODP holes (1003-1006-1007) from Leg 166 (Fig. IV-1B), which provided accurate chronological constraints based on planctonic foraminiferal and nannofossil zones from the Pleistocene to Upper Middle Miocene (Eberli et

al., 1997a). In order to improve this key operation, the seismic lines used for this drilling/seismic data correlation underwent an enhanced processing including pre-stack depth migration (Thereau, 2011).

RESULTS

Seafloor morphology

The bathymetric map covers an area of approximately 1000 km^2 (Fig. IV-3) and enables the high-resolution analysis of seabed morphology from slope to basin area. The upper slope, ranging from 250-600 m water depth, shows a gentle mean gradient of around 3° (Fig. IV-3). It is incised by narrow, elongated, sub-parallel, regularly-spaced gullies with an average length of 4 km and average width of 750 m. The majority of the gullies are straight with shallow incisions not exceeding 10 m in depth. They are perpendicularly aligned to the shelf edge and extend down to 700 m water depth. To the south of the study area, at around 450 m water depth, a 40-meter-high escarpment lies along the slope and extends over 40 km (Fig. IV-3). It forms a straight lineament edge in the middle of the slope, lies parallel to the shelf border, and clearly crosscuts the gullies.

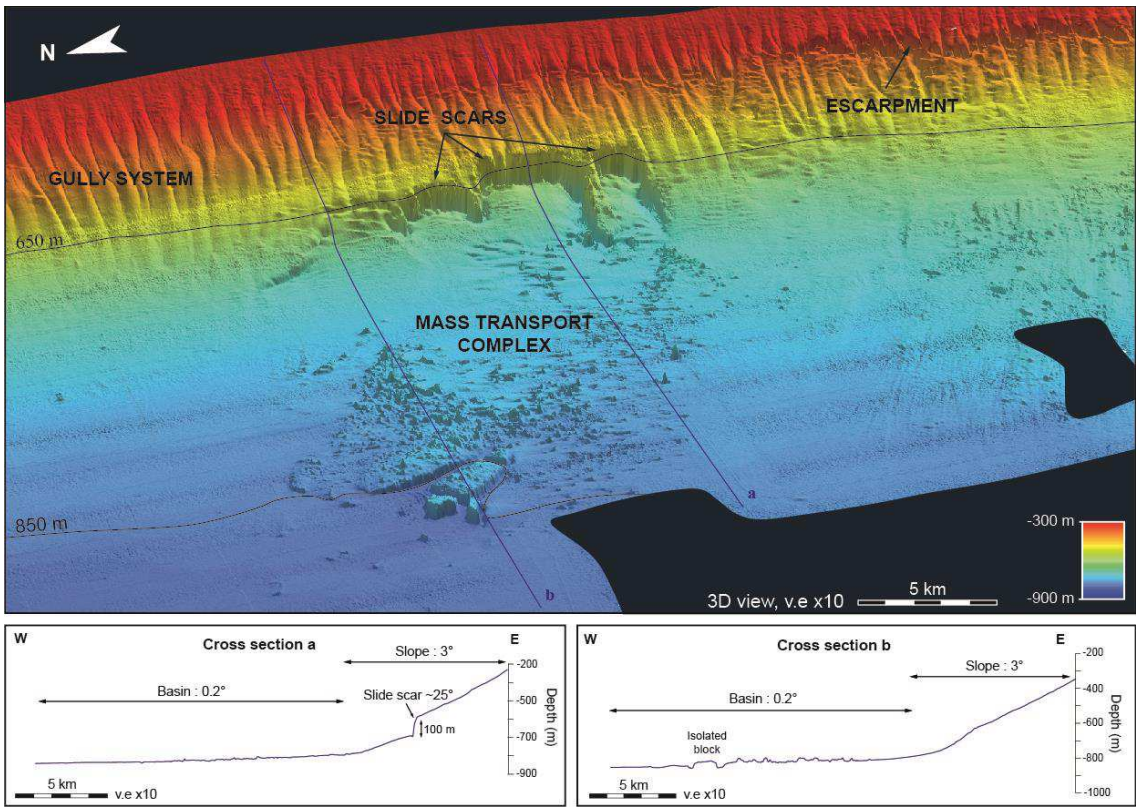


Figure IV-3: *3D view of the Mass Transport Complex facing west toward the headwall area with a vertical exaggeration of x10. Prominent features include a gully system extending in a great escarpment toward the south on the upper slope and a wide failure scarp and its associated Mass Transport Complex in the basin. (a) & (b) show the location of 2 cross sections through the MTC area.*

The slope also has large-scale escarpments forming abrupt morphological cliff-like edges, characterized by a steep 25° gradient and a height of 80-100 m. Three prominent failure scarps can be clearly observed, each extending over 9 km from south to north and separated by long spurs, which appear to be remnant of the original slope that has slid away (Fig. IV-4). The spurs are 3.2 km long and around 400-800 m wide. The highest escarpment on the northern side is covered by 5-m-high carbonate mounds (Correa et al., 2012b). Small dispersed 50-m-wide circular pockmarks are found at the top of the northern scar (Fig. IV-4B). Sedimentary prisms border the toe of the scarps and adjacent spurs, displaying a flat to wavy surface overlain by sediment waves. The internal sides of the escarpments are underlain by 10- m-deep moats, which are locally affected by plunge pools (Fig. IV-4B).

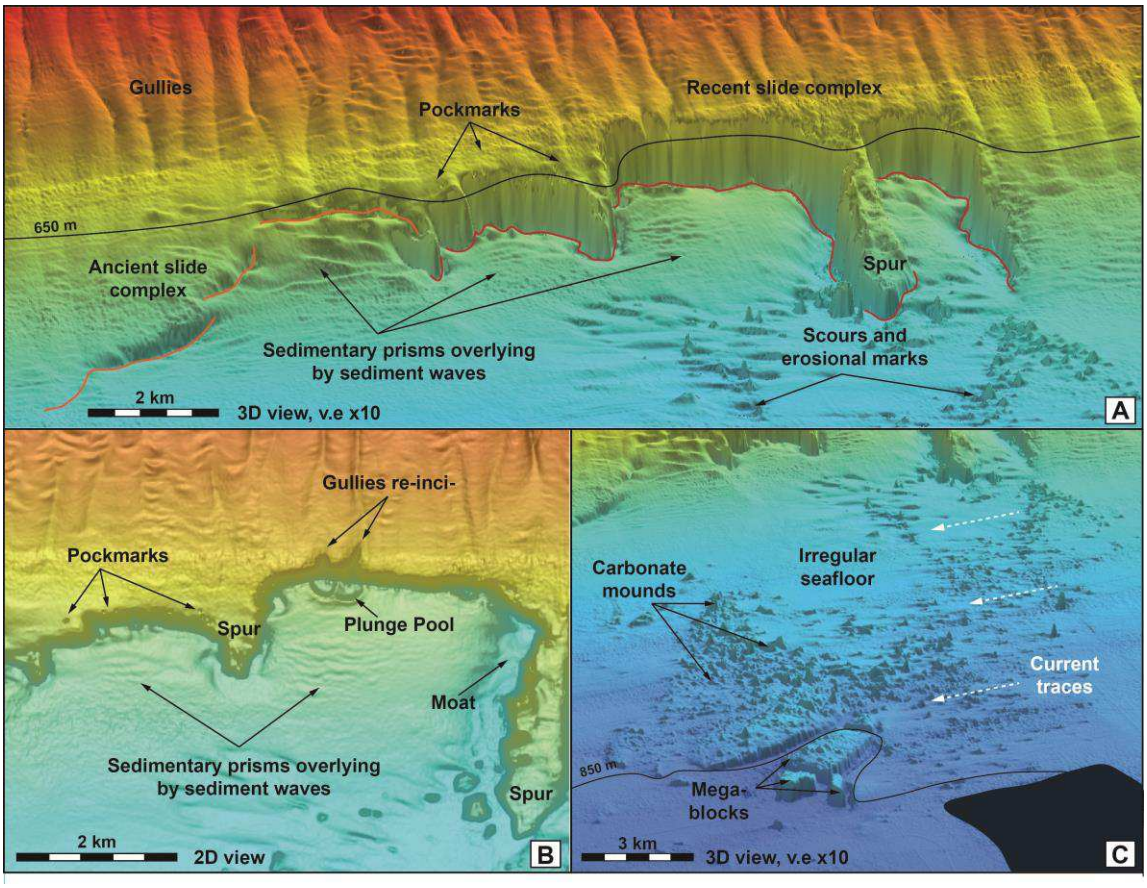


Figure IV-4: *View of the main morphological features constituted by the Mass Transport Complex with a vertical exaggeration of x10; (A) The proximal zone shows steep outer walls to the south and an ancient slide complex to the north, infilled by a sedimentary prism overlain by sediment waves; (B) Zoom on the slide scar, which shows the location of the pockmarks at the top of the scar, the plunge pools vertically below the gully incisions, and the moat that follows the scarp; (C) The distal area, characterized by irregular seafloor morphology due to the mass transported, which ended in large megablocks.*

The toe-of-slope domain is characterized by a hummocky surface extending basinward over about 300 km^2 and a very low gradient of 0.2° (Fig. IV-4C). This area is also affected by

strong currents as suggested by the south-north lineaments, interpreted as scours and erosional marks at the back of the debris blocks and carbonate mounds (Fig. IV-4C) (Mullins et al., 1984; Grasmueck et al., 2007; Correa et al., 2012a; Correa et al., 2012b). The basin area, where the MTCs are located, ends at 850 m water depth with large angular megablocks, 1-2 km wide and 50 m thick. The relief between the blocks is accentuated by bottom-current erosion (Fig. IV-4C). The hummocks and the megablocks form topographic highs, which provide a substrate for the growth of deep-water coral communities (Grasmueck et al., 2007; Correa et al., 2012b).

SEISMIC STRATIGRAPHY

General characteristics of the MTCs

Most of these MTCs are rooted upon an asymmetrical long-wavelength concave-shaped surface which dips slightly toward the west for 10 km and then slopes back upwards in the basin (red reflector in Figs. IV-9 and IV-10). This surface represents an extensive high-amplitude reflector over the total study area and corresponds to a regional transgressive surface dated 5.4 Ma (Late Messinian - Early Pliocene) (Eberli et al., 1997b; Anselmetti et al., 2000; Eberli, 2000; Kenter et al., 2001) (Fig. IV-5). Each MTC is laterally bounded landward by vertical to sub-vertical lineaments, coinciding with elongated spur escarpments, oriented west-east. They form U-shaped erosional failure corridors, entirely filled with sediments. The filling architecture is confined within each slide scar and presents moderate- to high-amplitude well-layered seismic reflectors ranging from concordant and sub-horizontal to mounded morphologies with internal thinning and truncations (Figs. IV-5 and IV-6). Outboard, the MTCs spread out beyond the spurs for 10-20 km basinward. They form elongated lobate-shaped wedges displaying a progressive thickening toward the northwestern distal area (Fig. IV-11). The MTCs are commonly characterized by transparent to low-amplitude chaotic facies with some packages of high-amplitude reflectors showing a greater degree of coherency. These packages are marked by highly-deformed reflectors and exhibit varying degrees of internal deformation from plane parallel to folded patterns (Figs. IV-5, IV-7, IV-9 and IV-10). They are commonly separated from the host strata by laterally and frontally sharp and nearly vertical facies boundaries.

MTC-1 and MTC-2

MTC-1 and MTC-2 lie around 200 ms TWT below the modern seafloor (Fig. IV-6), and extend longitudinally over at least 10-20 km (Fig. IV-11). The failure scar forms a large, abrupt rectangular-shaped morphology around 100-200 ms TWT in depth and 1-2 km in width (Fig. IV-6). The upper termination of the buried scars coincides with a regional stratigraphic surface, dated 3.6 Ma (Late Pliocene; blue reflector) (Eberli et al., 1997b), typified along the strike by incised V-shape canyons, 50 to 100 ms-deep, that truncate the underlying Early Pliocene succession along the slope (Fig. IV-6). The failure scar is filled with high-amplitude layered reflectors. Both buried failure scars and their internal filling are entirely sealed by very-high-amplitude Pleistocene wavy layered reflections (Fig. IV-6).

Basinward, MTC-1 and MTC-2 consist of massive units of low-amplitude and chaotic reflections with irregular upper surfaces and lateral vertical boundaries that mark a sharp contact with the low-amplitude sub-parallel layered horizons of the Early Pliocene contourite (Figs. IV-7 and IV-8). The thickness of these MTCs increases in their distal part while their width increases along the strike to subsequently decrease basinward (Figs. IV-7 and IV-8). They are overlain by concordant high-amplitude layered seismic facies (Figs. IV-7 and IV-8).

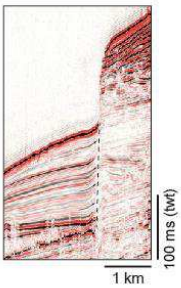
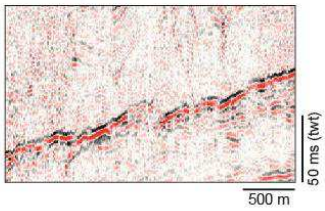
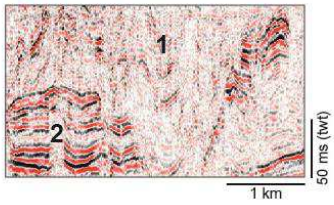
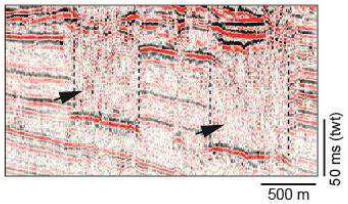
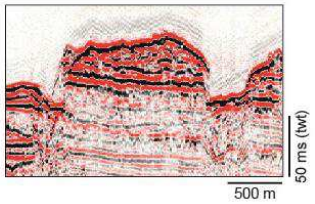
Acoustic facies & erosional features	Internal configuration	Interpretation
	Steep escarpment separating truncated continuous reflection of the slope to low-amplitude, comformable onlaping continuous reflections of the infill post mass-wasting Escarpment angle ~25° Height ~100 m Slope angle ~3°	Scarp
	Low-dip high-amplitude, continuous to discontinuous horizon separating highly chaotic facies (MTC) from medium to low amplitude continuous to discontinuous facies slope apron deposits	Landslide base (décollement level)
	Consists of two seismic facies: 1. Highly discontinuous low-amplitude and chaotic reflections 2. Remnant folded/thrusted high-amplitude reflections	Mass Transport Complex
	Blind transparent acoustic facies, laterally limited by vertical to sub-vertical sharp boundary; Adjacent reflectors truncations	Thixotropy (Shaked sediments)
	High-amplitude semi-continuous layered facies with sub-vertical sharp boundary; topographicaly overlooking surrounding seabed	Megablock

Figure IV-5: *Examples of characteristics acoustic facies and erosional features defining MTCs, their internal configuration and interpretation.*

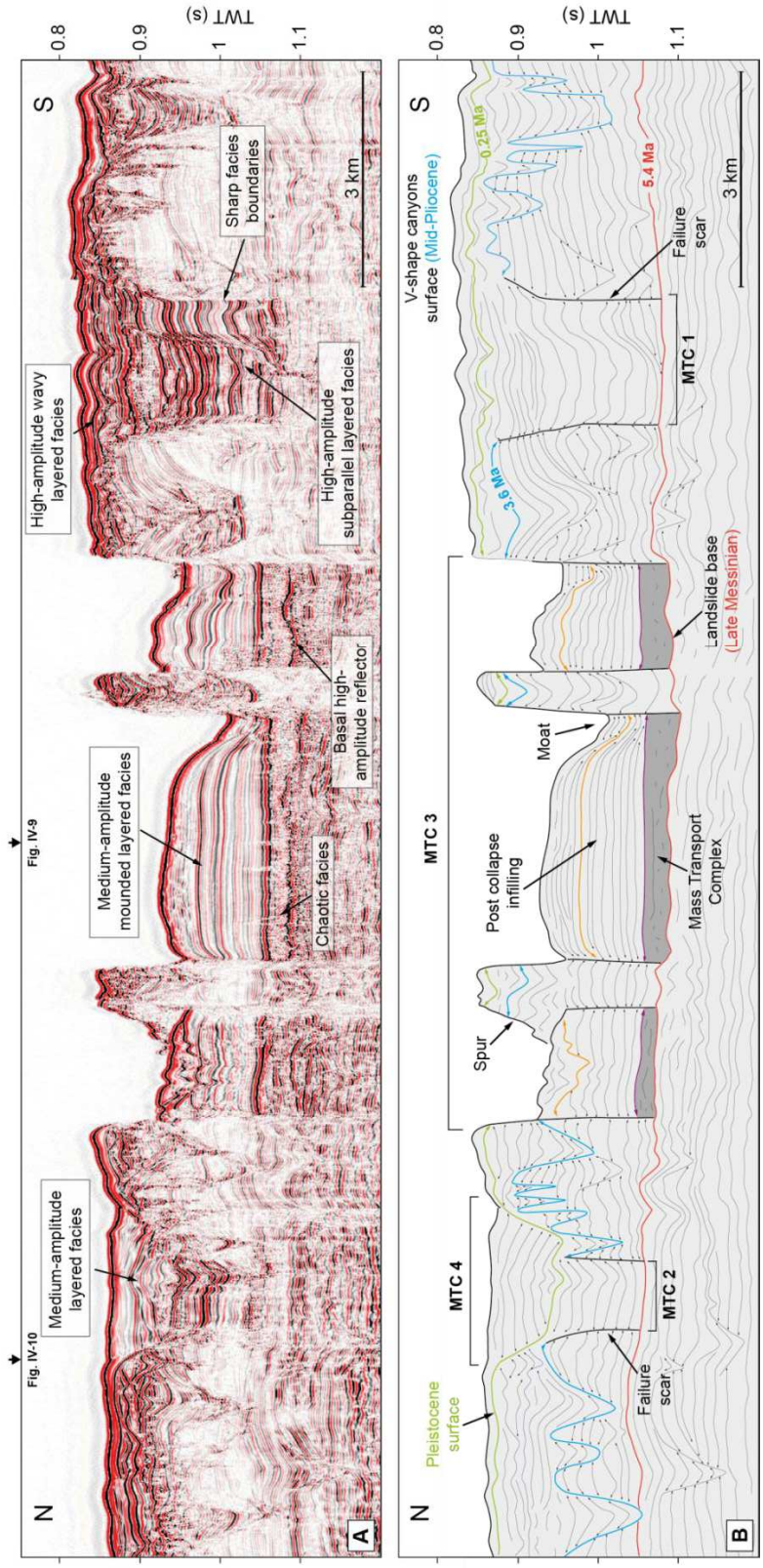


Figure IV-6: *Strike-oriented seismic profile (see Fig. IV-2 for location) imaging the different Mass Transport Complexes occurring at the headwall domain between the Late Miocene and Pleistocene and rooted upon the same Mid-Tortonian basal décollement surface. Note the post-collapse infilling of the erosional features.*

MTC-3

MTC-3 is large in comparison with MTC-1 and MTC-2 and is the most visible MTC on the present-day seafloor. The associated failure scar complex is located around 200 ms TWT below the modern seafloor and consists landward of three major sharp scars, 1.5-3 km in length and 200 ms TWT deep, separated by elongated thin spur escarpments (Fig. IV-6). Overall, they extend over 9 km in width and 20 km in length, presenting a lobe-shaped morphological feature (Fig. IV-11). The headwall region is defined by prominent spurs, made up of continuous deposits ranging from the Messinian to the Pleistocene without any major sedimentary hiatus. For each scar, the basal infilling is homogenously characterized by a thin layer of low-amplitude chaotic reflectors (Fig. IV-6). This unit is systematically overlain by a thick package of medium-amplitude layered reflectors, which show an asymmetrical domal morphology. They dramatically thin-out toward the south and form large transversal U-shaped moats adjacent to the spur flanks (Figs. IV-6 and IV-9), which are subsequently filled by younger sub-horizontal layered reflectors. This scar infill significantly progrades, becomes thinner, and then passes seaward into high-disrupted seismic facies (Fig. IV-9).

Basinward, MTC-3 extends laterally and interfingers with MTC-1 and MTC-2, forming a large area of low-amplitude and chaotic facies (Fig. IV-7). This unit includes a massive package of semi-continuous, high-amplitude, highly-deformed strata reflectors, which show clear evidence of localized deformation (Fig. IV-7). MTC-3 is bounded in its upper part by the seafloor and laterally bounded by steep flanks cutting throughout the surrounding host strata. Toward the dip, the background strata display an undeformed thick package of low-amplitude, sub-parallel, and well-laminated layered reflectors. This unit is characterized by an elongated mounded to flat geometry and is defined as massive Early to Late Pliocene drift contourite (Bergman, 2005), which progressively fill the concave topography induced by the Late-Messinian surface (Figs. IV-9 and IV-10). The morphology of the contourites differs from the north to the south as it looks closely related to the angle of the basal surface, which appears flatter in the south (Figs. IV-9 and IV-10). In the northern part, the contourites have a mounded-shape, which dips steeply toward the eastern slope (Fig. IV-10) and shows several buried areas of compartmentalized chaotic facies further westward, laterally limited by sharp sub-vertical boundaries (Fig. IV-10).

On the present seafloor, the 1-2 kilometers-sized megablocks are composed of continuous high-amplitude reflectors that remain entirely undeformed and well-individualized by steep outward dipping flanks. They are separated from the surrounding mass of high-amplitude, semi-continuous, and sub-parallel seismic horizons by 30-40 m deep moats (Figs. IV-5 and IV-10).

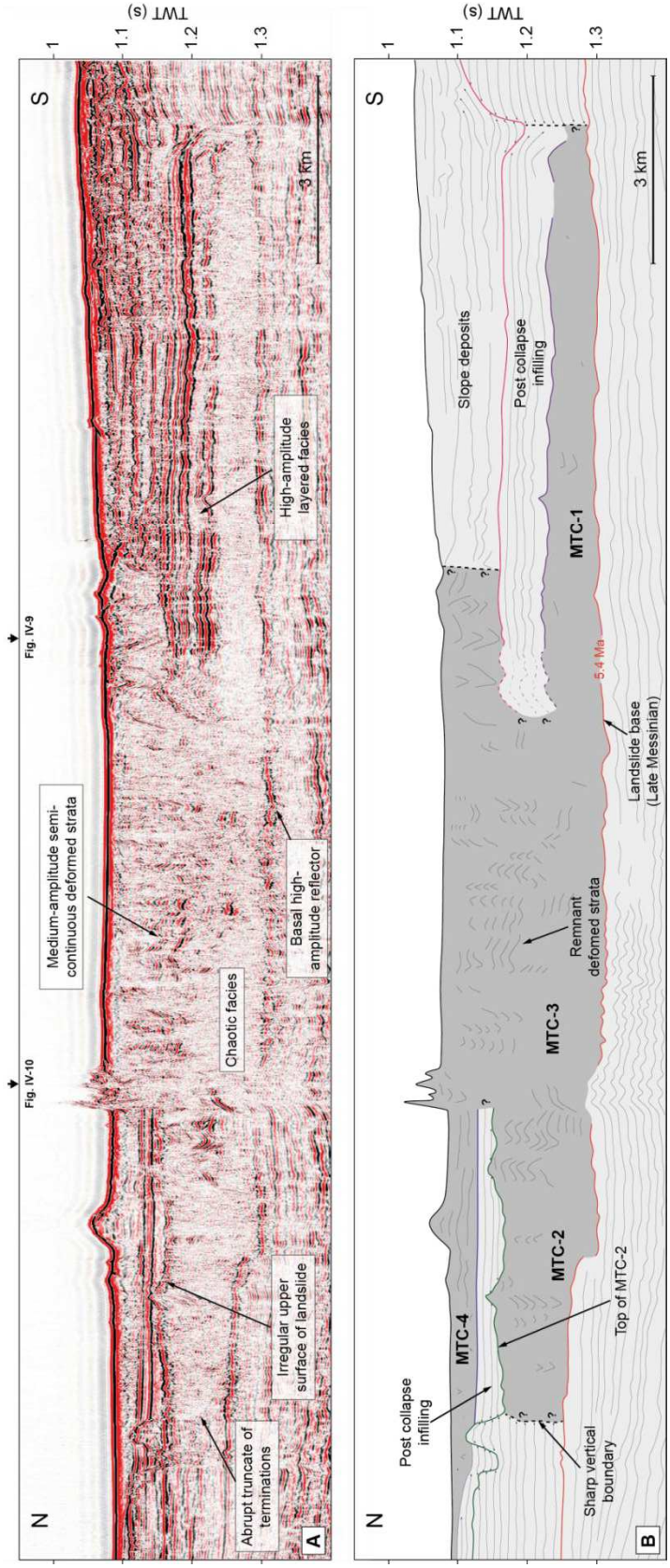


Figure IV-7: *Strike-oriented seismic profile (see Fig. IV-2 for location) showing a large expanse of chaotic facies, illustrating the vertical and lateral stacking of the four MTCs at the base of slope domain. Note the packages of remnant deformed strata included in the MTCs.*

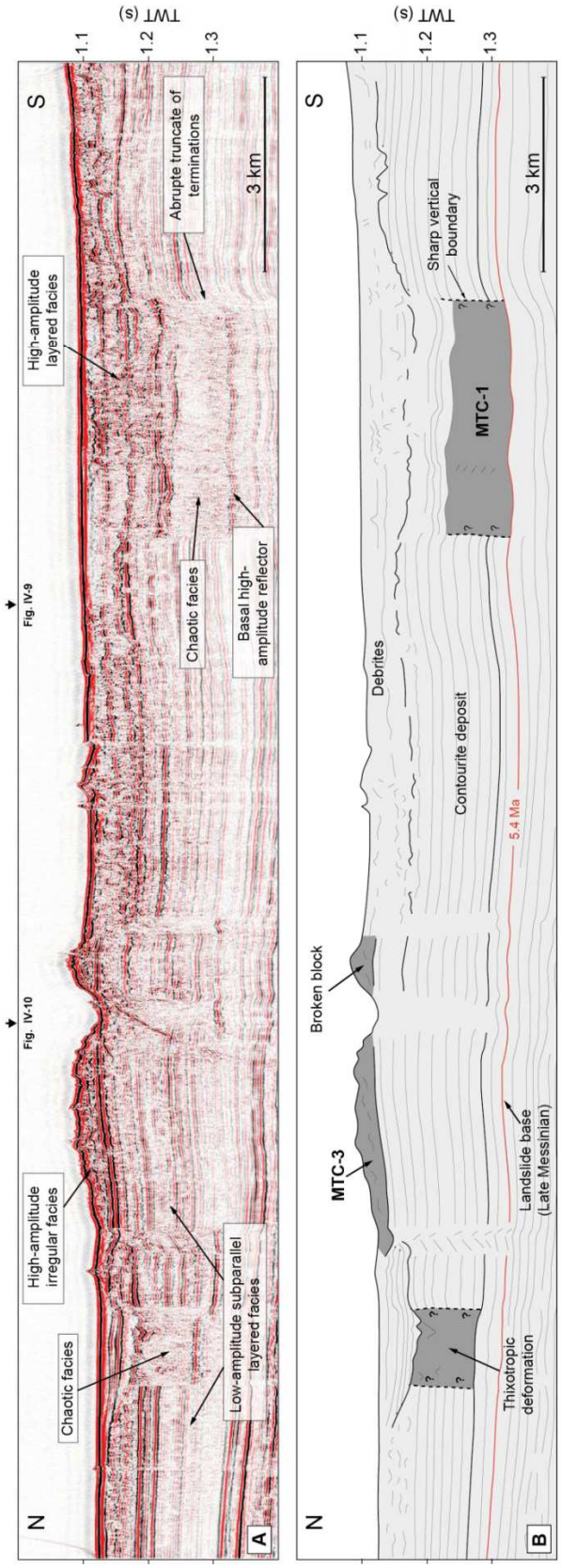


Figure IV-8: *Strike-oriented seismic profile (see Fig. IV-2 for location) showing the distal extent of the MTCs. Note the sharp vertical boundaries with the host strata constituted by a thick package of drift deposits.*

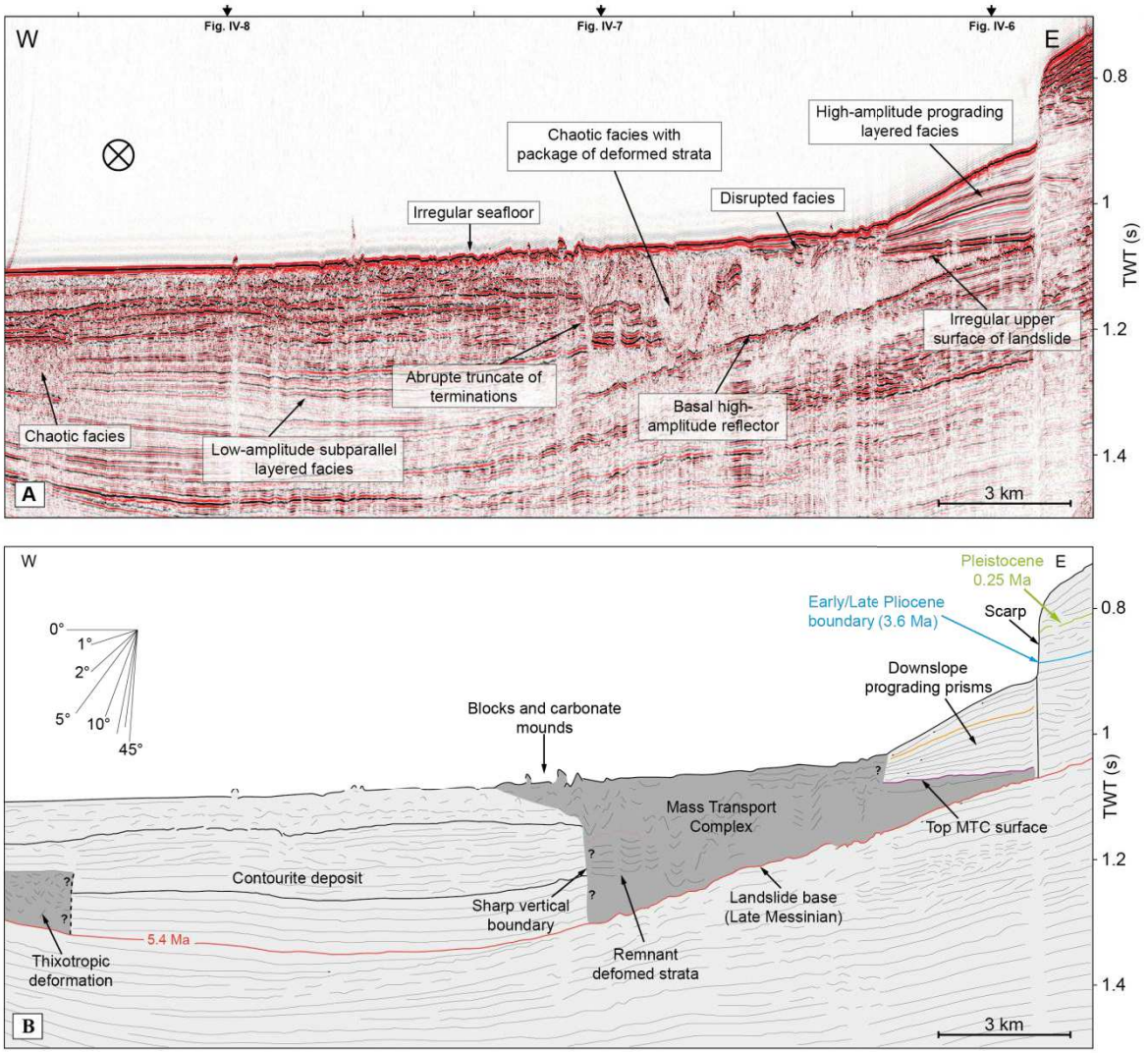


Figure IV-9: *Dip-oriented seismic profile (see Fig. IV-2 for location) illustrating the southern basinward extension of the MTCs and their contact with the contourite. Note the sharp vertical boundary with no significant compressive structures. The basal décollement surface follows the strata of the underlying deposits and shows an asymmetrical concave-shaped morphology. The overlain contourite has a flat, elongated shape. In the toe domain, compartmentalized strips of sharply bounded chaotic facies embedded in the contourite indicate intense fluid escape.*

MTC-4

MTC-4 is located around 100 ms TWT below the modern seafloor (Fig. IV-6), and extends basinward over 10 km (Fig. IV-11). This event is rooted upon a Pleistocene surface, dated 0.25 Ma by Eberli et al. (1997b), which truncates the previous strata corresponding to the infill of MTC-2 (Fig. IV-6). Inboard, it is characterized by a V-shaped slide scar morphology, from 1.5 km in length and 100 ms TWT in depth. The lateral slide scar boundaries appear less abrupt than in the previously described MTCs. Basinward, MTC-4 shows a transparent to chaotic facies (Figs. IV-7 and IV-10), which extends over 12 km (Fig.

IV-11) and overlays the older MTC-2 (Fig. IV-10). The slide scar is subsequently filled by a unit of medium-amplitude layered reflectors (Fig. IV-6), which laterally progrades and thins out outboard (Fig. IV-10).

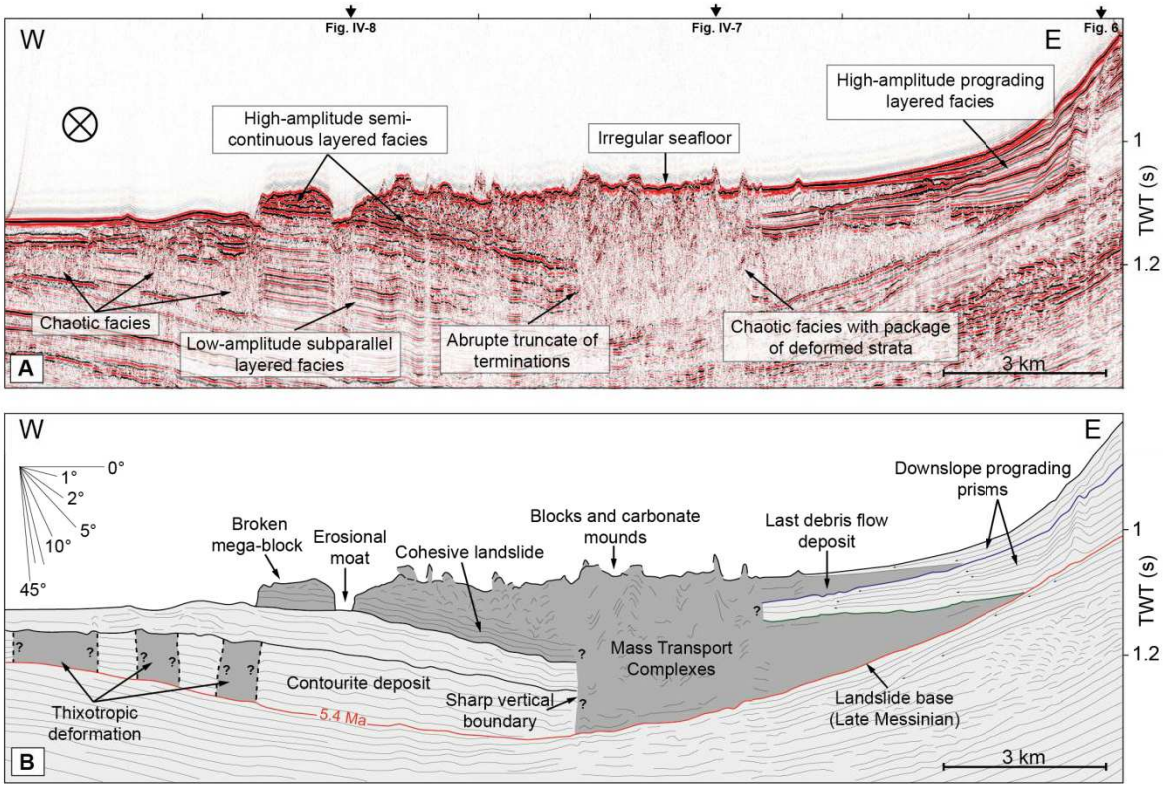


Figure IV-10: *Dip-oriented seismic profile (see Fig. IV-2 for location) showing the northern basinward limit of the MTCs and its contact with the contourite. Note the irregular seafloor and the presence of a large kilometer-sized broken megablock in the toe domain. The basal décollement surface shows an asymmetrical concave-shape morphology, overlain by an elongated mounded-shape contourite with a steep landward lee-side on which the MTD pulls up and "emerges" to the surface.*

DISCUSSION

Dynamic evolution of the MTCs and dynamic mass movement model

This study has allowed for the spatial recognition of large-scale MTCs on the present-day seafloor of the northwestern slope of the GBB, which extend toward the basin for over 20 km. Furthermore, seismic observations have revealed the presence of repeated margin collapses, which have significantly affected the stratigraphic architecture at the toe of slope and basin since the Late Pliocene.

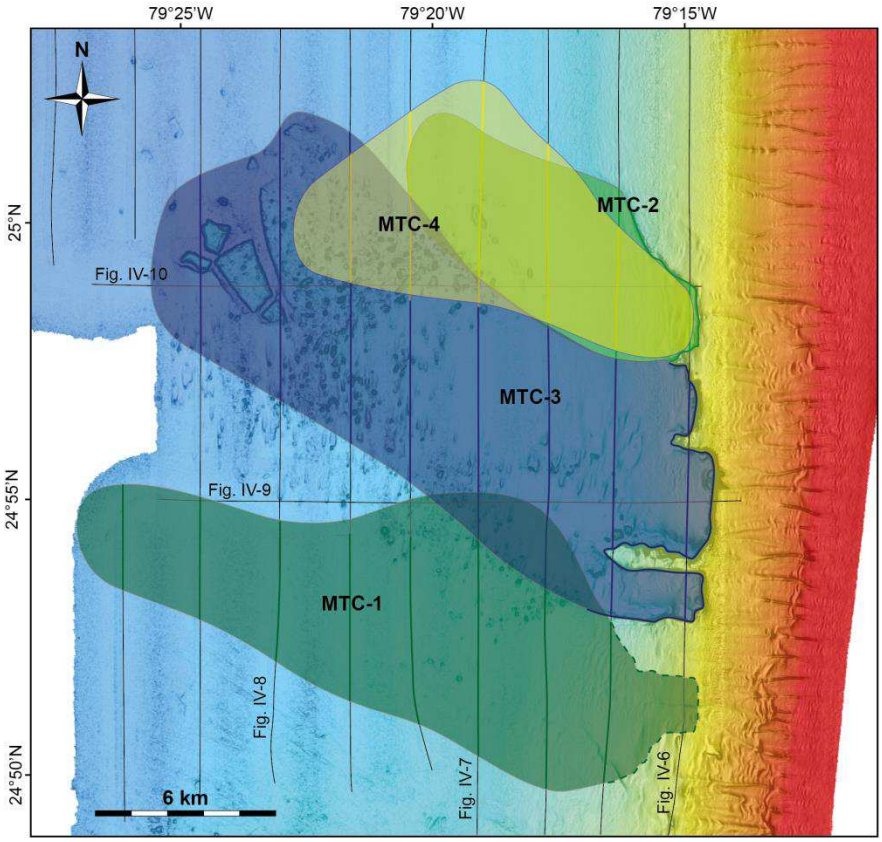


Figure IV-11: *Map showing areal distribution of the MTCs and their associated failure scars on the western slope of the GBB, based on the overall multichannel seismic reflection lines (plain black lines).*

The MTCs have been clearly differentiated according to their morphology, dimensions, chronology, and the subsequent internal filling architecture of slide scars in the headwall domain, as well as their geometrical relationship with the surrounding host stratigraphy. Without direct chronological data from industrial boreholes or ODP wells in this area, it remains difficult to establish the exact timing of the collapse events. It has been possible to deduce their relative chronological succession, however, from their cross-cutting relationship with the host sediments, which has allowed them to be classified into two main diachroneous landslide groups, dating to the Late Pliocene (MTC-1 and MTC-2) and the Pleistocene (MTC-3 and MTC-4) (Fig. IV-6). This study aims to reconstruct the dynamic evolution of the different MTCs by highlighting the successive key building stages through time. These four MTCs display a common internal architecture, characterized by large erosional slide scars and similar depositional elements, but differ basinward in the morphological features of correlative deposits linked to the architecture of former drift deposits. In this paper, a conceptual dynamic model is proposed to explain the repeated occurrence of slope failure and the subsequent associated MTCs during the Upper Cenozoic. The influence of the pre-collapse topography generated by the former Pliocene contourite drift system from south to north upon the distribution of the MTCs is also highlighted and respectively illustrated according to two distinct scenarios: "frontally confined" *versus* "frontally emergent" noted A and B (Fig. IV-12).

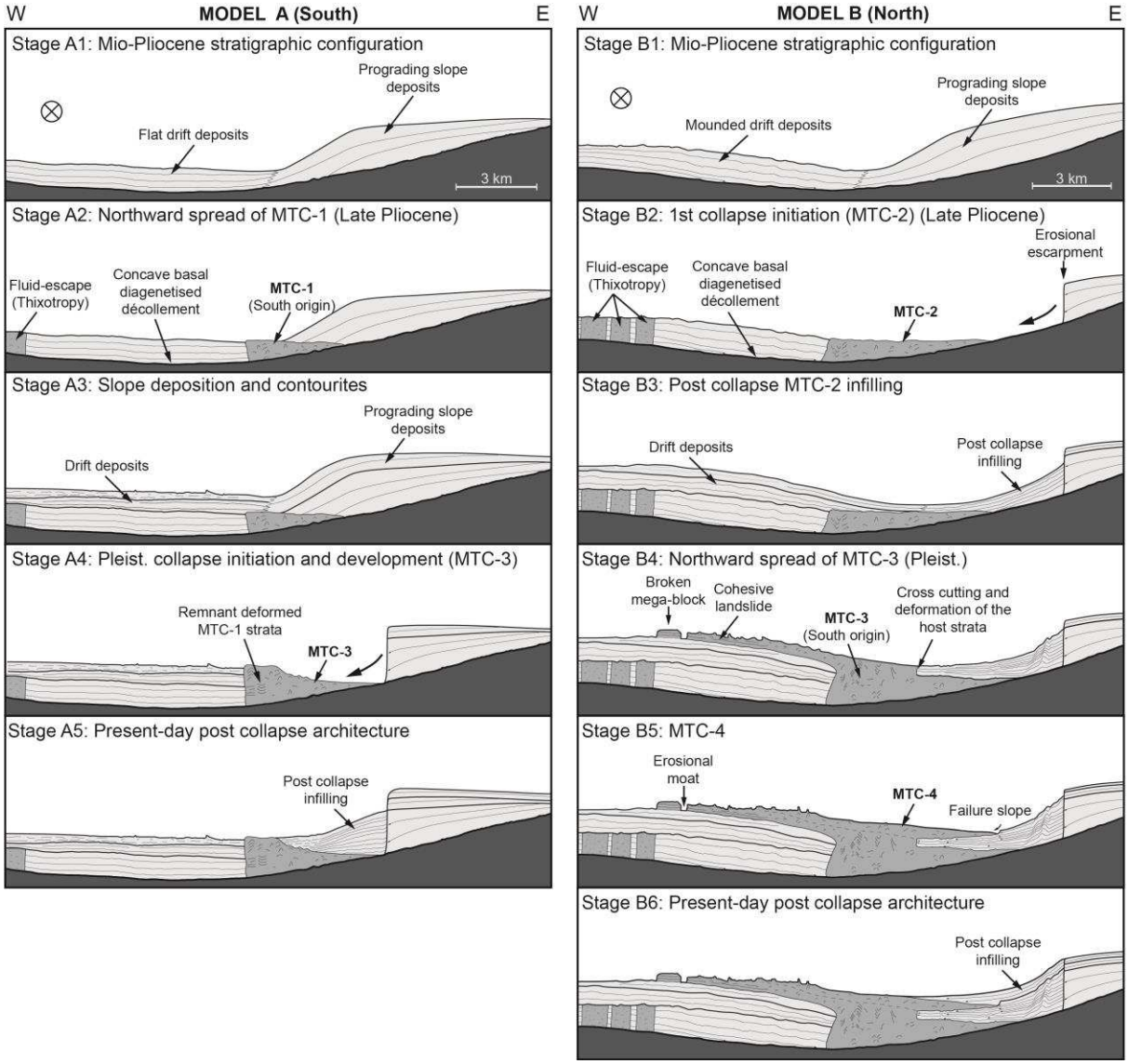


Figure IV-12: *Time series of 2D-sketches showing the reconstruction of the dynamic evolution of distinct and repeated slope-failures development and their associated MTCs over time. Note that the pre-collapse topography linked to the Mio-Pliocene contourite drift system caused two distinct models, noted A and B.*

According to Frey-Martinez et al. (2005, 2006), a "frontally confined" versus "frontally emergent" (i.d. unconfined) submarine landslide derives from the mode of emplacement of the compressive domain, i.e. whether the frontal toe region is buttressed (frontally confined) or freely ramps out over the pre-landslide downslope seabed (frontally unconfined), leading to the dislocation of the toe region into irregular blocks ("emergent or out runner blocks") by kinematic release.

As Frey-Martínez et al. (2006) also quoted, the difference of MTCs styles along the GBB slope may represent successive stages in the dynamic evolution of a NW migrating mass-wasting in which the southern frontally confined MTC could be attributed to the early stage and the northern frontally emergent MTC to the mature and final stage.

The initial phase represents the Miocene to Pliocene stratigraphic configuration of the northwestern slope of the GBB prior to the first MTC collapse (Fig. IV-12, A1 and B1). The depositional system and its associated topography involves a complex geometric configuration, including the downslope accumulation of prograding slope-apron deposits, which interfinger seaward with massive contourite deposits, as observed southward (Eberli et al., 1997a; Betzler et al., 1999; Anselmetti et al., 2000). The contourite drift body is characterized by a rapid morphological change along the strike, from a flat to mounded shape, which is mostly conditioned by the pre-existing concave up-shaped Late-Messinian surface along the dip profiles (Figs. IV-9 and IV-10). To the south, the Pliocene contourite drift displays a relatively flat topography, which passively onlaps the toe of slope (Fig. IV-12, A1), while to the north, its convex up-shaped morphology presents a more steeply dipping slope (>1°) (Fig. IV-12, B1).

The second stage accounts for the slide failure initiation of both MTC-1 and MTC-2, which simultaneously occurred during the Late Pliocene (Fig. IV-12, A2 and B2). Massive sediment collapses began on the middle of the slope and propagated basinward, gliding northwesward upon the inclined Late-Messinian slide plane surface. These concomitant failures created two distinct large, deep scars. Masses of sediments, up to 100 meters thick, probably composed of coherent discrete landslide blocks, embedded in a muddy matrix, rapidly spread out over at least 10-20 km at the toe of the slope and hit the frontal part of the previously formed contourite drift. Sediment disturbances causing the apparent chaotic seismic facies were probably triggered by the frontal impact between the mass-wasting deposits and the drift. Such an impact is likely to have also been responsible for instantaneous water escape and combined sediment liquefaction (thixotropy) in the distal part of the drift.

From the Late Pliocene to the Pleistocene, slope deposition prevailed again and was characterized by the complete infilling of the former erosional failure scars (Fig. IV-12, A3 and B3). Basinward, the contourite drift deposits continued to aggrade and migrate toward the eastern base of the slope where they interfingered with the slope deposits.

During the Pleistocene, a new MTC was triggered on the upper slope, forming the three adjacent scars, which are separated by long, thin spurs. A sediment mass flowing downslope was at the origin of the massive MTC-3 in the basin (Fig. IV-12, A4 and B4). Its detachment took place along the deep Late-Messinian surface, as observed for the previous MTCs-1 and 2. MTC-3 greatly expanded over 10-20 km until it came abruptly into contact with the face of the Late Pliocene drift contourite in the basin. Some remnants of Early Pliocene contourite are embedded in the chaotic facies of the MTC, indicating a significant reworking of drift sediments in the vicinity of the frontal impact area. The morphology of the contourite clearly played a significant role in the distribution of the subsequent MTC-3 prior to slope failure. To the south, (Fig. IV-12, A4) MTC-3 was abruptly stopped by the flat contourite drift and remained confined to the toe of slope, while it clearly pulled-up along the mounded contourite to the north (Fig. IV-12, B4). In the latter case, MTC-3 locally reached the seafloor surface and formed a positive topographic relief above the original seabed (Frey-Martínez et al., 2006). Schnellmann et al. (2005) have demonstrated that when a massive avalanche of upper slope material hits a basin plain, subsequent deformation features form within the pre-existing

underlying base of slope sediments. It is clear that the vertical mass-wasting of MTC-3 to the north was controlled by the steep leeside of the contourite drift, which inherently acted as a secondary décollement surface in the basin, allowing MTC-3 to dramatically change its direction of flow motion. When the MTC reached the seafloor, its kinetic energy dissipated, and the emergent slab broke into kilometer-sized angular megablocks, forming the present-day irregular seafloor topography in the distal domain. MTC-3 appears to have glided and expanded over the contourite-induced topography rather than having laterally migrated where topographic lows where made by the contourite moat. Paleogeographic confinement may have occurred at the toe of slope when the sedimentation rate of Early Pliocene contourite drift was high enough to form a steep, thick asymmetrical wedge, creating a topographic obstacle facing down-flowing slope apron carbonates. This implies that the velocity of collapse-related sediments was high enough when reaching the base of the contourite to flow upwards.

A massive prograding wedge composed of slope sediment finally filled the downslope depression induced by MTC-3 in the headwall domain (Fig. IV-12, A5 and B5). A final event (MTC-4) occurred in the north, above MTC-2, as a subsequent erosional event. It entirely sealed the underlying MTC-3 with the deposition of large sheets of debris that extended basinward over 10 km. Present-day slope deposits prograde and completely fill the initial erosional escarpment.

Significance of the basal décollement surface

The MTCs seem to have detached from the same stratigraphic key surface, dated Late-Messinian (Eberli et al., 1997a; Anselmetti et al., 2000; Eberli, 2000). Based on studies made on the ODP well located 50 km southward (Fig. IV-1), this surface presents the following characteristics: (1) It is interpreted as a regional transgressive surface, marking the transition between the end of the Late-Messinian regressive sequence and Early Pliocene marine flooding (Eberli et al., 1997b; McKenzie et al., 1999). It coincides with a texture contrast as the Early Pliocene nannofossil ooze/chalk is unconformably overlain by Late-Messinian bioclastic wackestones to packstones (Eberli, 2000; Kenter et al., 2001). (2) Condensed sections, such as hardgrounds, are also observed just above the surface in the lower slope domain (ODP Site 1007) (Betzler et al., 1999; Eberli et al., 1997a). (3) It is located along a prominent high-gradient depositional slope apron (Eberli and Ginsburg, 1988; Eberli and Ginsburg, 1989) (4) The uppermost part of the Late-Messinian limestones present high dolomitic and low Mg-calcite-rich cements resulting from hydrological and diagenetic transformations due to a major regional drop in sea-level (Melim et al., 1995; Eberli et al., 2002). (5) Martinsen (1994) also suggested that the position of basal shear surface is mainly determined by the pressure gradient in the sediment. It is not surprising to see that the depth of the detachment surface coincides downslope with the top of the Pliocene drift because muddy contouritic deposits could be easily prone to overpressuring with the overburden and hence specifically act as a décollement surface.

The MTCs commonly deform along an over-steepened zone, characterized by weak mechanical properties (Spence and Tucker, 1997). Previous descriptions imply that several

factors may have favored the detachment of these MTCs along this particular key surface. (1) Aquifer horizons could have been trapped during lowstand conditions in the Late-Messinian succession. Interstitial inter-granular pores of coarse-grained limestone could therefore have been saturated, generating hydraulic pore-water overpressure and shear strength decrease (Spence and Tucker, 1997). (2) Condensed sections also appear to have constituted weak geotechnical units, possibly due to diagenetic fabrics with burrows in the foraminiferal oozes (Weimer and Shipp, 2004). (3) The surface is located at the steepest part of the slope apron, which would have greatly facilitated down-slope mass-wasting (Kenter, 1990; Ross et al., 1994). (4) The resulting textural and density contrast between the dolomitic and low-Mg calcite (or aragonite) cements preserved in the Late-Messinian carbonates and overlaying the Early Pliocene mud-prone nannofossil chalk may also have contributed to low shear strength (Melim et al., 1995; Spence and Tucker, 1997). Similar mineralogical fractioning between highstand and subsequent transgressive units has been clearly observed in the Late Quaternary of the North West Shelf in Western Australia (Dix et al., 2005).

The MTCs observed in the GBB operate on a décollement surface, without disturbance from the underlying strata. As previously described by Mulder and Cochonat (1996), several nested failures can slide along the same failure plane following the down-dip stratification.

Significance of the chaotic facies

A compartmentalized distribution of chaotic seismic facies has been observed in the study area, but their significance varies.

A first type of chaotic facies entirely typifies the MTCs and accounts for re-sedimented gravity-flow deposits induced by the destabilization of the slope. Lithified sediments along the slope collapse down, generating gravity-spreading avalanches involving different block sizes and discrete rock-fall and debris-flow along the slope and the base of slope (Mulder and Cochonat, 1996). The resulting seismic facies are sharp-bounded, unorganized, and highly disturbed (Fig. IV-5). These seismic characteristics and the presence of reflectors packets in the landslide mass identical to those observed in the undisturbed surrounding strata, suggests a direct correlation between stratigraphic units. Such a correlation would imply that the continuous reflections within the chaotic facies correspond to portions of indurated sediments that have detached from the carbonate slope and been transported in the landslide but that have still preserved their primary stratification.

A second type of seismic facies is only found within the contourite drifts far into the basin. The compartmentalized chaotic facies strips sharply crosscut the previously deposited, thinly-laminated contourite (Fig. IV-5). The shock inherently produced when the MTC hit the basinal contourite did not generate deformation structures within the contourite, as shown by the lack of significant compressive folds and thrust and/or faults, but it did induce fluid-escape structures (thixotropy). It has been suggested that liquefaction is associated with an increase in pore-fluid pressure and that it can be initiated by the disturbance of loosely-packed sediment by seismic shaking (Owen, 1987; Owen and Moretti, 2011).The sub-vertical frontal suture between the contourite and the MTC is explained by the thick, stable nature of the

contourite drift, which acted as a massive undeformable structure. The deformation thus appears to have propagated and dissipated both retrogressively within the MTC and basinward within the contourite. Indeed, numerous thick sharp-bounded zones of chaotic facies have been locally observed within the contourite. These strips of chaotic facies are interpreted here as local fluid-escape structures, most likely generated by the "shaking" of water-saturated sediments by small waves that propagated along the flat-layered contourites just after the shock with the MTC.

Do the Mass Transport Complexes in the northwestern GBB constitute a common re-sedimented feature upon platform slopes?

The question of whether these enormous carbonate mass-wasting complexes constitute common features among similar MTCs known in the geological record is important as it may significantly contribute to the evaluation of the volume of re-sedimented materials during the development of carbonate platform slopes. Such an assessment requires a comparison of the parameters characterizing the MTCs of the GBB, such as width, length, and thickness, with equivalent features described in the literature.

As previously mentioned, the different MTCs on the northwestern slope of the GBB occurred as massive carbonate slabs, and all sediments involved in the gliding strictly belonged to the upper part of the slope apron, as no detachment of the upper platform was observed. The MTCs of the GBB are 20-200 m in thickness, widening basinward, and range from 10-22 km in length and 5-8 km in width. The volume of re-sedimented carbonate averages 2-20 km^3. Megablocks in the extremity of the MTC indicate average dimensions of 0.5-2 km in length, 0.3-1.5 km in width, and 50 m in thickness.

Widespread carbonate MTCs occurred during the Upper Cenozoic in the south of the GBB (Mullins et al., 1991; Mullins et al., 1992; Jo, 2013), in the West of Florida (Mullins et al., 1986), and the western Caribbean Sea (Hine et al., 1992). They are described as fan-shaped mass-wasting deposits, tens of kilometers long, containing individual blocks and megablocks that respectively average 100-600 m in width and 20-110 m in height. These gigantic re-sedimented deposits are usually linked to platform bank margin collapses, causing amphitheater-shaped failure scars up to 10 km wide and 10-100 km long (Mullins and Hine, 1989).

In the Phanerozoic record, the carbonate MTCs were reported as smaller features with materials transported over 10-15 km across the basin and individual megablocks reaching around 200 m in length and 10-50 m in width (Cook et al., 1972; Carrasco, 1977; Playford, 1980; Johns et al., 1981; Floquet and Hennuy, 2001a; Floquet and Hennuy, 2003). In contrast, the Turonian-Coniacian Ayabacas Formation in the southern Peru probably represents an over-sized complex, as more than 10,000 km^3 of re-sedimented carbonate has been mapped out, with long folded slabs, rafts, and megablocks ranging from several meters to several kilometers in length and spread out over hundreds of kilometers along the slope (Callot et al., 2008a; Callot et al., 2008b).

The MTCs observed on the GBB slope and its architectural components do not therefore constitute unique mass-wasting carbonate deposits as similar features with comparable dimensions have been reported in the geological record. However, among the examples cited here, they clearly illustrate a significant volume of sediment remobilization over short distances in known carbonate slope environments.

In all the examples cited above, submarine MTCs are widely considered as resulting from a variety of triggering mechanisms, such as local slope oversteepening linked to rapid sediment accumulation, seismic shocks, and relative changes in sea level (Cook et al., 1972; Carrasco, 1977; Playford, 1980; Johns et al., 1981; Mullins et al., 1986; Mullins et al., 1991; Hine et al., 1992; Mullins et al., 1992; Floquet and Hennuy, 2001a; Floquet and Hennuy, 2003; Callot et al., 2008b; Jo, 2013). On the basis of all MTC case studies in the Bahamas dating from the Upper Cenozoic, seismic shocks induced by earthquakes are the most frequently invoked mechanism, linked to the proximity of the Caribbean-American collision (Mullins et al., 1991; Mullins et al., 1992; Jo, 2013).

CONCLUSIONS

A high-quality geophysical dataset, involving EM302 multibeam bathymetry and seismic reflection data collected along the northwestern slope of the Great Bahama Bank, has allowed a detailed description to be produced of the surface morphology and internal architecture of repeated submarine carbonate Mass Transport Complexes resulting from middle-slope collapse failure.

Bottom roughness on the present-day seafloor indicates partially-buried debris and blocks overlain by carbonate mounds. The largest individual megablocks measure hundreds of meters in width, 1-2 km in length, and 50 m in thickness, forming an unusual and irregular morphology.

A total deep, and far-reaching deformation of at least 400 km^2, extending from the slope to the basin was induced by four successive MTCs during the Late Pliocene (MTCs 1 and 2) and the Pleistocene (MTCs 3 and 4).

The individual MTCs are characterized at the headwall domain by large U-shaped escarpments, 80-100 meters high, separated by thinner elongated spurs. Basinward, they form massive low-amplitude tabular and chaotic facies, 50-200 m thick, which present sharp, sub-vertical boundaries with the surrounding host contourite drift deposits. They expand in the basin over distances of 10-20 km. All the MTCs are rooted upon a deep, regional, highly-cemented dolomitic surface dated Late Messinian-Early Pliocene, which acts as a preferential basal décollement surface.

The host strata and décollement surface morphology significantly influences the dynamic evolution of the massive carbonate MTCs. The topography of the basinal sedimentation area is inherited from a slope and contourite drift morphology that greatly varies along the strike and directly influences the spatial extension and confinement of the subsequent mass-wasting deposits. Two generic models have been proposed to depict “frontally confined” *versus* “frontally emergent” MTCs, with regard to the former toe of slope and contourite-induced topographic variations. In the south, the MTC is locked downslope

and frontally face the Pliocene contourite, while in the north MTC develops upon a longer distances, moving along and at the top of the Pliocene contourite to finally emerge at seafloor.

Fluid-escape zones probably resulted from the “shaking” of water-saturated sediments, generating thixotropy basinward into poorly-consolidated contourite deposits, responsible for widespread sharp-bounded chaotic facies.

These catastrophic events are not unique mass-wasting carbonate deposits, as similar features with comparable dimensions have been reported in the geological record in the Bahamas and other carbonate basins. However, they clearly illustrate a significant volume of sediment remobilization over short distances in carbonate slope environments.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors would like to thank the captain and crew of the RV Suroît for the quality of the data acquired and Ifremer-Genavir for the organization of the cruise and onboard data pre-processing. This work has been supported by the French Insu program “Actions Marges.” The author was awarded a grant by the company Total through the Cifre program. Thanks are due to the reviewer George R. Dix and the editor Brian Jones, for their careful reviews, comments, and suggestions which helped to improve this paper considerably.

CHAPITRE V

CARACTÉRISATION MORPHOLOGIQUE ET FACIOLOGIQUE ACTUELLE DE LA PENTE NORD-OUEST DU *GREAT BAHAMA BANK*

Ce chapitre s'attache dans un premier temps à présenter la variabilité des structures morphologiques observées au niveau de la pente nord-ouest du *Great Bahama Bank* (GBB) à partir d'une analyse morpho-bathymétrique détaillée et d'autre part, de comprendre la distribution des sédiments de surface afin d'identifier les processus sédimentaires en actions le long du talus. Il s'appuie principalement sur l'étude combinée des données de sondeur multifaisceaux (bathymétrie et imagerie) et de sismique très haute résolution (C*hirp*), ponctuellement complétée par de la sismique multitraces.

I. MORPHOLOGIE ET STRUCTURES DE LA PENTE NORD-OUEST DU GREAT BAHAMA BANK

Les données issues de la mission Carambar de 2010 (Mulder et al., 2012a) ont permis de cartographier pour la première fois une grande partie de la pente nord-ouest du *Great Bahama Bank* (Bahamas) à très haute résolution. Dans le cadre de cette étude, nous nous attacherons à détailler les différentes structures sédimentaires existantes sur la pente et dans le bassin.

La zone d'étude de ce travail s'étend sur 180 km de long entre *Northern Providence Channel* au Nord et *Santaren Channel* au Sud et 30 km de large entre le talus supérieur et le bassin. La superficie totale de la zone est estimée à environ 5400 km^2, avec des profondeurs d'eau allant de 50 m dans la partie sud de *Bimini Islands* et 850-900 m dans *Florida Straits*. La forme du rebord de la plate-forme actuelle du GBB présente une courbure en raison de l'extension convexe en promontoire de Bimini. La partie amont de cette zone est caractérisée par la présence d'une barrière récifale discontinue formant les *Bimini Islands*. Au Sud et au Nord, la barrière récifale est absente ou immergée et discontinue, presque entièrement recouverte par des dunes et nappes oolitiques tidales (Fig. V-1).

I.1. La pente

Les profils de pente obtenus le long de la marge du *Great Bahama Bank* montrent une grande variabilité du Nord au Sud (Fig. V-2).

Ils présentent une physiographie générale concave et sont formés de quatre segments distincts limités par des ruptures de pente de second ordre, qui correspondent successivement au talus supérieur, moyen et inférieur puis au bassin. Les talus nord et sud de la zone sont relativement longs (20-35 km) contrairement au profil au large de *Bimini Islands* qui montre une pente plus courte (<10 km).

Ces variations sont essentiellement liées à des différences de longueur du talus inférieur qui peut être très réduit ou s'étendre sur plus de 20 km, alors que les talus supérieurs et médians ne montrent que des variations mineures.

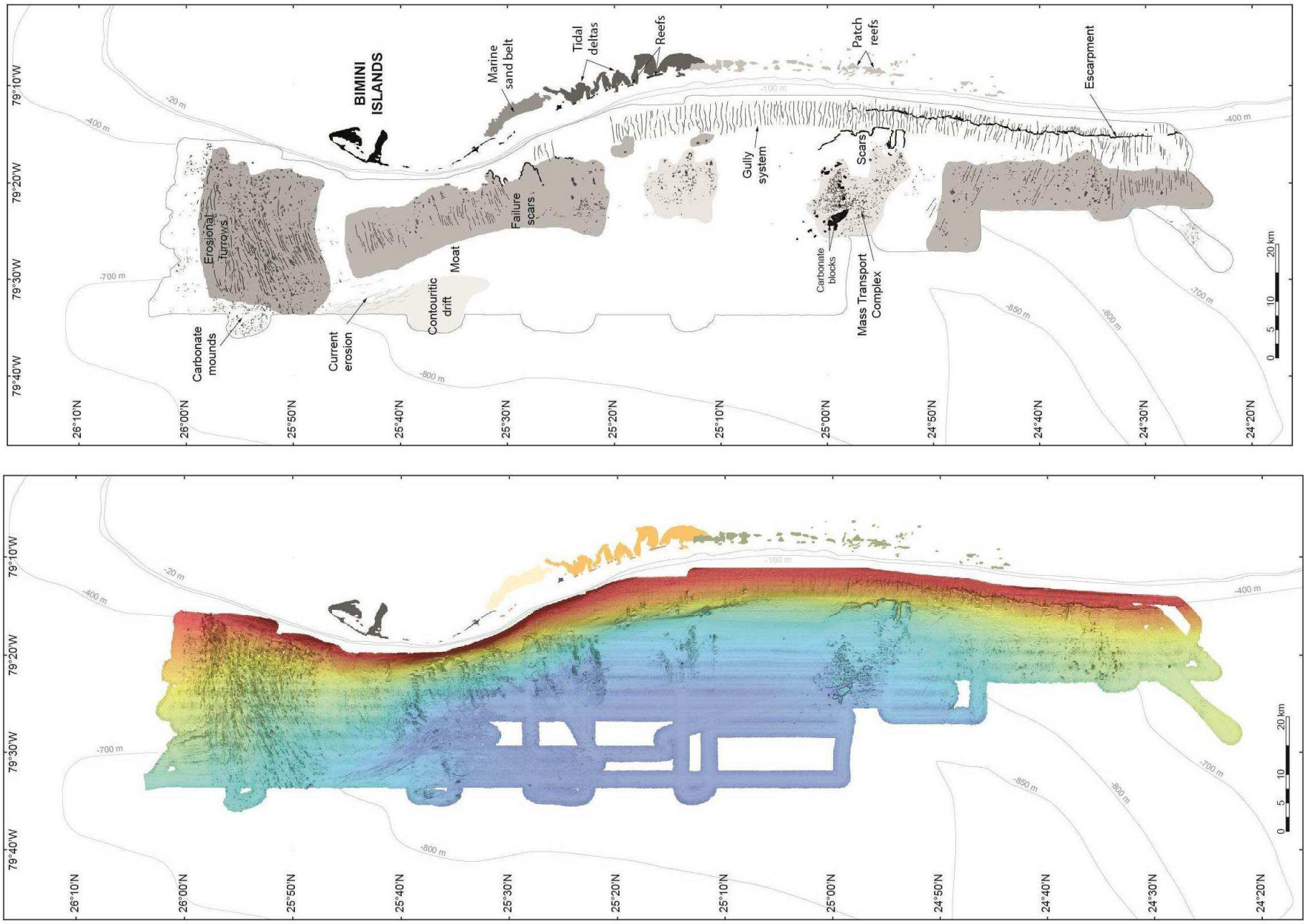


Figure V-1 : *A) Carte bathymétrique à haute résolution ; B) Carte morphologique simplifiée montrant les différentes structures décrites dans les paragraphes suivants.*

Le talus supérieur (Fig. V-2) s'étend entre le rebord de la plate-forme et 350 m de profondeur d'eau. Il fait environ 2,5 km et présente une pente relativement importante de l'ordre de 6°. Dans la zone de *Bimini Islands*, le talus supérieur est plus court (1-1,5 km) et possède une pente d'environ 13°.

Le talus moyen se développe entre 350 et 600 m de bathymétrie. Il fait environ 2 à 2,8° pour une longueur de 5 à 7 km en moyenne sur l'ensemble de la zone, tandis que la zone de *Bimini Islands* indique 7,5° de pente avec talus moyen très court d'environ 2,5 km.

La taille du talus inférieur varie grandement du Nord au Sud avec 10 à 25 km de long pour les profils B, D et E (Fig. V-2) et des pentes allant de 0,4 à 0,8°. Il s'étend entre 600 et 850 m de bathymétrie. Le profil C au niveau de *Bimini Islands* indique un talus inférieur également court d'environ 7 km caractérisé par une pente de 2°.

Le bassin s'étend au-delà de 850 m de bathymétrie, il est très plat et présente une pente d'environ 0,01 à 0,09°.

I.2. Les sillons d'érosion

Les sillons d'érosion se rencontrent à différents endroits de la zone d'étude et se caractérisent par des incisions linéaires d'orientation générale E-O (Fig. V-3). Ils présentent une morphologie symétrique en « V » et ont des propriétés morphologiques (longueur, largeur et profondeur) variables (Tableau V-1). Ils sont uniquement situés sur le talus moyen à inférieur. On note une corrélation évidente entre la profondeur d'incision et la bathymétrie : les sillons les moins profonds sont les plus incisés tandis que les sillons profonds sont peu incisés.

	Forme générale	Longueur (km)	Largeur (m)	Incision (m)	Orientation	Bathymétrie (m)	Position
Sillons nord	«V»	2,5 - 6	150 - 300	5 - 20	E-O	450-750	Talus moyen à inférieur
Sillons Bimini	«V»	3 - 4	200 - 800	< 10	ENE/OSO	700-850	Talus inférieur
Sillons sud	«V»	2 - 4	100 - 400	< 5	SE/NO	650-850	Talus inférieur et bassin

Tableau V-1 : *Caractéristiques morphologiques et position des différents types de sillons d'érosion le long de la pente nord-ouest du Great Bahama Bank.*

La zone à l'ouest de *Bimini Islands* présente elle aussi un réseau de sillons d'érosion linéaires mais continus orientés ENE/OSO, perpendiculairement à la pente (Fig. V-4). Ils sont situés entre 700 et 850 m de profondeur d'eau, sur la pente inférieure et s'arrêtent au niveau du bassin. Ils sont subparallèles et relativement réguliers avec des longueurs de 3 à 4 km, des largeurs variables allant de 200 à 800 m et des incisions généralement inférieures à 10 m.

La zone sud montre des sillons d'érosion subparallèles, faiblement incisés et orientés SE-NO (Fig. V-4). Ils sont situés entre 650 et 850 m de profondeur d'eau, au niveau de la pente inférieure et du bassin. Ces sillons font de 2 à 4 km de long avec des profondeurs inférieures à 5 m.

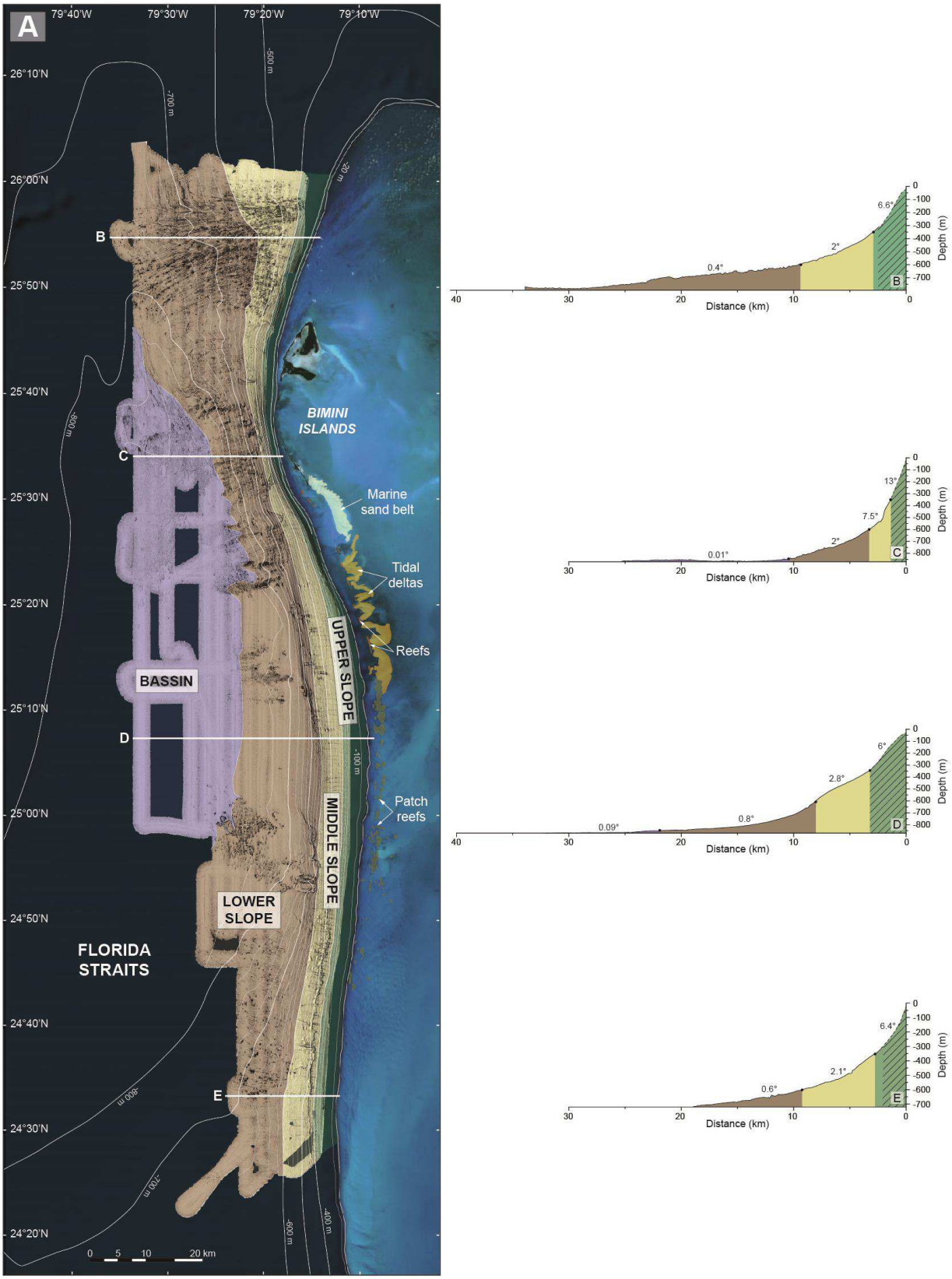
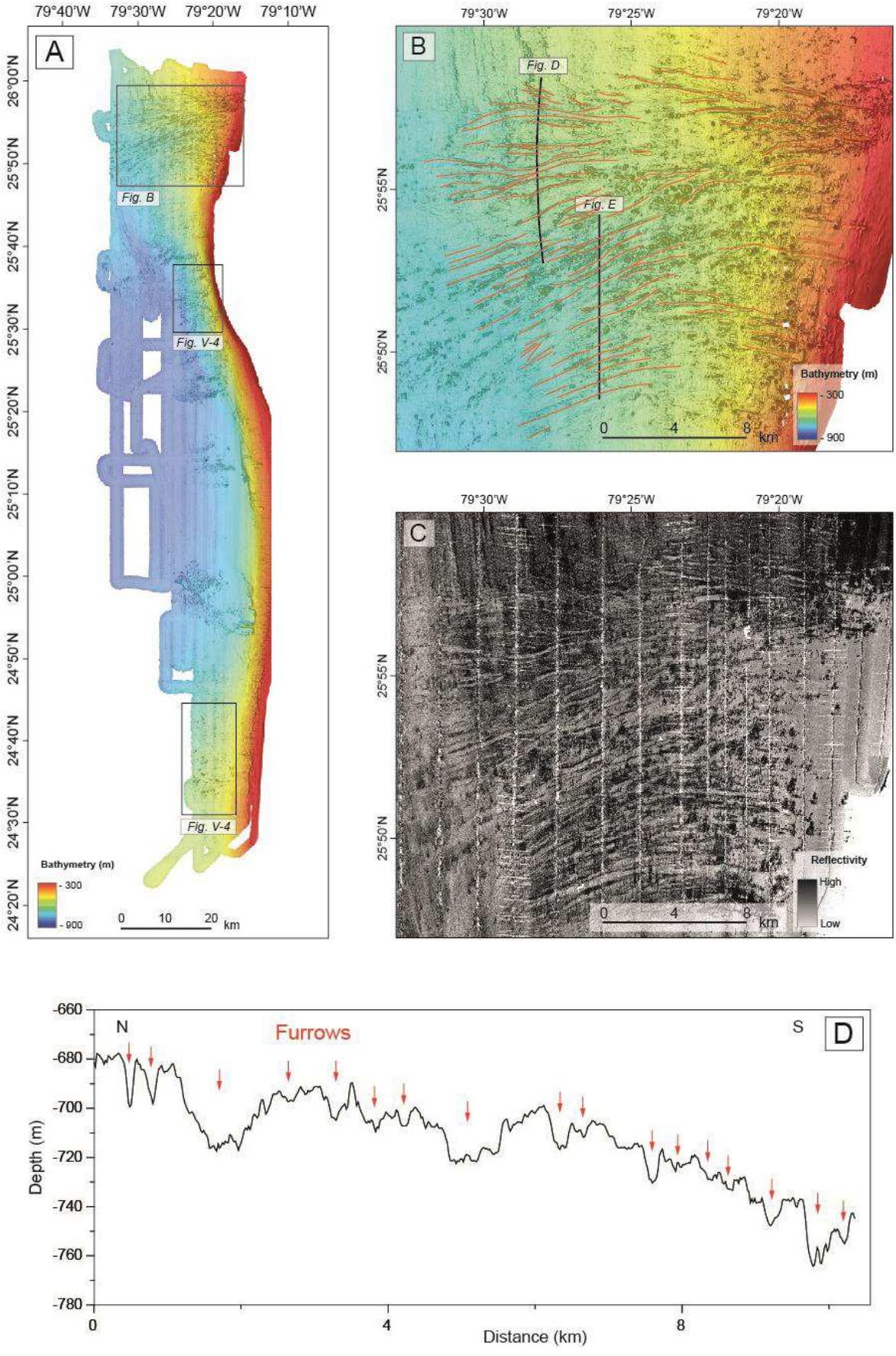


Figure V-2 : *A) Carte des pentes du talus nord-ouest du Great Bahama Bank indiquant les profils de pente du Nord au Sud; B), C), D) & E) Profils de pente (exagération verticale x12), zone hachurée provenant de données bathymétriques de la NOAA.*


A
79°40'W
79°30'W
79°20'W
79°10'W
26°00'N
25°50'N
25°40'N
25°30'N
25°20'N
25°10'N
25°00'N
24°50'N
24°40'N
24°30'N
24°20'N
Fig. B
Fig. V-4
Fig. V-4
Bathymetry (m)
- 300
- 900
0
10
20
km
B
79°30'W
79°25'W
79°20'W
25°55'N
25°50'N
Fig. D
Fig. E
Bathymetry (m)
- 300
- 900
0
4
8
km
C
79°30'W
79°25'W
79°20'W
25°55'N
25°50'N
Reflectivity
High
Low
0
4
8
km
D
N
S
Furrows
Depth (m)
-660
-680
-700
-720
-740
-760
-780
0
4
8
Distance (km)

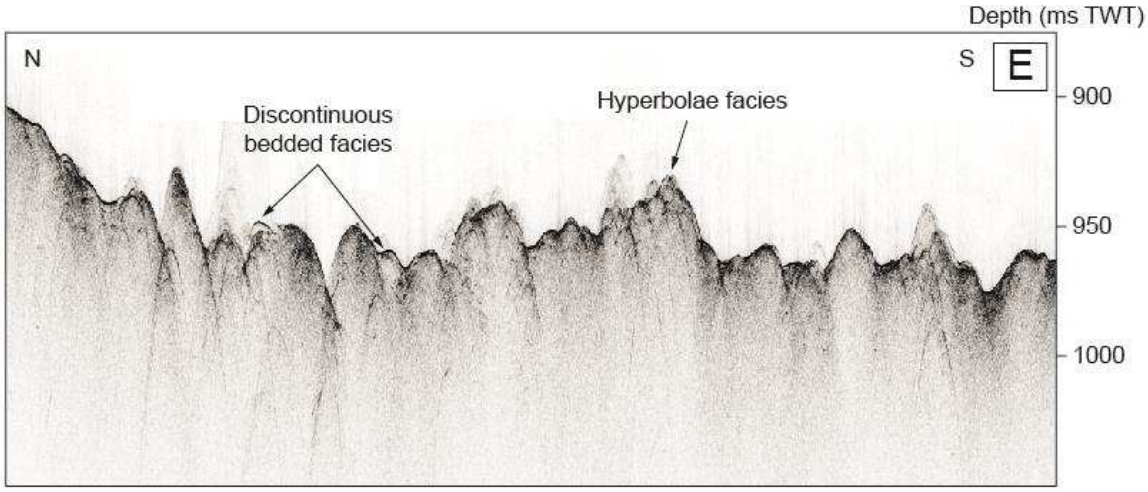
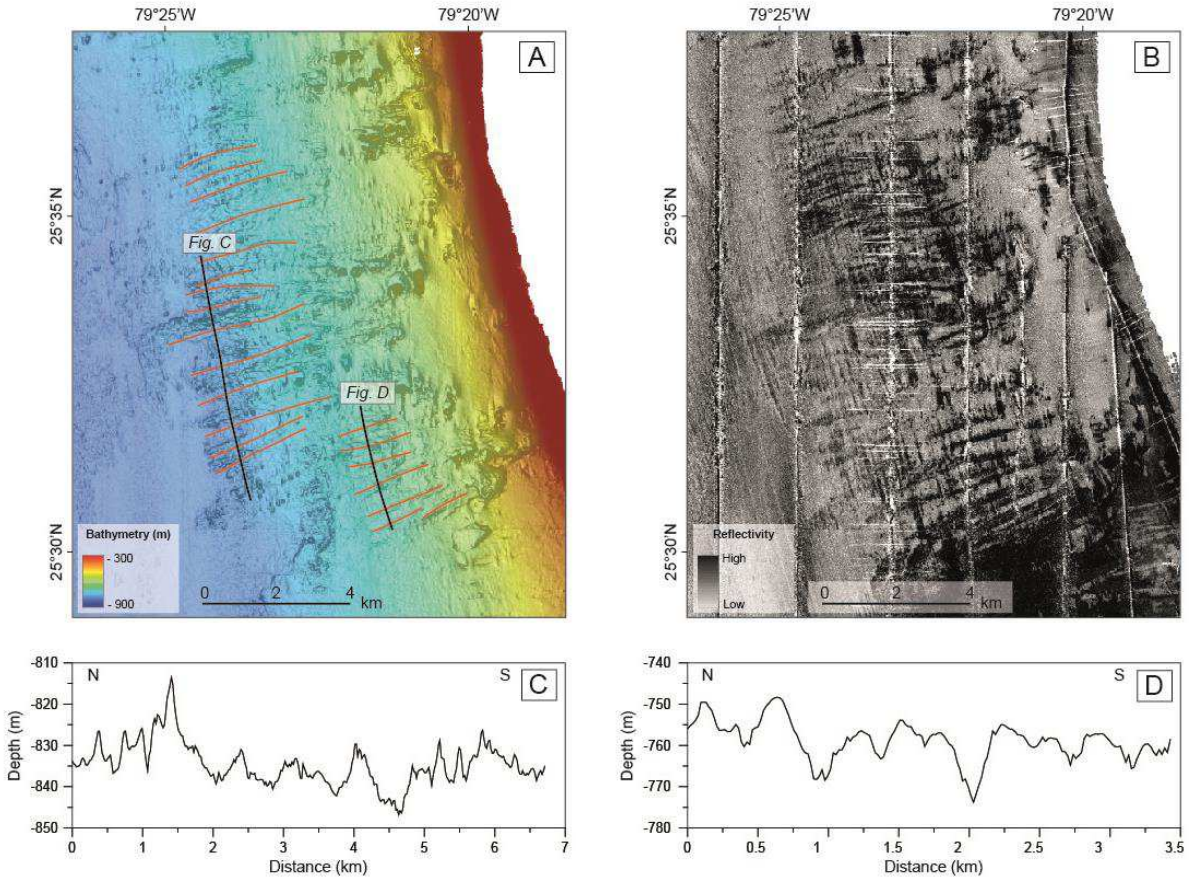


Figure V-3 (page précédente) : *Physiographie des sillons d'érosion présents au niveau de la pente nord-ouest de Great Bahama Bank. A) Carte bathymétrique de localisation des différentes zones présentant des sillons d'érosion ; B) Détail bathymétrique de la zone nord; C) Imagerie acoustique ; D) Profil bathymétrique des sillons (localisation sur la figure B) ; E) Profil Chirp (localisation sur la figure B).*



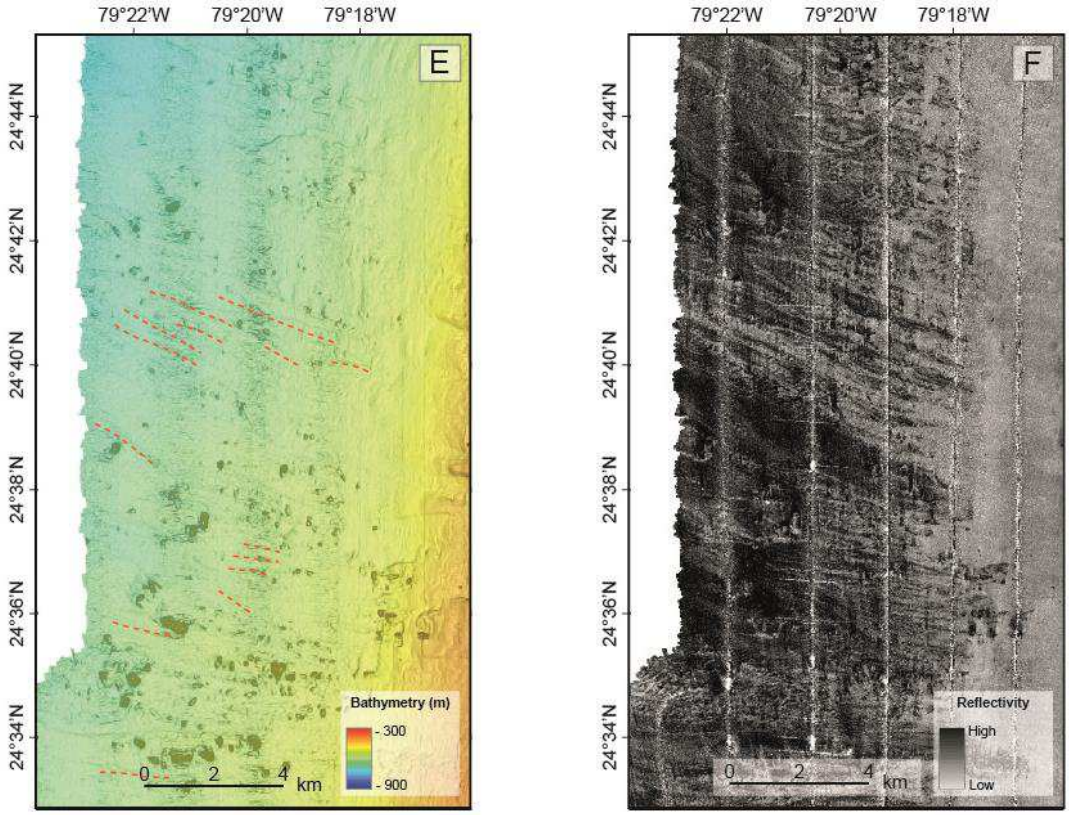


Figure V-4 (page précédente) : *Physiographie des sillons d'érosion au niveau de la pente nord-ouest de Great Bahama Bank (localisation sur la figure V-3). A) Bathymétrie; B) Imagerie acoustique ; C & D) Profils bathymétriques (localisation sur la figure A) ; E) Bathymétrie ; F) Imagerie acoustique.*

I.3. Les loupes d'arrachement

De nombreuses loupes d'arrachement liées à des glissements gravitaires sont présentes au niveau de la zone de Bimini (Fig. V-5. B, C). Elles sont de forme circulaire, à moins de 5 km du rebord de la plate-forme. Ces structures sont localisées sur la pente supérieure, entre 500 et 650 m de profondeur d'eau et font entre 700 m et 2,5 km de diamètre. L'escarpement fait 10 à 60 m de haut.

Les données d'imagerie indiquent une faible réflectivité à l'intérieur de la cicatrice, révélant ainsi un remplissage de sédiment meuble, en comparaison de la forte réflectivité de la pente autour.

Une seconde zone montre des dépressions étroites (200-500 m), profondes (15-30 m) et rectilignes d'environ 2-3 km, dans la continuité de certaines ravines (Fig. V-5.D, E).

Elles sont présentes au niveau de la pente entre 500 et 700 m de profondeur d'eau.

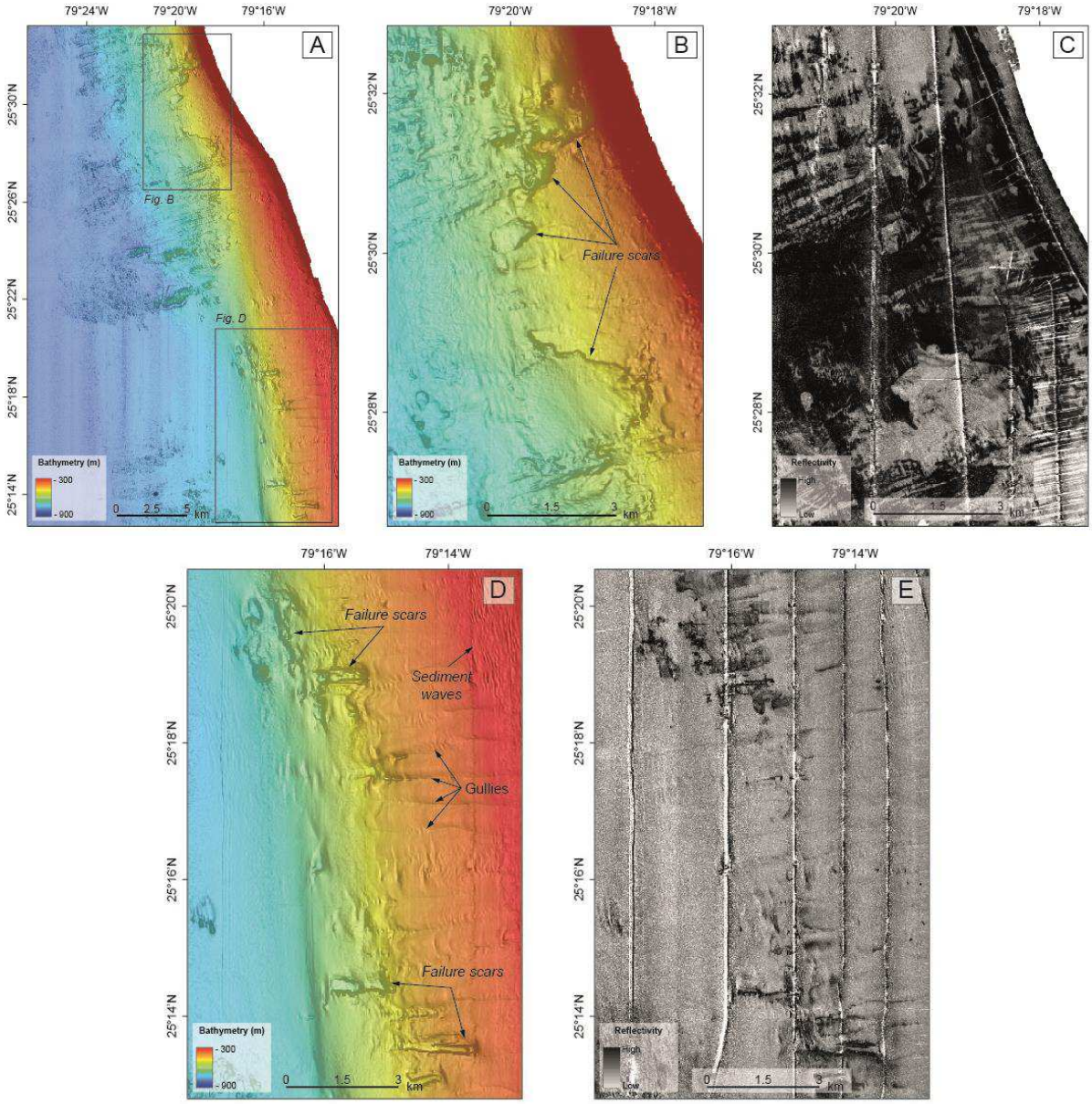


Figure V-5 : *Physiographie des loupes d'arrachement dans la partie nord de la zone d'étude. A) Carte bathymétrique de localisation des différentes zones présentant des loupes d'arrachement ; B) Bathymétrie ; C) Imagerie acoustique ; D) Bathymétrie ; E) Imagerie acoustique.*

I.4. Les ravines

La pente nord-ouest du *Great Bahama Bank* est caractérisée par la présence de nombreuses ravines s'étendant dans la zone sud sur près de 100 km (Annexe 4). Elles sont alignées perpendiculairement à la pente avec une longueur moyenne de 4,5 km. Elles prennent naissance au niveau de la pente moyenne (3°) autour de 410 m de profondeur d'eau, en aval de nombreuses *sediment waves* et s'étendent jusqu'au bas de la pente où elles disparaissent, vers 610 m de profondeur. Il n'existe pas de ravines de ce type dans la région de Bimini ainsi que dans la zone nord. Le système de ravines peut être divisé en deux domaines distincts adjacents.

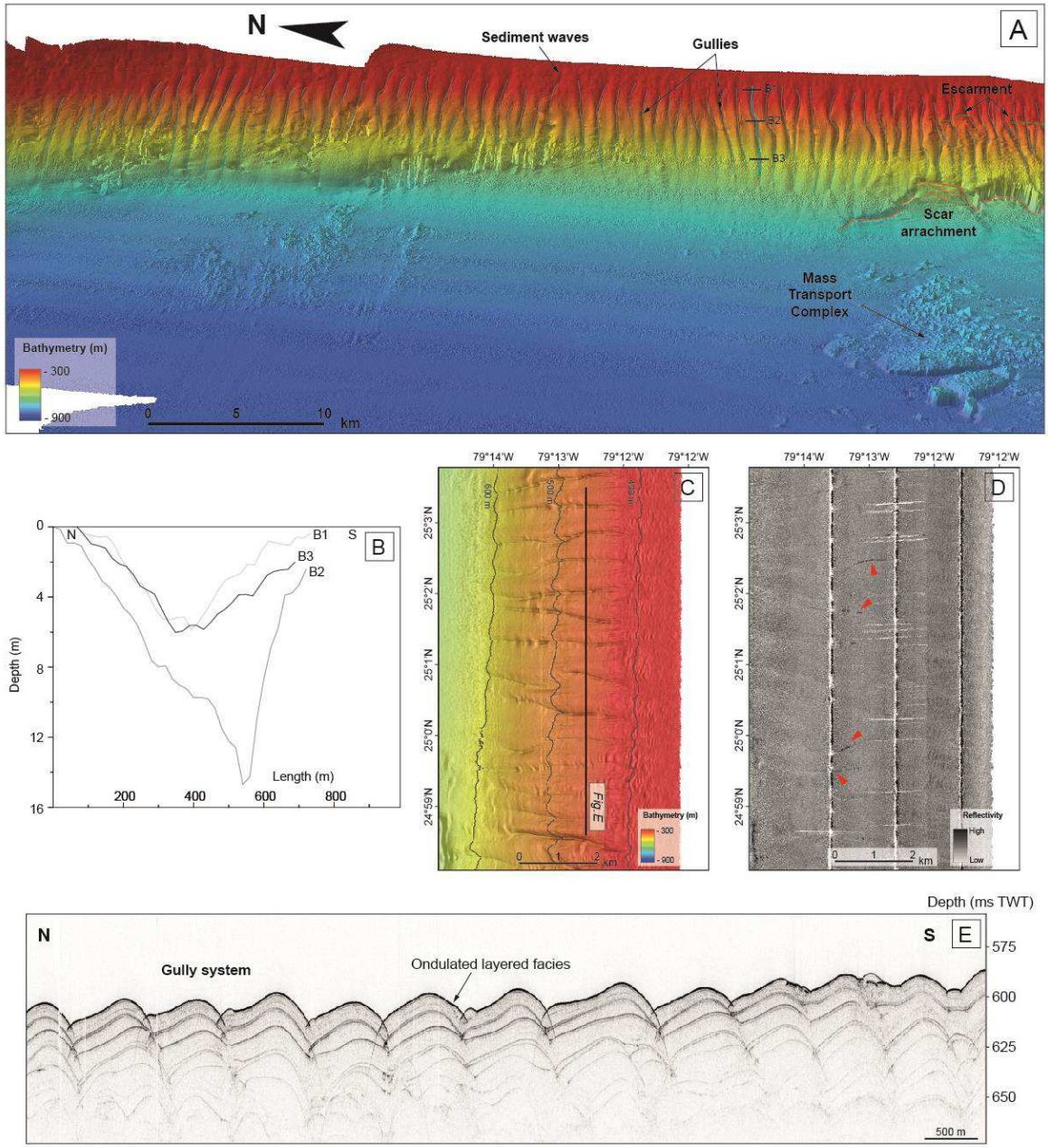


Figure V-6 : *Physiographie des ravines présentes sur la pente nord-ouest du Great Bahama Bank. A) Carte 3D de la bathymétrie des ravines ; B) Evolution longitudinale des profils bathymétriques transverses d'une ravine (localisation des profils sur la figure A) ; C) Détail bathymétrique ; D) Imagerie acoustique ; E) Profil Chirp.*

(i) La partie nord s'étend sur environ 40 km. Les ravines sont sub-linéaires, régulièrement espacées et présentent une morphologie en « V » (Fig. V-6). Leur profondeur varie de 5 à 7 m pour une largeur de 700 à 900 m (Tableau V-2). Les données de sismique indiquent clairement une légère asymétrie des flancs des ravines, avec un versant sud légèrement plus incliné que le versant nord. Ces ravines montrent également une évolution morphologique longitudinale indiquant une partie centrale plus étroite, plus profonde et avec une asymétrie plus marquée qu'au niveau des extrémités amont et aval. Les données De bathymétrie ainsi que la sismique montrent que ces ravines n'incisent pas ou très peu la pente.

On peut observer un faciès lité ondulé et concordant au-dessus des ravines (Fig. V-6E), indiquant un drapage continu et pratiquement isopaque sur l'ensemble de la zone.

Northern area	Water depth	Width (m)	Depth (m)	Right slope (°)	Left slope (°)
	410 m	890	5.10	0.65	0.75
	455 m	756	5.23	0.98	0.75
	500 m	714	6.40	1.27	0.92
	555 m	737	7.14	1.23	0.93
	610 m	758	5.00	0.69	0.70

Tableau V-2 : *Caractéristiques morphologiques des ravines de la zone nord sur un profil longitudinale entre 410 et 610 m de profondeur.*

(ii) La partie sud est caractérisée par des ravines irrégulières, généralement recoupées par un important escarpement de 40 m de haut situé à 455 m de profondeur d'eau, qui s'étend le long de la pente sur environ 60 km du Nord au Sud (Fig. V-7). Les ravines montrent une morphologie en « V » similaire à la partie nord mais sont plus profondes et incisées en amont de l'escarpement. Certaines ravines ré-incisent l'escarpement et sont souvent ramifiées dans leur partie proximale. Leur largeur est en moyenne de 750 m. Elles présentent également une légère asymétrie au niveau des flancs (Tableau V-3). Les données de sismique indiquent également un faciès lité ondulé caractéristique d'un drapage homogène. Cependant on observe que certaines incisions sont comblées localement.

Southern area	Water depth	Width (m)	Depth (m)	Right slope (°)	Left slope (°)
	410 m	655	4.63	0.86	0.83
	455 m	668	8.82	1.87	1.54
	500 m	738	7.79	1.26	1.02
	555 m	758	5.42	1.01	0.79
	610 m	876	4.73	0.64	0.60

Tableau V-3 : *Caractéristiques morphologiques des ravines de la zone sud sur un profil longitudinal entre 410 et 610 m de profondeur.*

I.5. Le Complexe de Transport en Masse (MTC)

La partie centrale de la zone d'étude est caractérisée par la présence d'un important Complexe de Transport en Masse ou *Mass Transport Complex* (MTC) (Fig. V-8). Il apparaît au niveau du talus moyen autour de 600 m de profondeur d'eau. Il est caractérisé en amont par trois larges cicatrices d'arrachement qui s'étendent sur 9 km du Nord au Sud et d'une quatrième cicatrice partiellement comblée. Elles forment un escarpement de 80-100 m de haut et sont séparées par des éperons rocheux de 1 à 3 km de long et 400 à 800 m de large qui correspondent à des reliques de la pente arrachée.

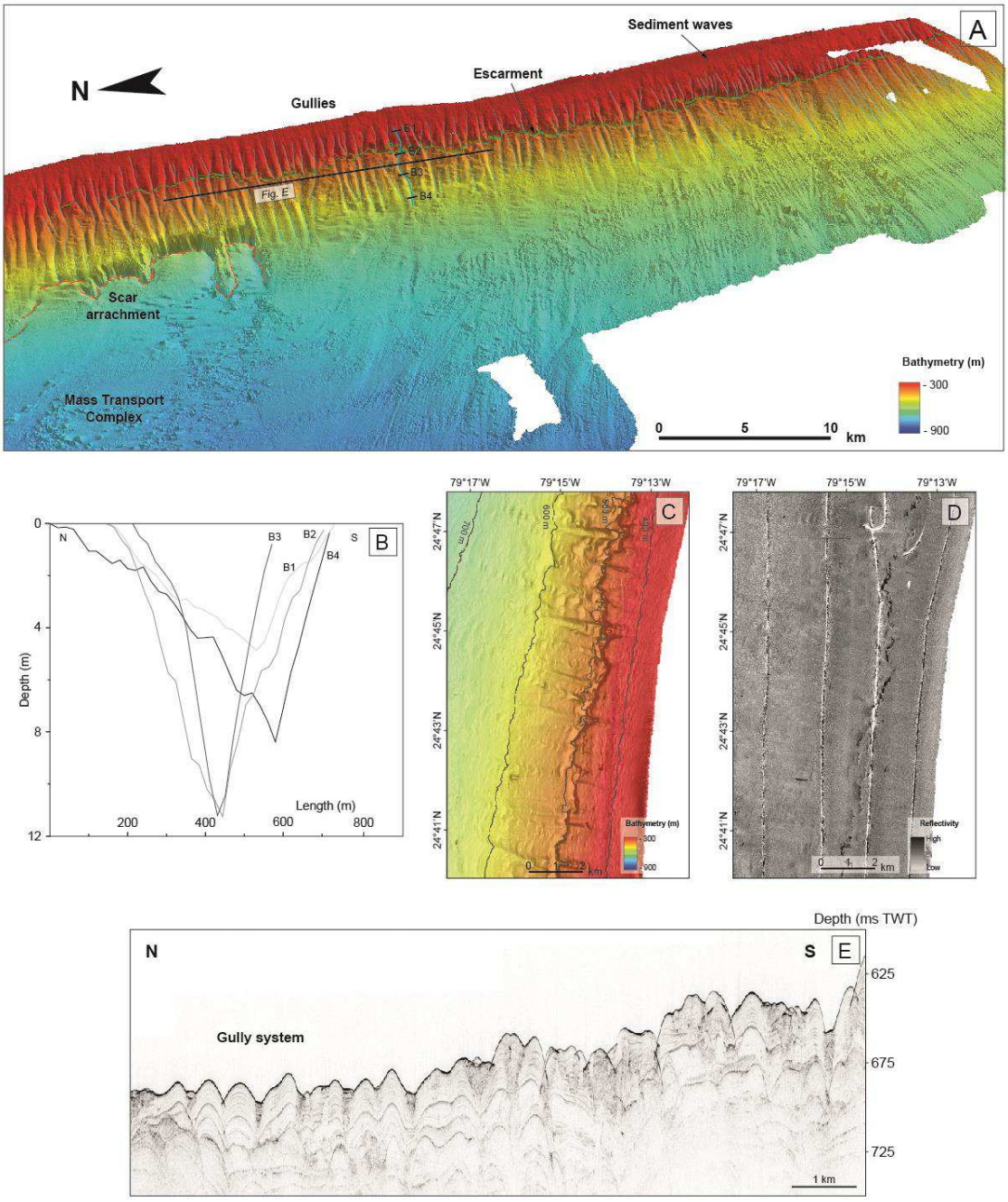


Figure V-7 : *Physiographie des ravines présentes sur la pente nord-ouest de Great Bahama Bank. A) Carte 3D de la bathymétrie des ravines (page précédente) ; B) Evolution longitudinale des profils bathymétriques transverses d'une ravine (localisation des profils sur la figure A) ; C) Zoom en bathymétrie ; D) Imagerie acoustique ; E) Profil Chirp.*

La cicatrice nord est surmontée de petits *pockmarks* circulaires d'environ 50 m de diamètre indiquant des échappements de fluides probablement liés à la décompression des sédiments lors du glissement en masse (Fig. V-9). Des prismes sédimentaires se forment à la base des escarpements et des éperons adjacents, montrant une surface ondulée recouverte par des *sediment waves*. Entre les cicatrices et les prismes sédimentaires, on observe un fossé profond de 10 m, indiquant localement des *plunge pools*.

La partie aval du MTC est caractérisée par une morphologie très irrégulière et accidentée qui s'étend dans le bassin sur une surface totale d'environ 300 km^2. Cette partie du bassin est très affectée par des courants de fond qui laissent des linéaments d'orientation S/N ainsi que des *scours* et des marques d'érosion (*crescent marks*) sur la face nord des blocs et des monts carbonatés qui couvrent le fond marin (Fig. V-9 ; Mullins et al., 1984; Grasmueck et al., 2007; Correa et al., 2012a,b).

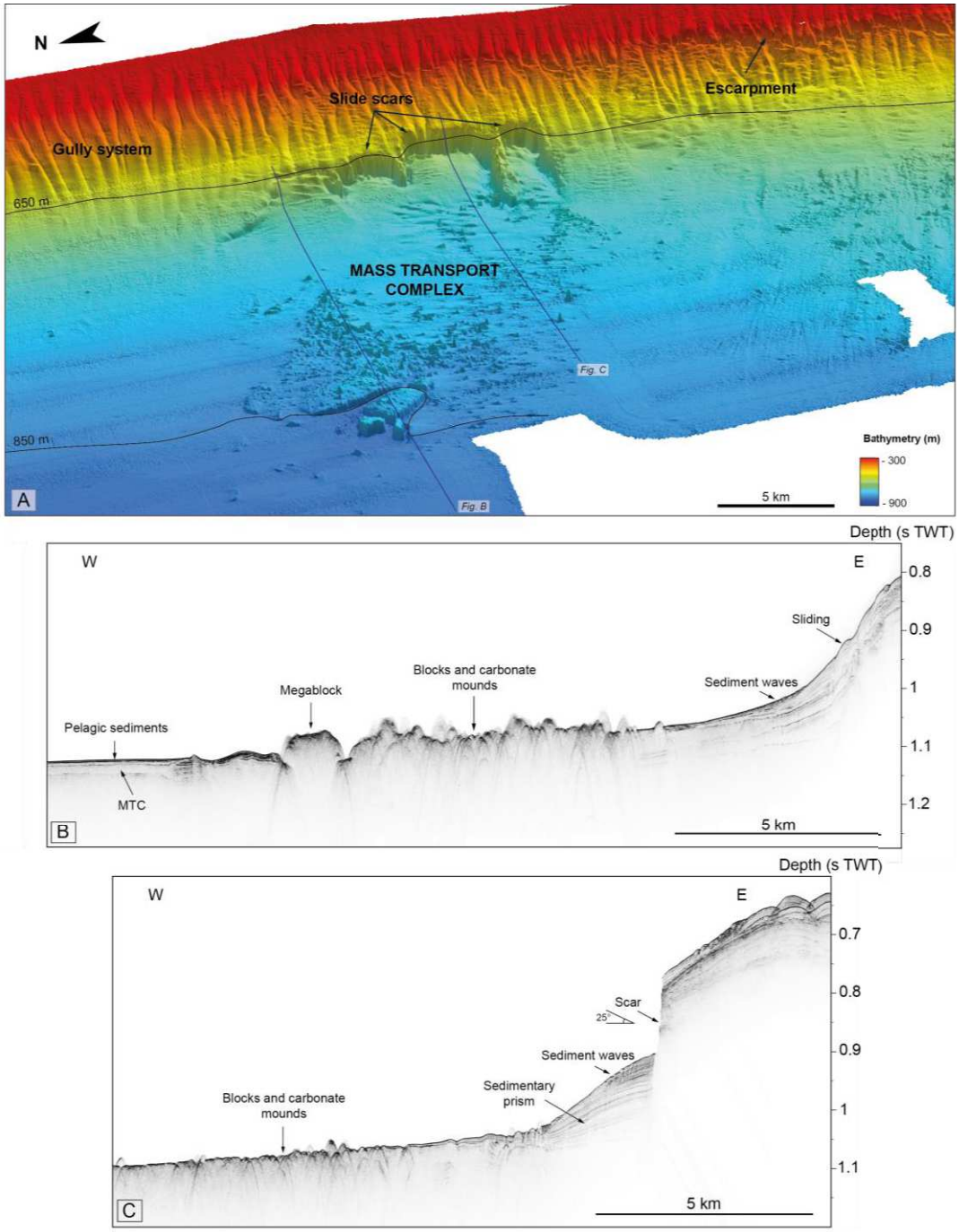


Figure V-8 : *Physiographie d'un Complexe de Transport en Mass (MTC) A) Bathymétrie en vue 3D (exagération verticale x10) ; B & C) Profils Chirp (localisation sur A).*

Le MTC se termine à 850 m de profondeur par des méga-blocs de 1 à 2 km de large et 50 m de haut. Le relief entre les blocs est accentué par l'érosion des courants de fond (Fig. V-9).

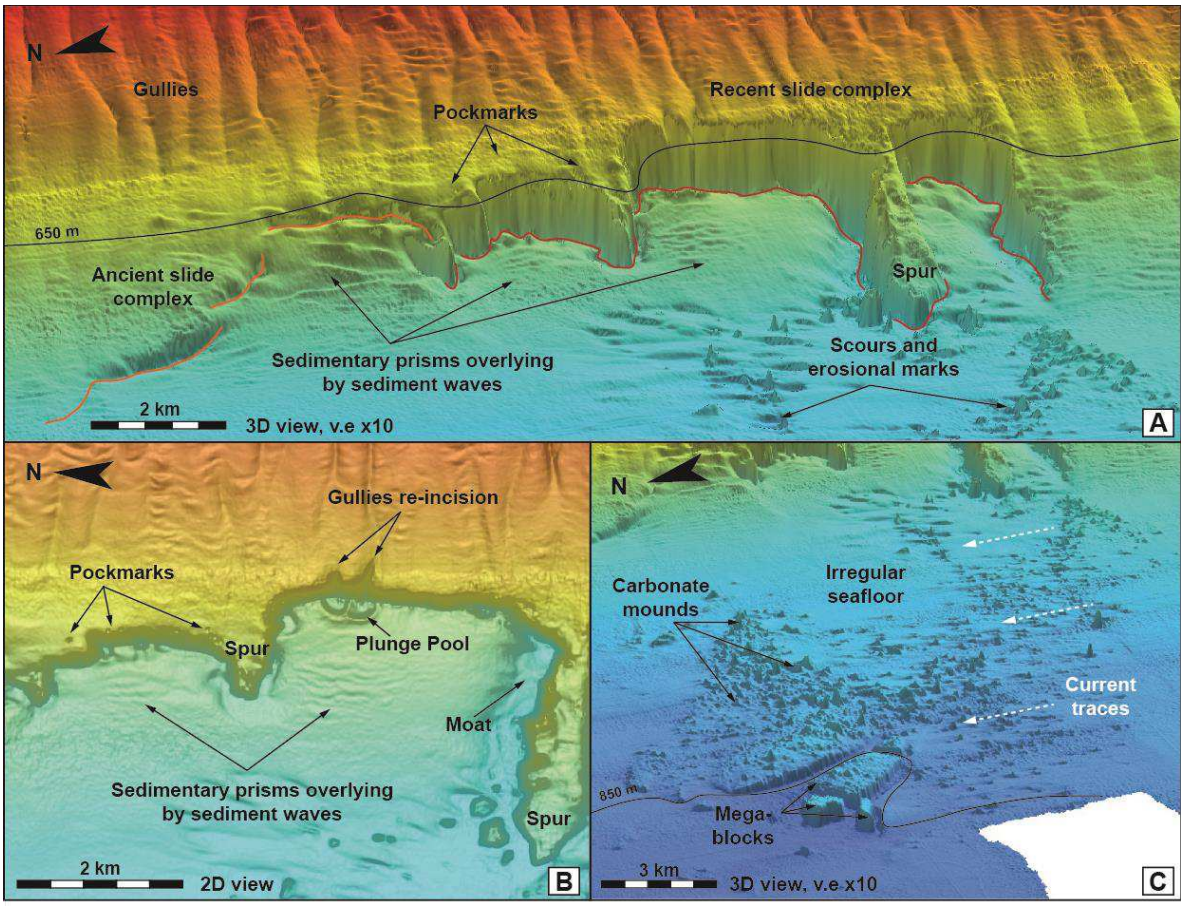


Figure V-9 : *Détails sur les éléments architecturaux du Mass Transport Complex. A) Bathymétrie en vue 3D de la partie proximale montrant les cicatrices d'arrachement et leur remplissage par des prismes sédimentaires ; B) Détail des cicatrices d'arrachement surmontées d'un alignement de pockmarks ; C) Partie distale du MTC caractérisée par une topographie très irrégulière liée à la présence de blocs et de monts carbonatés et se terminant par des méga-blocs.*

I.6. L'escarpement

Le talus moyen de la zone sud est affecté par la présence d'un important escarpement, parallèle au rebord de pente, d'environ 40 m de haut et qui s'étend sur environ 100 km (Fig. V-10). Il présente une forme longitudinale légèrement sinueuse. Dans sa partie nord, il apparaît à 450 m de profondeur, reste discontinu et avec un faible relief. Plus au sud, l'escarpement devient continu avec un relief plus marqué. Il recoupe l'ensemble des ravines indiquant qu'il s'est formé postérieurement. Néanmoins, certaines ravines peuvent localement le ré-inciser.

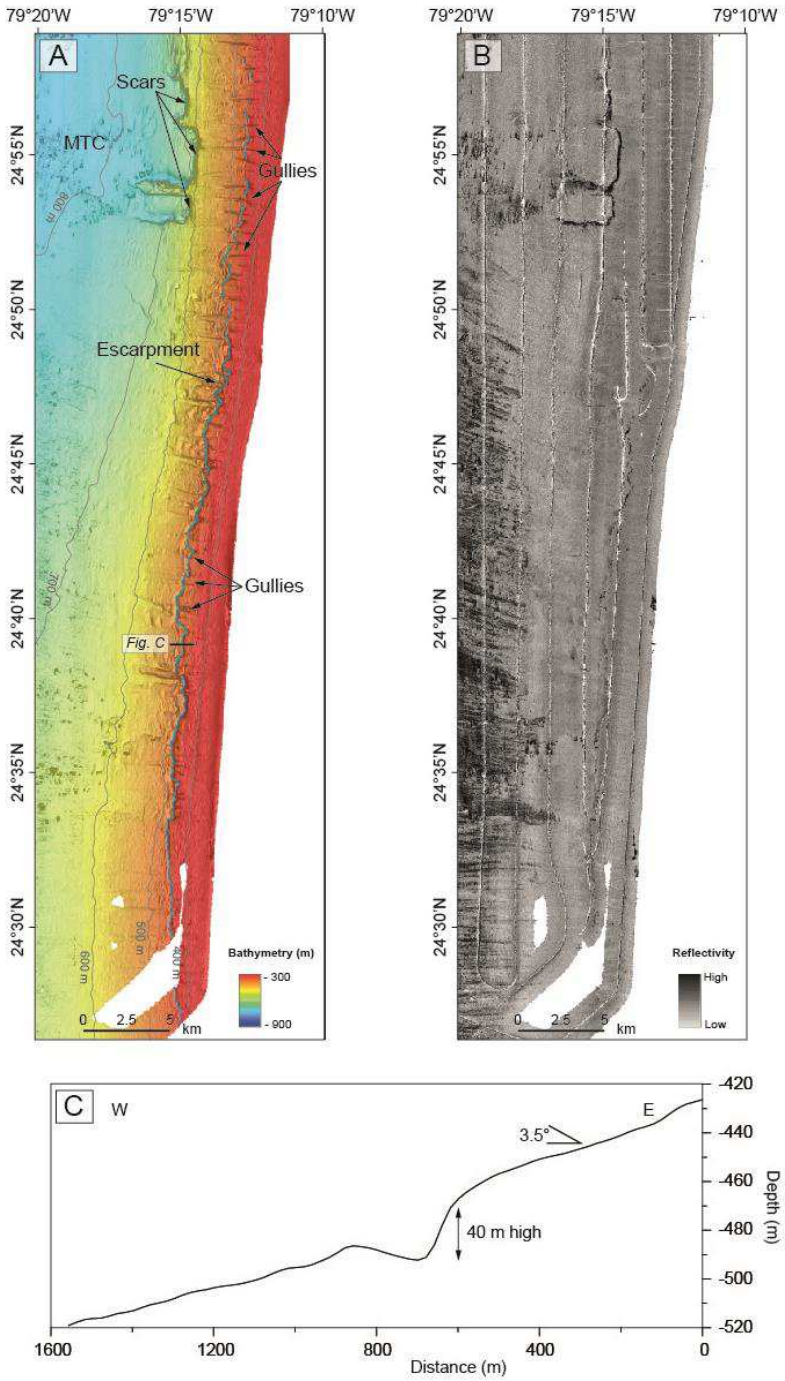


Figure V-10 : *Physiographie de l'escarpement dans la partie sud de la zone d'étude. A) Bathymétrie ; B) Imagerie acoustique ; C) Profil bathymétrique de l'escarpement (localisation sur la figure A).*

I.7. Les *sediment waves*

La pente nord-ouest du *Great Bahama Bank* est marquée par la présence de nombreuses *sediment waves* qui s'étendent sur plus de 100 km du Nord au Sud (Fig. V-11). Trois types de *sediment waves* ont pu être distingué en fonction de leur localisation et de leurs caractéristiques morphologiques (taille, amplitude, longueur d'onde, symétrie, sinuosité).

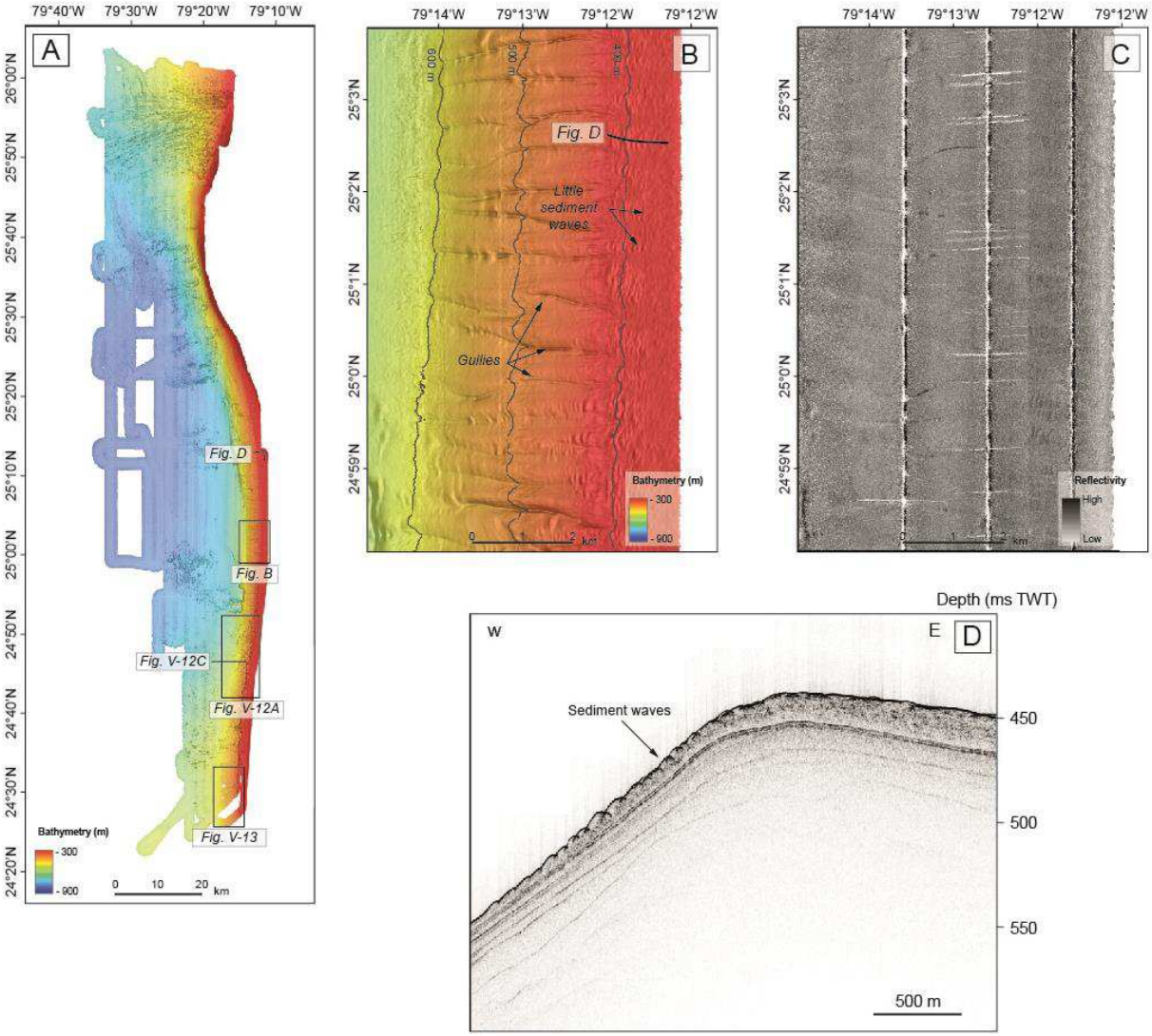


Figure V-11 : *Physiographie des sediment waves dans la partie amont des ravines. A) Carte bathymétrique de localisation des zones de ravines sur le talus moyen ; B) Zoom sur la bathymétrie ; C) Zoom sur l'imagerie acoustique ; D) Profil Chirp (localisation sur la figure A).*

Des *sediment waves* sont présentes au niveau du talus moyen, entre 300 et 425 m de profondeur d'eau (Fig. V-11). Elles sont organisées en un champ continu, parallèle à la pente. Elles sont dissymétriques, avec un flanc raide orienté vers l'amont (vers l'Est), et un flanc à pente douce orienté vers l'aval (vers l'Ouest). Elles sont irrégulières, légèrement sinueuses, avec une crête de 100 à 800 m de long, et de petite taille, inférieure à 5 m de haut et de longueur d'onde variant entre 80 et 150 m. Les *sediment waves* sont situées de part et d'autre des incisions, en position inter-ravines mais sont aussi présentes en amont de la zone où apparaissent les ravines, sur le talus supérieur.

Des *sediment waves* de plus grande taille sont présentes dans la partie sud de la zone d'étude, en aval de l'escarpement, entre 450 et 600 m de profondeur (Fig. V-12). Elles se situent entre les ravines. Elles sont très irrégulières, sinueuses et dissymétriques, avec un flanc raide orienté vers l'amont et un flanc doux vers l'aval. Elles présentent des longueurs de

crêtes de 600 à 1500 m et des longueurs d'onde variant de 150 à 300 m et des hauteurs de 5 à 10 m. Betzler et al. (2014) ont montré que les crêtes des *sediment waves* ont une légère orientation vers le Nord.

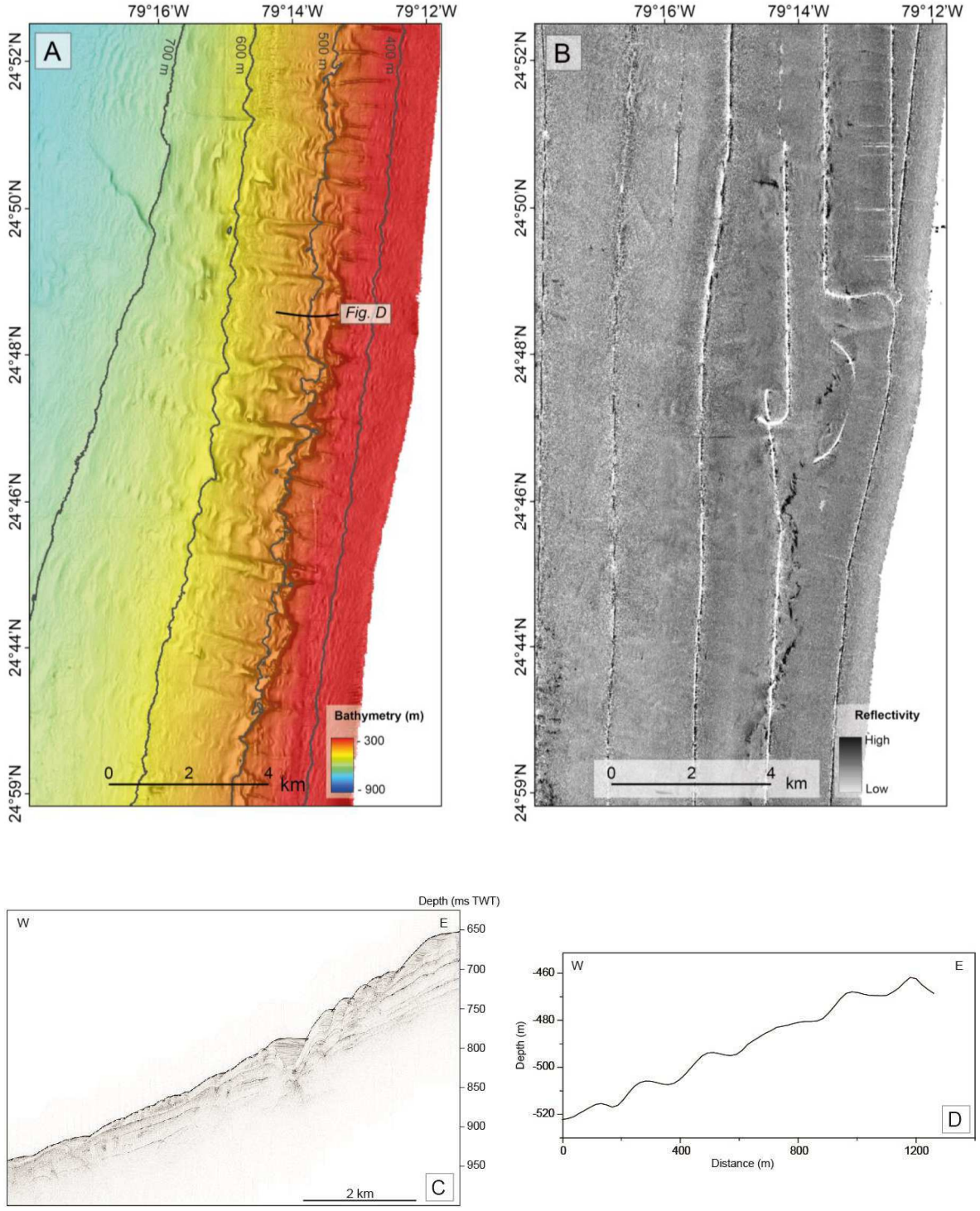


Figure V-12 : *Physiographie des sediment waves en aval de l'escarpement. A) Bathymétrie ; B) Imagerie acoustique ; C) Profil Chirp (localisation sur la figure V-11) ; D) Profil bathymétrique (localisation sur la figure A).*

De petites *sediment waves* sont situées au niveau du talus inférieur, entre 600 et 750 m de profondeur d'eau, en aval de l'embouchure des ravines (Fig. V-13). Elles sont irrégulières, dissymétriques avec un flanc raide orienté vers l'amont et un flanc peu penté orienté vers l'aval.

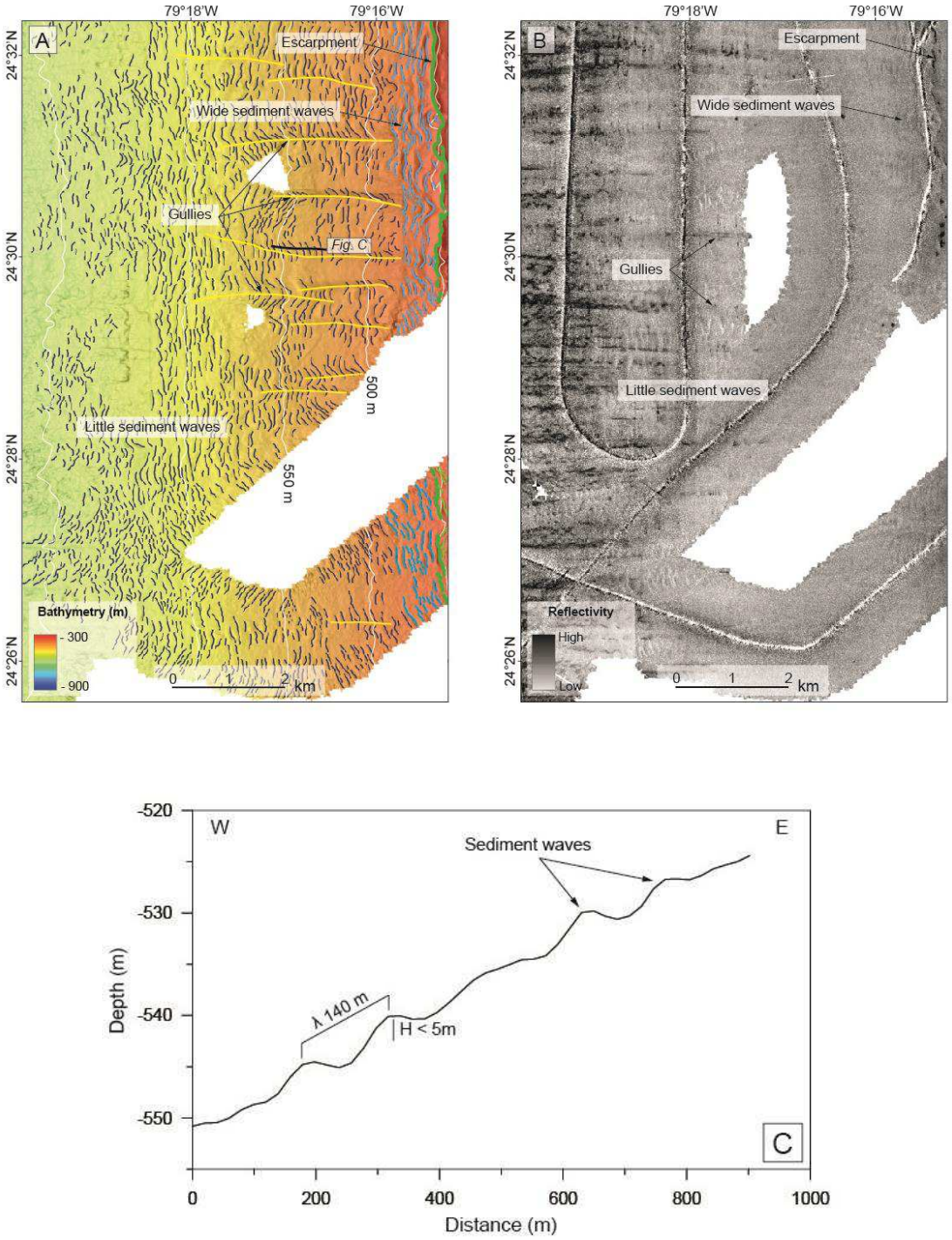


Figure V-13 : *Physiographie des sediment waves (en bleu) de bas de pente. Les ravines sont indiquées en jaune et l'escarpement en vert. A) Bathymétrie ; B) Imagerie acoustique ; C) Profil bathymétrique (localisation sur la figure A).*

I.8. Les massifs coralliens d'eau profonde

Les études de Correa (2012) et Correa et al. (2012a,b) ont montré que la pente nord-ouest du *Great Bahama Bank* est propice au développement de massifs coralliens isolés ou monts carbonatés. Ils sont cependant très variables en termes de taille, de forme et d'orientation. Leur distribution et leur orientation ne semblent pas corrélées à la présence du courant de Floride mais plutôt à l'interaction entre l'hydrodynamisme de la zone, les antécédents topographiques et le taux de sédimentation.

Correa et al. (2012b) les ont décrit comme étant une association de coraux branchus scléractinaires (*Lophelia pertusa* et *Enallopsammia profonda*) d'eau profonde (50-3000 m). Ils sont présents en grand nombre, sur le talus moyen à partir de 250 m de profondeur jusque dans le bassin autour de 850 m où ils croissent sur des hauts topographiques (MTCs, rebords de sillons, blocs) (Fig. V-14). Lorsqu'ils se développent sur les bordures de sillons, les coraux s'orientent préférentiellement selon une direction E-O, dans le sens des structures perpendiculaires à la pente.

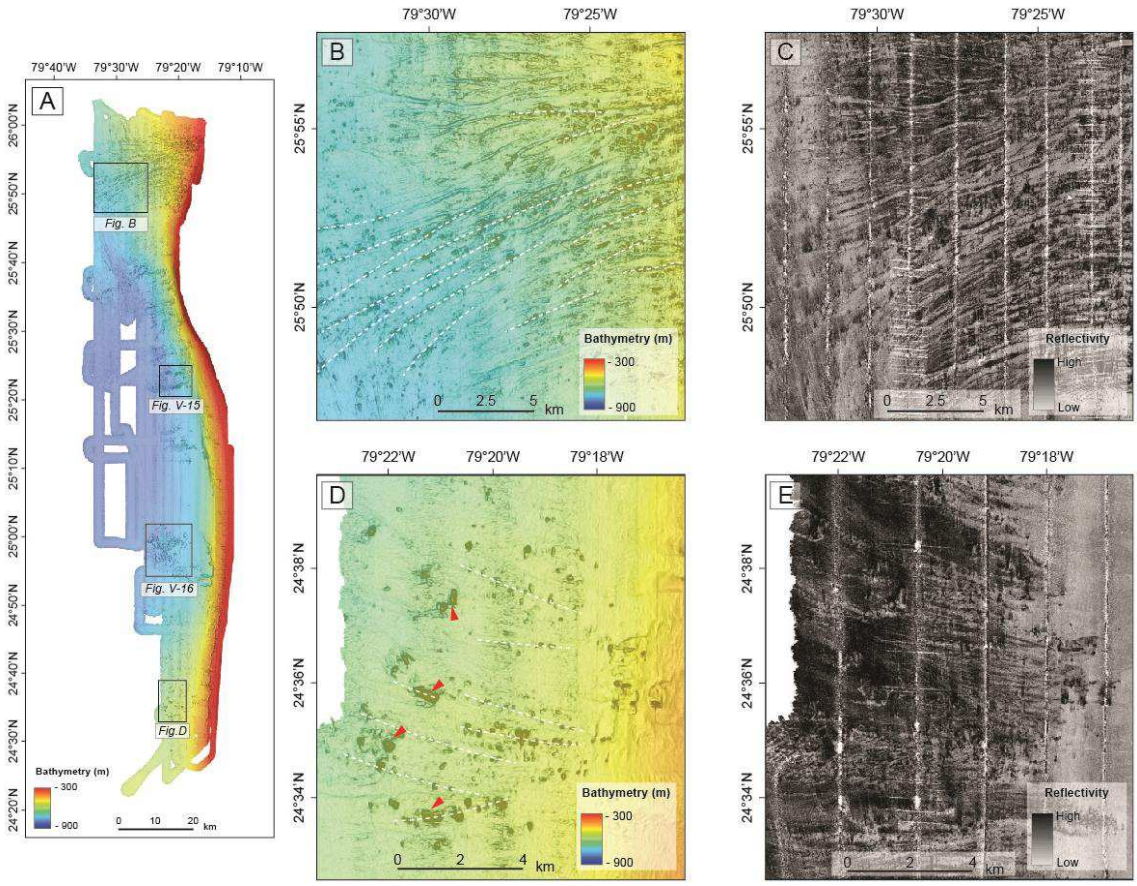


Figure V-14 : *Physiographie des zones à monts carbonatés présents sur la pente ouest de Great Bahama Bank. Les monts carbonatés s'orientent perpendiculairement à la pente, sur les rebords des sillons d'érosion, indiqués par les lignes en pointillées blancs. A) Localisation des différentes zones détaillées; B) Bathymétrie ; C) Imagerie acoustique; D) Bathymétrie ; E) Imagerie acoustique.*

La zone nord (Fig. V-14B) montre des monts carbonatés de forme circulaire à elliptique, de taille variable, allant de quelques dizaines à quelques centaines de mètres de diamètre, pour des hauteurs de 10 à 80 m. Ils montrent dans l'ensemble une orientation préférentielle E-O liée à la présence des sillons d'érosion. Ils sont très denses et de grande taille sur les crêtes des sillons au niveau du talus moyen à inférieur tandis que leur densité est moindre et leur taille plus réduite dans le bassin.

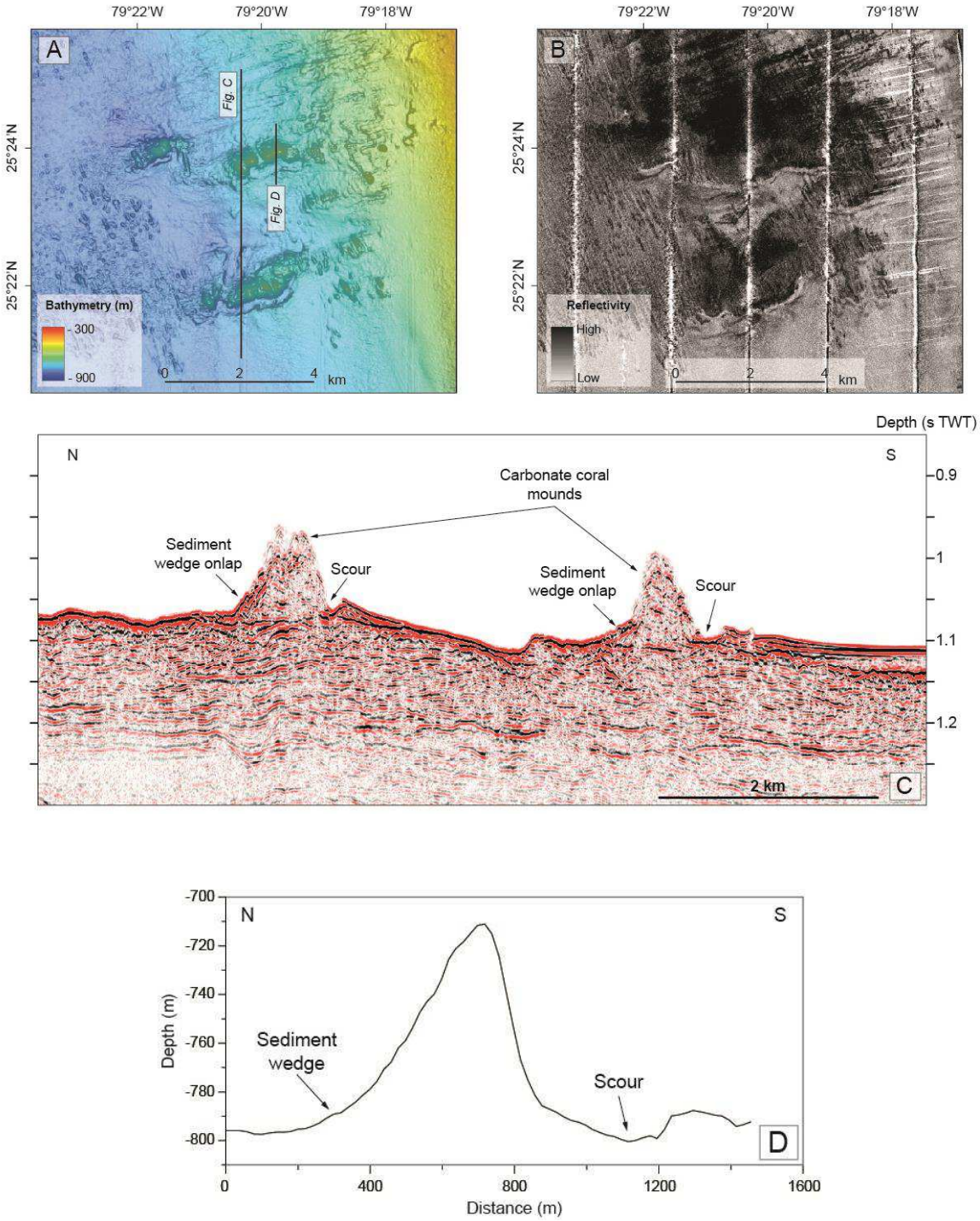


Figure V-15 : *Physiographie des monts carbonatés présents dans la zone à l'Ouest de Bimini. A) Bathymétrie ; B) Imagerie acoustique; C) Profil SMT ; D) Profil bathymétrique.*

Des monts carbonatés du même type que ceux de la zone nord existent également dans la zone sud (Fig. V-14D). Ils sont essentiellement répartis au niveau d'une série de stries divergentes d'orientation E-O qui forment de légers reliefs (< 10 m) de 500 à 1500 m de large.

La zone au Sud de Bimini montre des monts carbonatés coalescents qui forment des structures asymétriques allongées d'orientation NE-SO (Fig. V-15). Ces structures sont présentes au niveau de la pente relativement raide, entre 750 et 850 m de profondeur d'eau. Leur face méridionale est plus raide. Elle est marquée par une dépression de plusieurs centaines de mètres de large et 20 à 50 m de profondeur tandis qu'un prisme sédimentaire recouvre le flanc septentrional moins raide. L'imagerie indique des structures de forte réflectivité. L'édifice le plus important de la zone fait 1800 m de long, 500 m de large et un maximum de 110 m de hauteur.

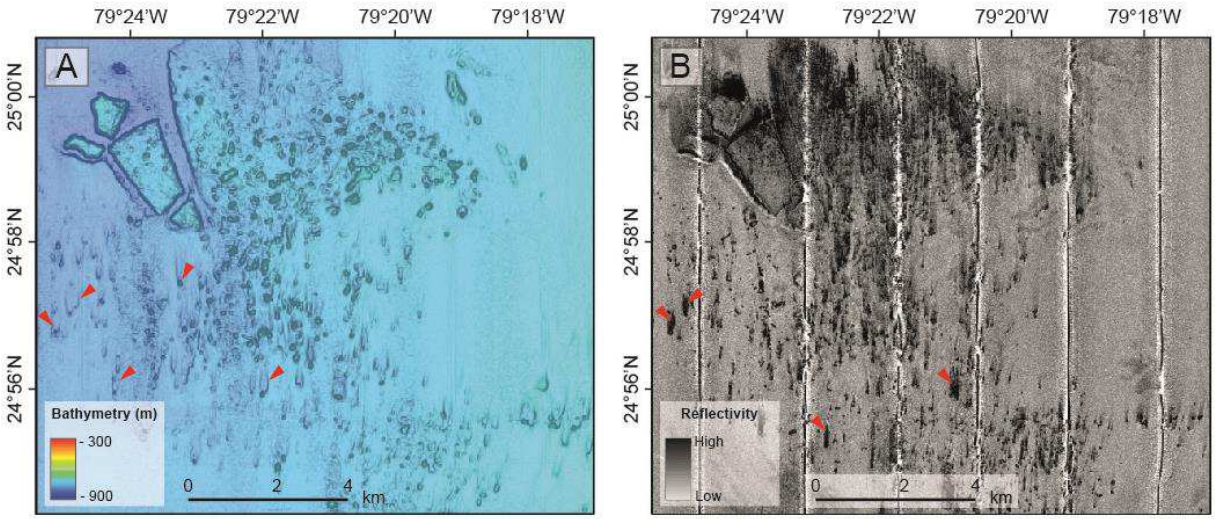


Figure V-16 : *Physiographie de la zone des monts carbonatés en aval du MTC (localisation sur la figure V-14). A) Bathymétrie ; B) Imagerie acoustique.*

La zone du MTC est couverte de monts carbonatés entre 750 et 850 m de profondeur d'eau. Ils sont de forme relativement circulaire, de taille variable et présentent des hauteurs de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Sur leurs faces nord se développent des structures allongées en « queue de comète » qui montrent une forte réflectivité sur la carte d'imagerie acoustique. Leurs faces sud montrent une dépression allongée (Fig. V-16).

La topographie héritée des objets gravitaires présents dans la pente influence la localisation des monts carbonatés et leur alignement, comme par exemple au niveau des sillons d'érosion où ils sont orientés en position axiale inter-sillons. La surface rugueuse liée aux blocs et débris provenant du MTC forment des hauts topographiques et constituent un substrat pour le développement et la croissance de communautés de coraux d'eau froide (Grasmueck et al., 2007; Correa et al., 2012b).

I.9. Les *pockmarks*

Les *pockmarks* sont des structures d'échappement de fluide de forme circulaire à elliptique dont les tailles peuvent varier de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres de diamètre pour des profondeurs de plusieurs dizaines de mètres (Hovland, 1983). Les *pockmarks* observés sur les données bathymétriques de la pente occidentale du GBB sont peu nombreux et peuvent se rencontrer (1) isolés ou (2) alignés.

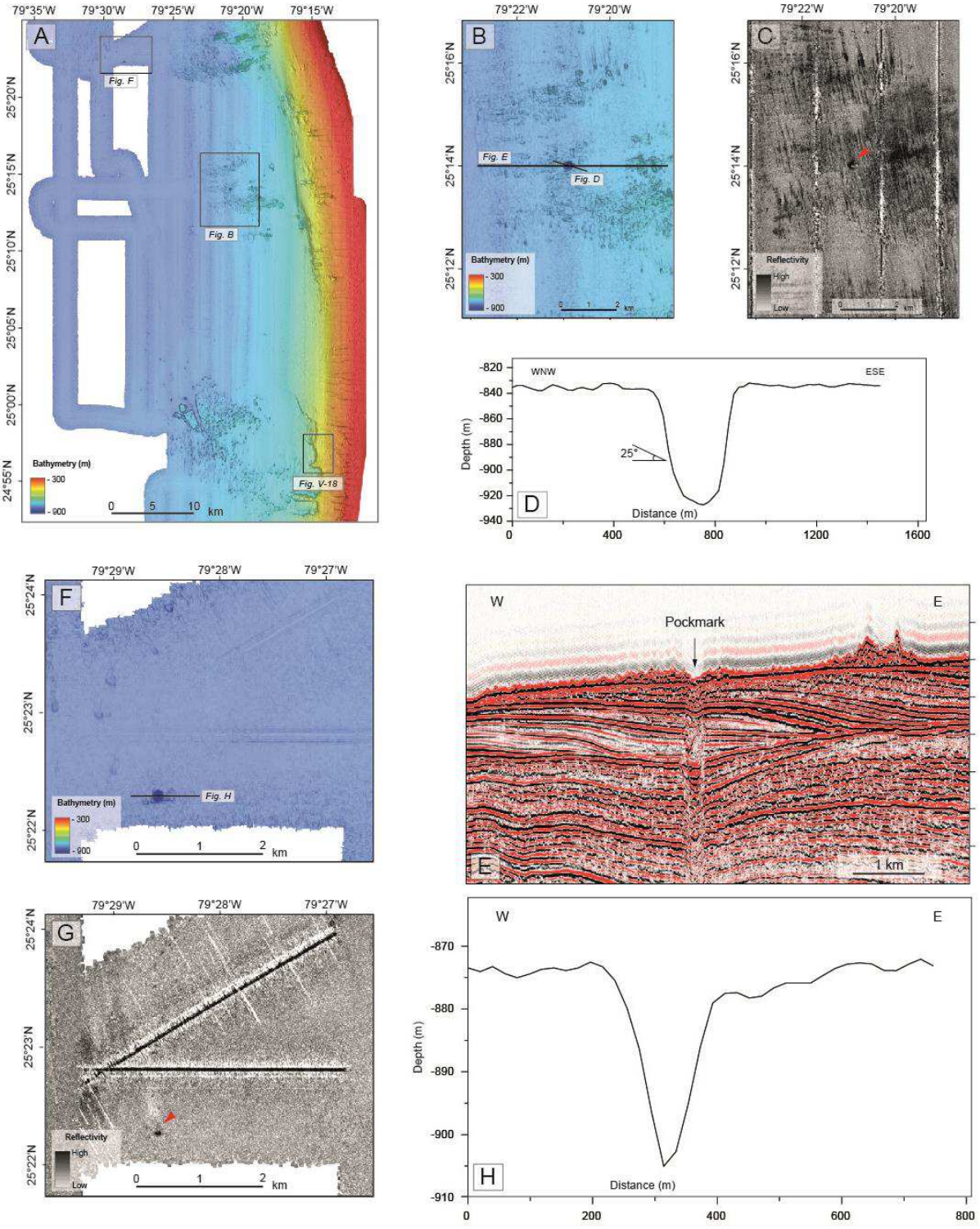
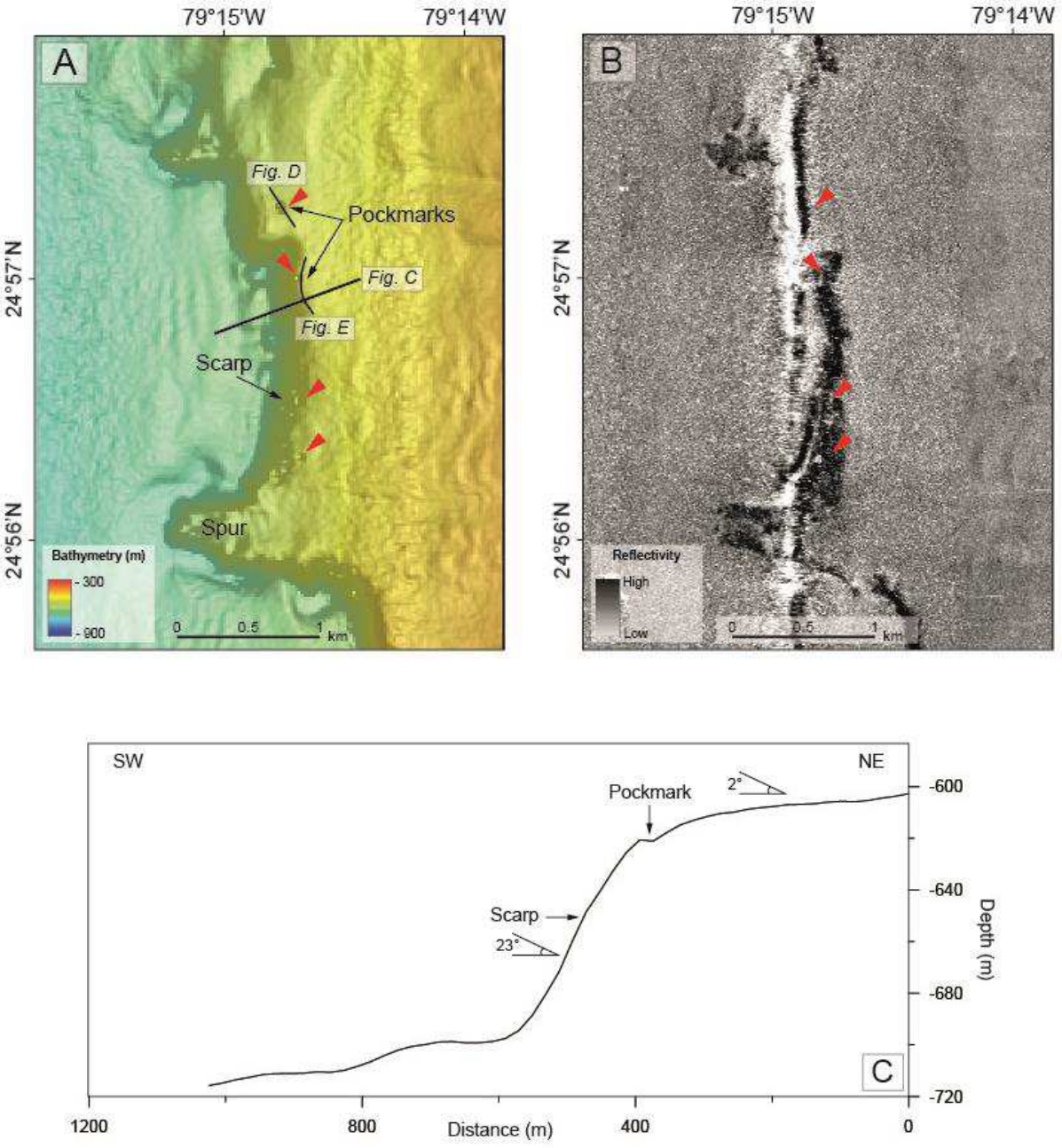


Figure V-17 (page précédente) : *Physiographie des pockmarks isolés. A) Carte bathymétrique de localisation des différents pockmarks de la zone d'étude ; B) Bathymétrie ; C) Imagerie acoustique ; D) Profil bathymétrique ; E) Profil sismique cross-line (localisation sur la figure B) ; F) Bathymétrie ; G) Imagerie acoustique ; H) Profil bathymétrique.*

- Les *pockmarks* isolés

Les *pockmarks* isolés s'observent de manière aléatoire au niveau du bassin à des profondeurs supérieures à 800 m. Ils sont caractérisés par une forme circulaire régulière, un diamètre variable de 150 à 400 m et une dépression bien marquée de plusieurs dizaines de mètres (30 à 95 m).



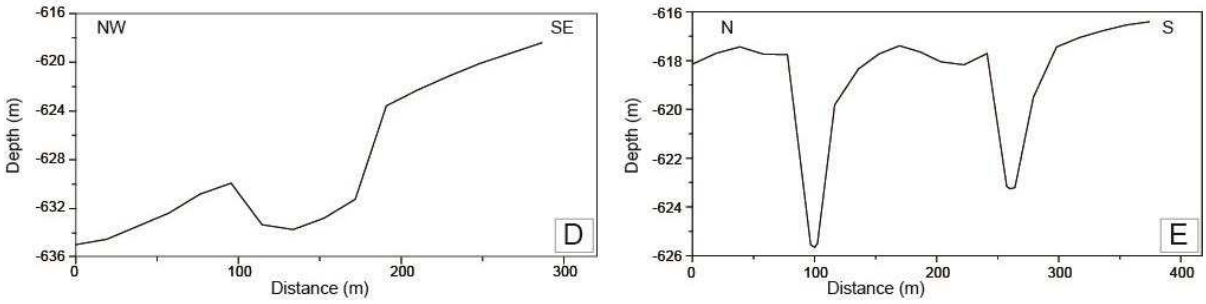


Figure V-18 (page précédente): *A) Bathymétrie ; B) Imagerie acoustique ; C), D) & E) Profils bathymétriques (localisation sur la figure A).*

Ce type de *pockmark* de grande dimension s'observe très distinctement sur la sismique multitraces (Fig. V-17). Il créé des figures en push-down au niveau des réflexions sous-jacentes en raison d'une diminution de la vitesse sismique liée à la présence des fluides.

- Les *pockmarks* alignés

Les *pockmarks* alignés se rencontrent au sommet d'une des trois cicatrices d'arrachement du MTC (Fig. V-18). Ils sont également de forme circulaire mais de taille beaucoup plus petite que les *pockmarks* isolés observés dans le bassin avec un diamètre de 50 à 100 m et une dépression de 5 à 10 m.

I.10. Les traces de courant

L'ensemble de la zone d'étude est marquée par deux types de structures linéaires de direction S/N témoignant de l'influence de courants unidirectionnels continus sur le fond marin (Fig. V-19) :

L'extrémité sud-ouest et la partie médiane de la zone d'étude indiquent la présence de structures allongées en forme de « queue de comète », qui se répartissent sur la face nord des monts carbonatés. Ces structures sont de taille variable, pouvant aller de 150 à 600 m de long, et orientée vers le Nord. Leur centre correspond à une petite dépression d'environ 5 m (Figs. V-19, 20).

Il s'agit de figures d'érosion de type *crescent marks,* alignées dans l'axe du courant de contour. Leur dimension dépend de la taille et de la forme de l'obstacle présent sur le fond. L'obstacle produit une déflexion des lignes de courant et génère un affouillement à l'amont de l'obstacle et un dépôt à l'aval.

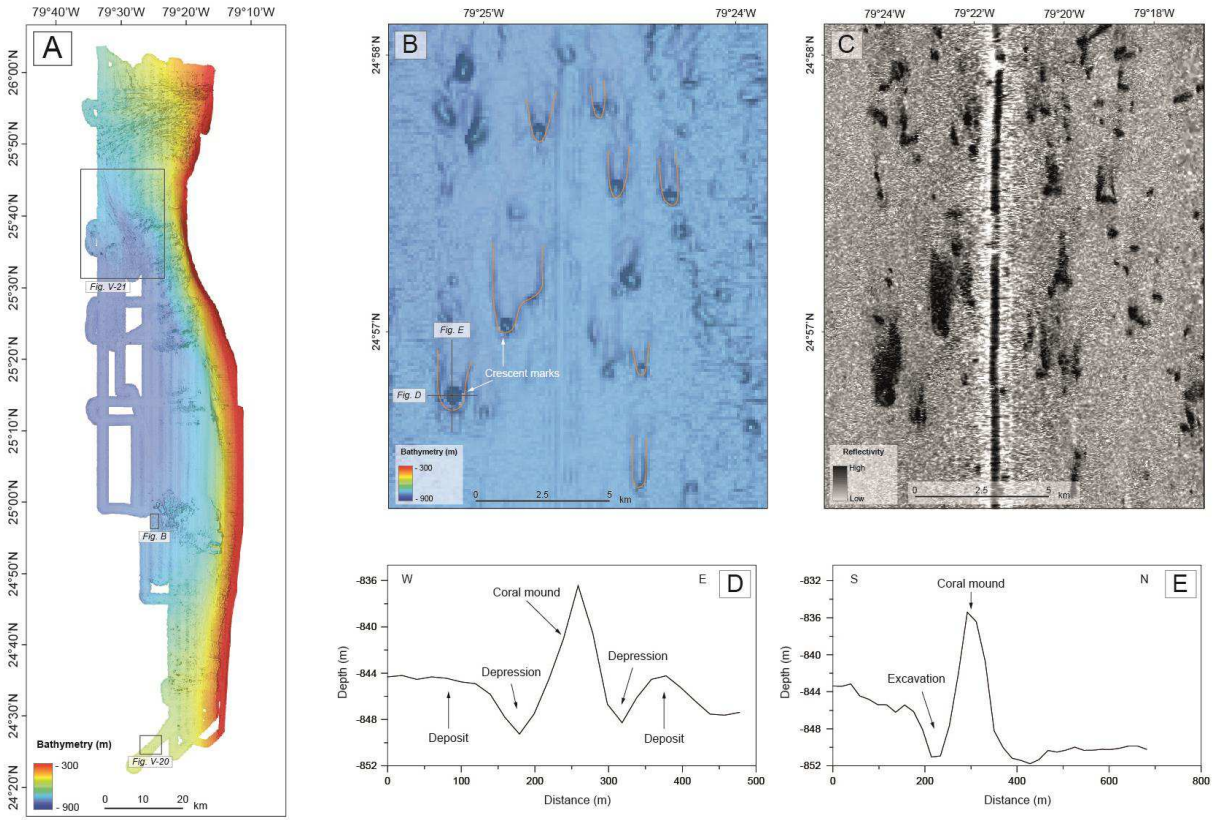


Figure V-19 : *Physiographie des différentes traces de courant présentes sur la zone d'étude A) Localisation ; B) Bathymétrie ; C) Imagerie acoustique ; D & E) Profils bathymétriques.*

La zone nord est marquée par la présence d'une large gouttière longitudinale faiblement sinueuse qui s'étend sur environ 20 km vers le Nord. Elle montre une forme en « U » avec une largeur d'environ 4 km et une profondeur de 25 à 30 m. Son extrémité nord est marquée par la présence de nombreuses dépressions allongées de 4 m de profondeur (Fig. V-21).

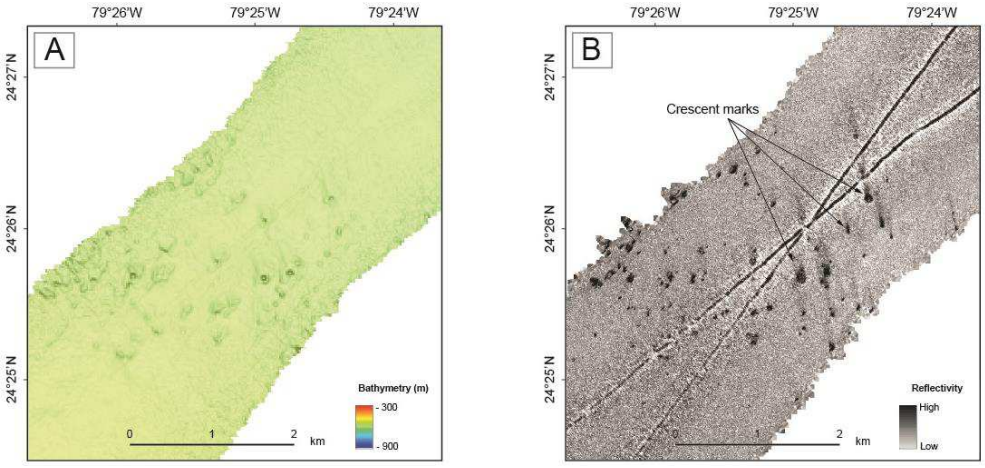


Figure V-20 : *Physiographie des différentes traces de courant présentent dans l'extrémité sud de la zone d'étude (localisation sur la figure V-19). A) Bathymétrie ; B) Imagerie acoustique.*

Il s'agit du chenal d'érosion ou « *moat* » contouritique lié à la présence du drift de Santaren. Le *moat* est défini comme une dépression en érosion liée à l'intensité du courant de contour sur le fond marin (Faugère et al., 1999). Le *moat* montre des sillons et des *crescent marks* sur le fond.

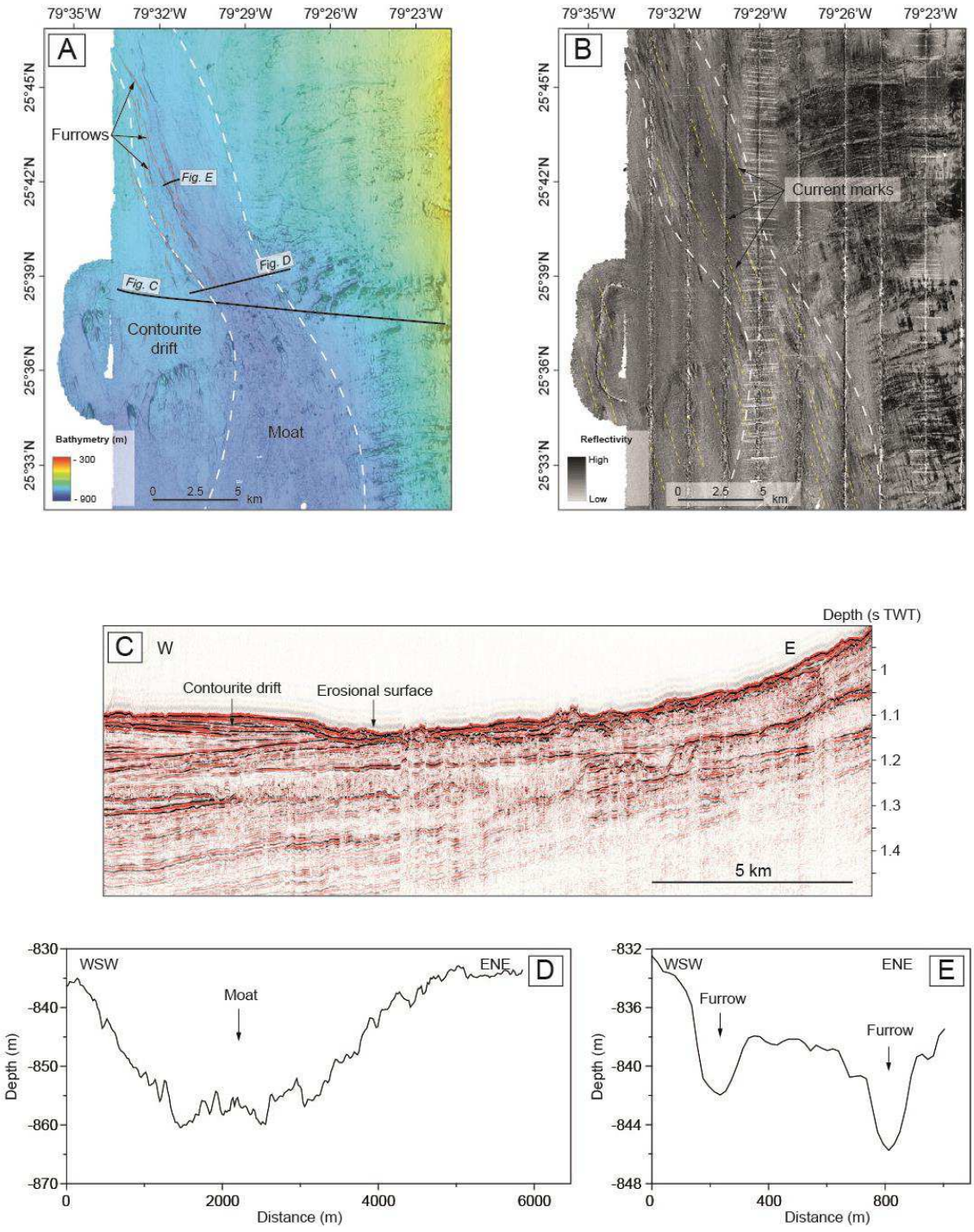


Figure V-21 : *Physiographie du moat contouritique très marqué dans la partie nord de la zone d'étude. A) Bathymétrie ; B) Imagerie acoustique ; C) Profil SMT en coupe du moat (localisation sur la figure A); D) Profil bathymétrique du moat (localisation sur la figure A); E) Profil bathymétrique des sillons (localisation sur la figure A).*

I.11. Les *plunge pools*

Les *plunge pools* correspondent à des dépressions ovoïdes qui se forment à la base d'une rupture de pente très abrupte (Farre et Ryan, 1985 ; Lee et al., 2002). Ce type de structure témoigne de la présence de courants de densité chargés en sédiments en provenance de la plate-forme continentale et qui s'écoule vers le bassin. Son pouvoir érosif est fortement lié au gradient de pente (Lee et al., 2002).

Dans notre zone d'étude, des *plunge pools* d'environ 300 m de diamètre et 20 m de profondeur sont visibles en contrebas des grandes cicatrices d'arrachement liées au Complexe de Transport en Masse (Fig. V-22). Ces escarpements abrupts ont un gradient de pente d'environ 25°. Les ravines présentes en amont des cicatrices indiquent des ré-incisions post escarpement, à l'origine de ces *plunge pools*.

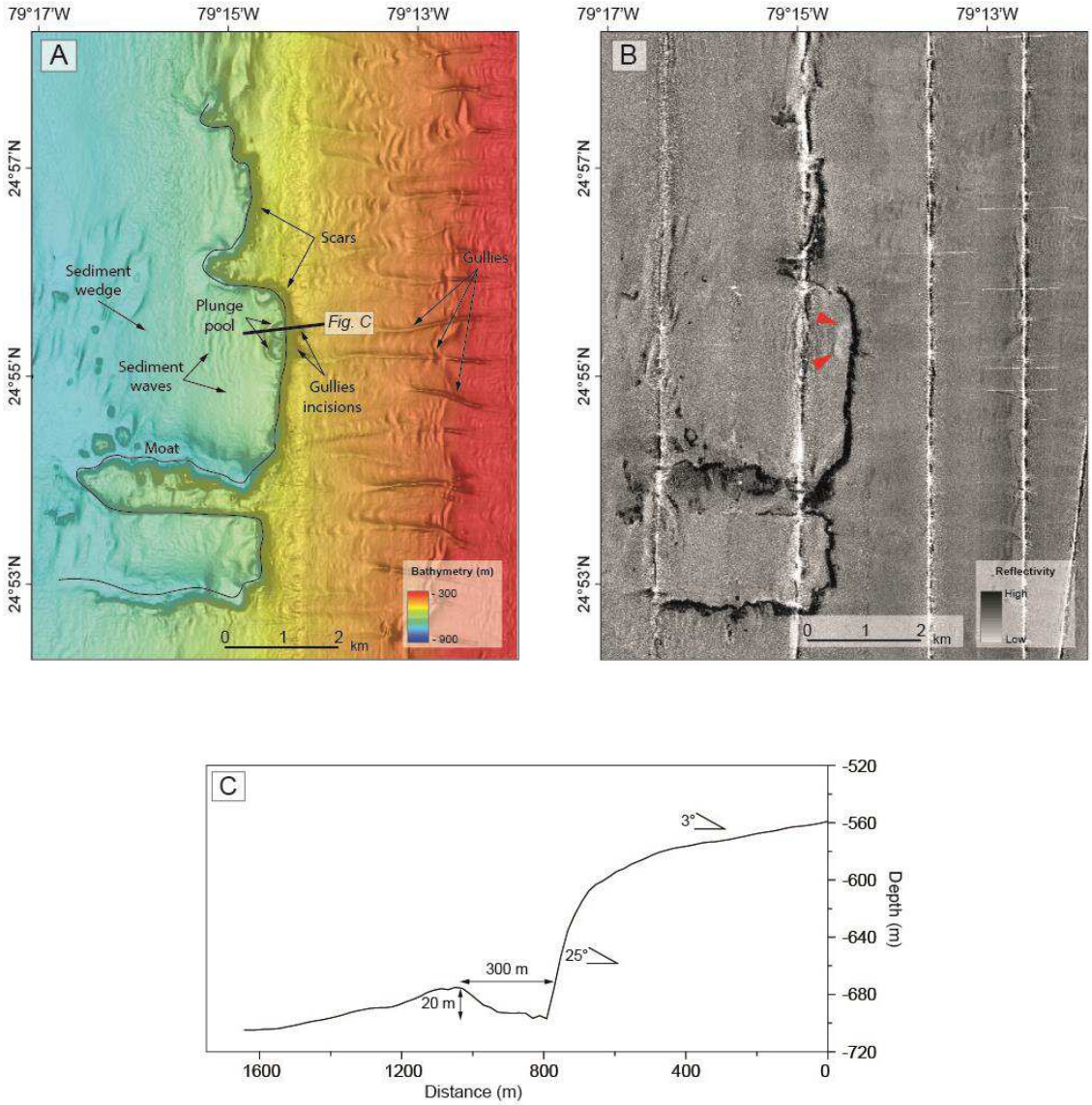


Figure V-22 : *Physiographie des plunge pools. A) Bathymétrie ; B) Imagerie acoustique ; C) Profil bathymétrique (localisation sur la figure A).*

II. ANALYSE DES DONNÉES ACOUSTIQUES MULTIFAISCEAUX EM302 ET CHIRP

II.1. Classification des faciès acoustiques EM302

La réflectivité indique le contraste de propriétés acoustiques entre la colonne d'eau et le fond marin. L'analyse des faciès acoustiques EM302 permet d'obtenir des données qui fournissent des informations sur la nature du sédiment, son état de consolidation et sur la morphologie du fond marin (rugosité). Dans les systèmes carbonatés, on attribue les faciès à forte réflectivité (représenté par des tons noirs à gris) à des faciès grossiers poreux, cimentés voire lithifiés, tandis que les faciès à faible réflectivité (représentés par des tons clairs) caractérisent plutôt des faciès meubles boueux faiblement ou non lithifiés.

En se basant sur l'intensité des niveaux de gris, douze faciès acoustiques, répartis en quatre classes, sont proposés dans l'analyse de l'imagerie EM302 (Tableau V-4) : (1) très forte réflectivité, (2) forte réflectivité, (3) réflectivité moyenne, et (4) faible réflectivité.

À l'intérieur même d'un faciès acoustique, des variations de réflectivité très locales sont souvent observées. Elles sont dues aux irrégularités du fond marin et donnent un aspect hétérogène au faciès acoustique. Huit principaux types de structures sédimentaires ont été mises en évidence sur l'imagerie EM302 (Tableau V-5): (1) des structures linéaires convergentes dans le sens de la pente, (2) des structures ondulantes, (3) des patchs subcirculaires de très forte réflectivité, (4) des sillons distributaires dans le sens de la pente, (5) des structures linéaires perpendiculaires à la pente, (6) des structures en queue de comète de forte réflectivité indiquant un transport perpendiculaire à la pente, (7) des sillons linéaires subparallèles dans le sens de la pente et (8) des structures linaires subparallèles dans le sens de la pente.

II.2. Répartition des faciès acoustiques EM302

Les faciès de **très forte réflectivité (A-I et A-II)** sont présents localement et de manière discontinue dans la moitié nord de la zone d'étude, sur les talus moyen et inférieur et ne sont associés à aucune structure sédimentaire (Figs. V-23 et V-24). (1) Le faciès A-I se rencontre en patchs épars, sur le talus moyen, entre 350 et 475 m de bathymétrie, et sur le talus inférieur, entre 600 et 850 m de bathymétrie. (2) Le faciès A-II s'observe en bandes étroites (~10 km de long / ~3 km de large) et discontinues sur le talus moyen, entre 375 et 600 m de bathymétrie, à l'ouest de la zone de *Bimini Islands*, où les pentes sont les plus fortes (~7,5°).

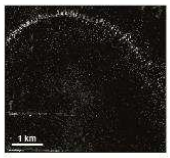
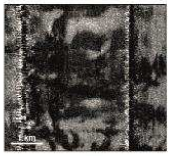
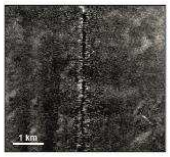
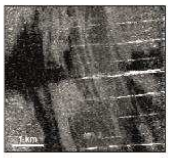
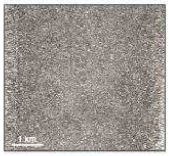
Class	Type	Legende	EM302 detail	Description	Location
A. VERY HIGH REFLECTIVITY	*A-I*			Homogeneous, without apparent structures	Patchy-distributed in the north area: (1) in the middle slope between -350 and -475 m of water depth and (2) in the lower slope between -600 and -850 m of water depth
	A-II			Heterogeneous, with black spotted aspect	Seaward *Bimini Islands*, in the middle slope, between -375 and -600 m of water depth
B. HIGH REFLECTIVITY	*B-II.1*			Heterogeneous, with mottled aspect	In the north, in the middle to lower slope, between -375 and -650 m of water depth
	B-II.2			Heterogeneous, with chevron -patterned	Wide areas along the lower slope, between -640 and -850 m of water depth
	B-II.3			Heterogeneous	Patchy-distributed in the middle to lower slope, between -425 and -700 m of water depth
	B-II.4			Heterogeneous, with stripy aspect	Patchy-distributed in the lower slope, between -775 and -850 m of water depth
C. MEDIUM REFLECTIVITY	*C-I*			Homogeneous, without apparent structures	Lower slope to basin, below -780 m of water depth
	C-II			Heterogeneous with spots of variable reflectivity	Upper and middle slope, above -500 m of water depth
D. LOW REFLECTIVITY	*D-I*			Homogeneous, without apparent structures	Upper slope to basin
	D-II			Heterogeneous with mottled aspect	Lower slope, between -625 and -850 m of water depth

Tableau V-4 : *Classification, description, localisation des faciès de réflectivité acoustique EM302.*

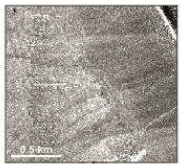
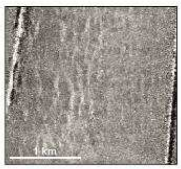
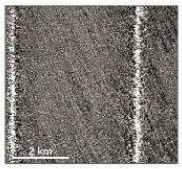
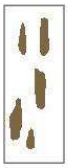
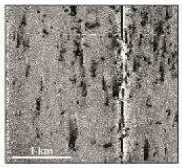
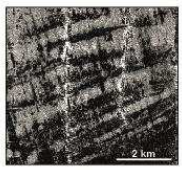
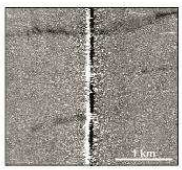
Class	Type	Legende	EM302 detail	Description	Location
SEDIMENTARY STRUCTURES	S-1			E-W linear converging structures	In the upper to middle slope, between -300 and -570 m of water depth
	S-2			Alongslope wavy structures	In the half south part of the study area, in the upper to middle slope, between -320 and -750 m of water depth
	S-3			Sub-circular spots of very high reflectivity	Patchy distributed, in the north, in the middle slope, between -450 and -620 m of water depth
	S-4			E-W distributary furrows	In the North, in the lower slope, between -490 and -590 m of water depth
	S-5			SE-NW linear structures	In the lower slope and in the basin, between -820 and -870 m of water depth
	S-6			High reflectivity structures with NS tail of comet	Patchy distributed in the lower slope and the basin, between -800 and -850 m of water depth
	S-7			Sudparallel linear furrows with E-W orientation	In the lower slope: (1) seaward Bimini Islands, between -700 and -850 m of water depth and (2) in the south, between - 620 and -830 m of water depth
	S-8			Subparallel sublinear structures with E-W orientation	Along the middle slope, between -420 and -600 m of water depth

Tableau V-5 *: Structures sédimentaires associées aux faciès de réflectivité acoustique EM302.*

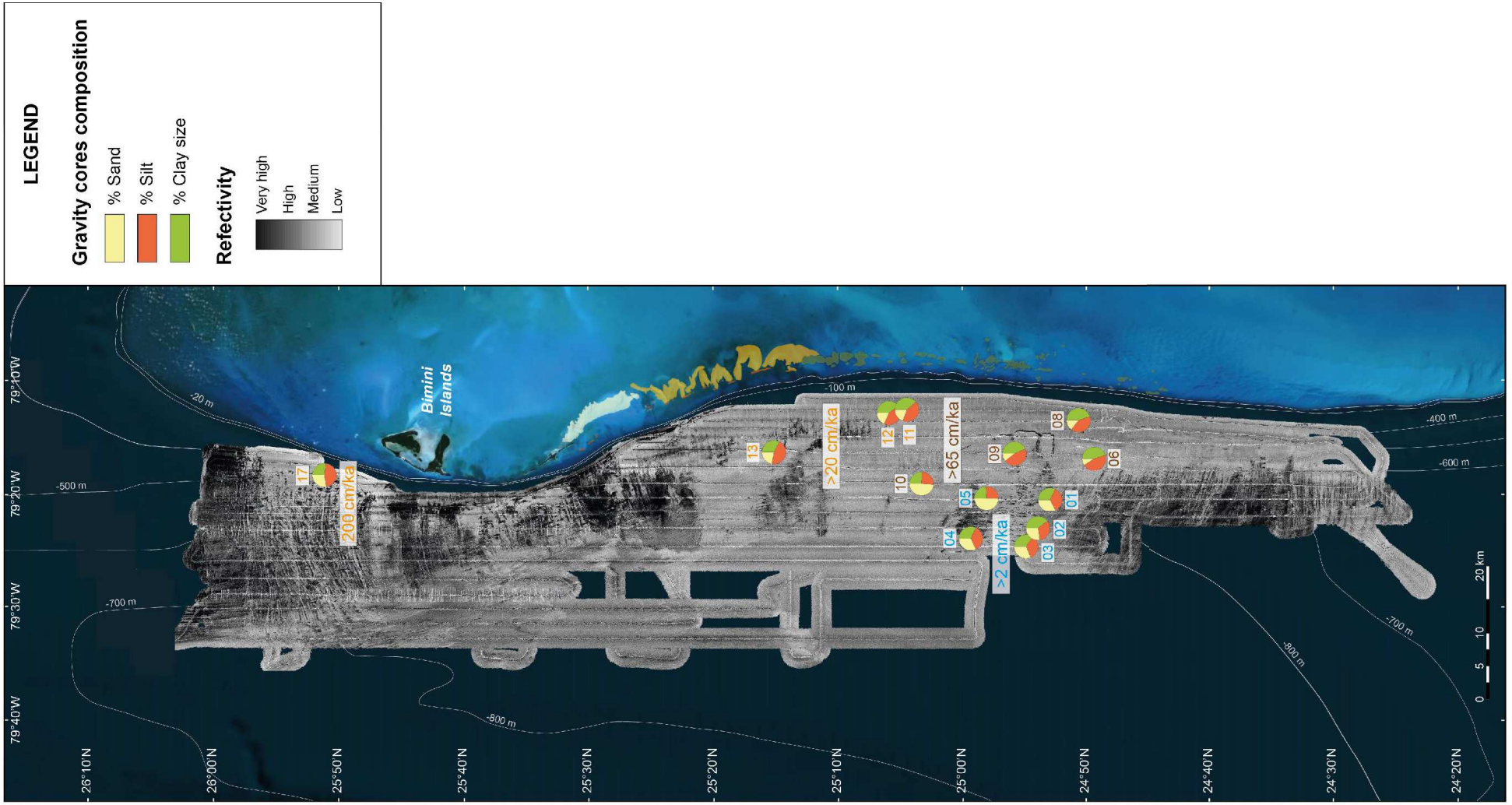


Figure V-23 : *Carte de l'imagerie acoustique EM302 sur la pente nord-ouest du Great Bahama Bank, indiquant la position des carottes le long du talus, la composition moyenne sur les 30 premiers centimètres ainsi que les taux de sédimentation moyens au cours de l'Holocène.*

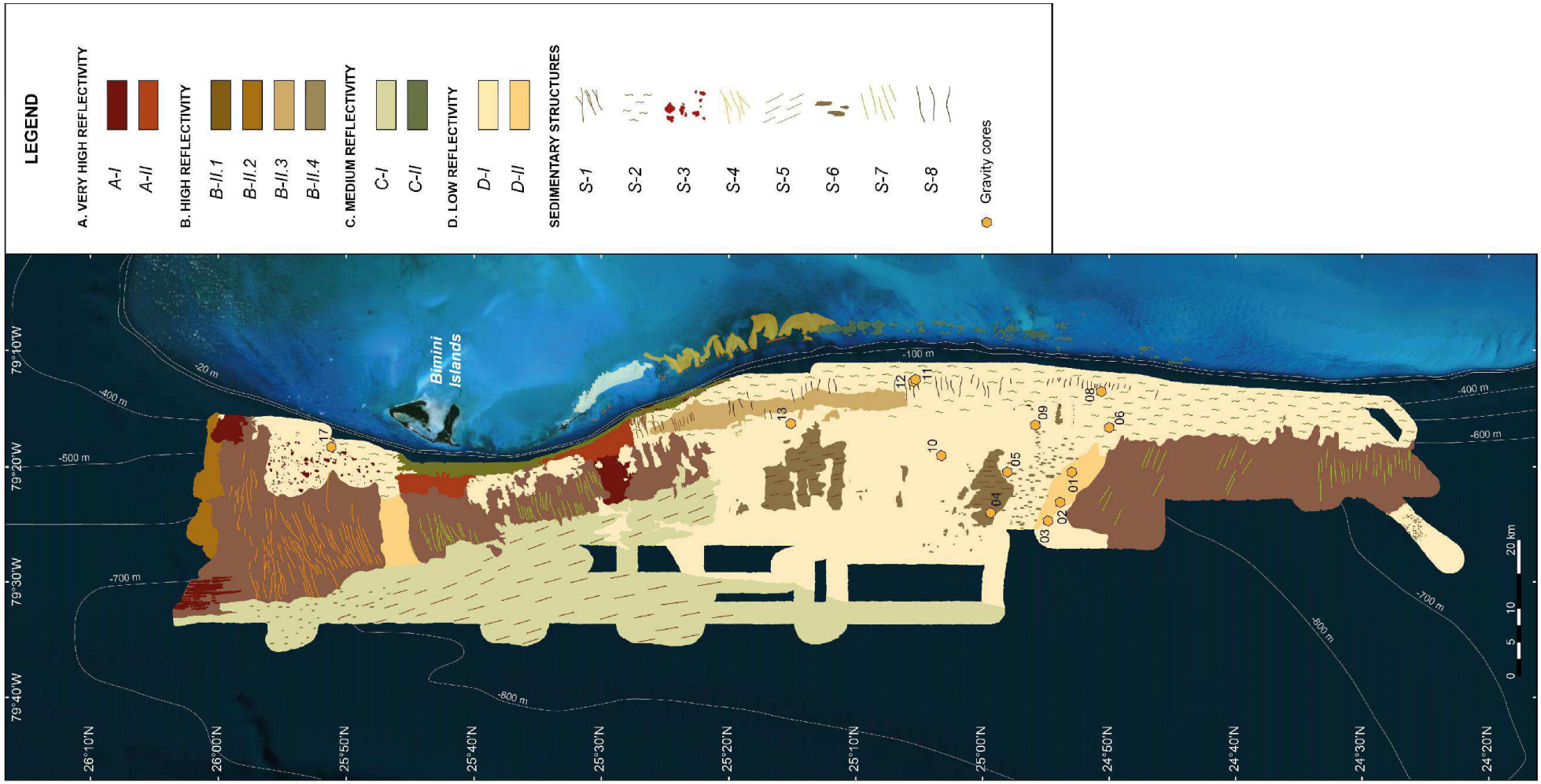


Figure V-24 : *Carte de distribution des faciès acoustique EM302 sur la pente nord-ouest du Great Bahama Bank.*

Les zones de **forte réflectivité** définies par les faciès acoustiques **B-II.1 à B-II.4** se présentent en larges bandes longitudinales et parallèles au contour de la plate-forme (> 50 km de long / 6 à 20 km de large) et sont essentiellement restreintes au talus inférieur, entre 640 et 850 m de bathymétrie (Figs. V-23 et V-24). Le faciès B-II.1 s'observe dans la moitié nord et l'extrême sud de la zone d'étude, associé à des sillons d'érosion orientés perpendiculairement au talus (S-4 et S-7). La pente associée varie entre 0,4° dans l'extrême nord et 2° dans la partie ouest de *Bimini Islands*. Le faciès B-II.2 est présent uniquement dans l'extrême nord de la zone, sur le talus moyen à inférieur. Les faciès B-II.3 et B-II.4 sont présents dans la partie médiane de la zone d'étude et forment des aires discontinues de forte réflectivité sur un ensemble de faible réflectivité (Faciès D-1). Le faciès B-II.3 se présente sous la forme d'une étroite bande longitudinale (~38 km de long / ~3 km large) au niveau du talus moyen d'environ 2,8° de déclivité, associé à des gouttières faiblement érosives, d'orientation E-O, de type S-1 et S-8. Le faciès B-II.4 est présent à des bathymétries supérieures à 750 m. Il s'observe en patchs d'environ 75 à 150 km^2, dispersés sur le talus inférieur où la pente est d'environ 0,8°. Il est associé à des structures érosives de type S-5 orientées N-S. L'analyse lithologique réalisée par Ludivine Chabaud (thèse en cours) révèle une dominance de faciès aragonitiques boueux et silteux.

Les **réflectivités moyennes (C-I et C-II)** sont observées dans la moitié septentrionale de la zone d'étude et se répartissent dans deux domaines bathymétriques distincts (Figs. V-23 et V-24). (1) Le faciès C-I est présent à partir de 780 m de bathymétrie, au niveau de la base du talus inférieur jusque dans le bassin. Il est associé à des structures linéaires érosives obliques de type S-5 orientées SE-NO ainsi que des structures S-6 en queue de comète. (1) Le faciès C-II est présent sur le talus supérieur et dans la partie supérieure du talus moyen, jusqu'à environ 500 m de profondeur d'eau. Ce faciès forme une bande étroite continue et marginale de 0,5 à 2 km qui s'étend sur environ 50 km à l'ouest de *Bimini Islands*.

Les faciès acoustiques **D-I et D-II,** correspondant aux **faibles réflectivités** sont les faciès dominants de la zone d'étude (Figs. V-23 et V-24). Ils se situent majoritairement dans la moitié sud de la zone, couvrant une large surface continue depuis le talus supérieur jusqu'au bassin, tandis qu'ils sont plus épars dans le nord.

Dans la partie nord, le faciès D-I est présent dans deux zones. La première est représentée par les talus supérieur et moyen, où il s'observe de manière continue entre 150 et 625 m de bathymétrie, au nord-nord-ouest de *Bimini Islands*. Il est associé à des structures de type S-3, sur des talus dont l'inclinaison varie de 2 à 6,6°. Plus de 50% du matériel déposé est du silt, les sables fins et la boue représentant chacun 25% (Ludivine Chabaud, communication personnelle). La seconde est le talus moyen (~7,5°) où il s'organise en patchs discontinus à l'ouest de *Bimini Islands*, entre 375 et 750 m de bathymétrie et s'entrecroise avec le faciès A-II en contrebas.

Dans l'extrême sud de la zone, le faciès D-I est présent de manière continu entre le talus supérieur et le haut du talus inférieur (Figs. V-23 et V-24). Il est associé à des structures sédimentaires ondulantes (S-2) longitudinales au talus, ainsi que des structures linéaires E-O de plus forte réflectivité (S-8), perpendiculaires.

Dans la partie médiane, le faciès de faible réflectivité D-I couvre la quasi intégralité du talus au-delà de 850 m de bathymétrie (Figs. V-23 et V-24). Dans le talus inférieur et le bassin ce faciès est dépourvu de structures sédimentaires, tandis que des traits ondulants de type S-2 sont présents tout le long du talus supérieur à moyen. Des structures linéaires (S-8) d'orientation E-O sont observées uniquement le long du talus moyen. L'analyse sédimentologique révèle que la proportion de boue aragonitique et de silts domine en haut de talus tandis que les sables fins sont plus nettement représentés en bas du talus (Ludivine Chabaud, communication personnelle).

Le faciès D-II, uniquement observé au niveau du talus inférieur, comme faciès intermédiaire entre D-I et A-I est caractérisé par une proportion égale de boues, silts et sables (Figs. V-23, 24).

Les faciès de faible réflectivité acoustique semblent généralement associés à des structures sédimentaires constructives de type *sediment waves* (S-2) ou encore la mise en place de monts carbonatés (S-3). En revanche, les faciès de réflectivité acoustique moyenne à forte sont plutôt associés à des structures sédimentaires érosives (S-4, S-5, S-7).

II.3. Classification des écho-faciès

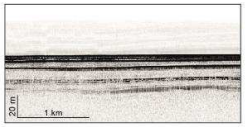
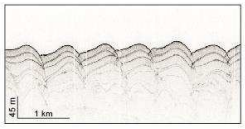
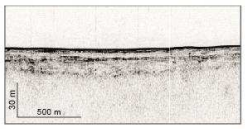
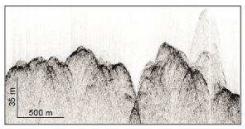
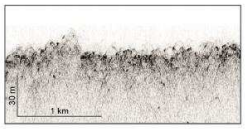
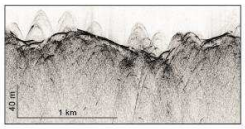
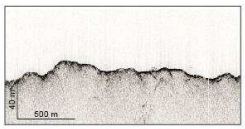
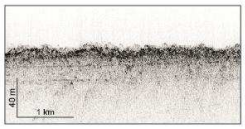
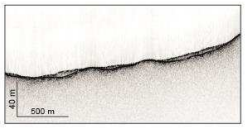
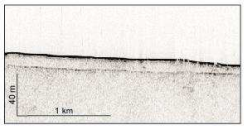
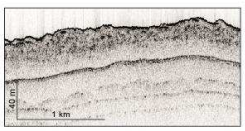
L'analyse détaillée des 25 premières millisecondes de la sismique Chirp a permis d'identifier onze écho-types (Damuth et Hayes, 1977; Mullins et al, 1979, 1984) sur la base de la clarté, la continuité du réflecteur de fond et des réflecteurs sous-jacents ainsi que la topographie du fond marin. Ces onze écho-types sont organisés en six classes principales, illustrées dans la table V-6 : (1) les échos lités continus, (2) les échos lités discontinus, (3) les échos hyperboliques, (4) les échos combinés, (5) les échos transparents et (6) les échos chaotiques.

Chaque écho-type présente des variations de réflectivité et de pénétration qui déterminent l'architecture stratigraphique et les propriétés acoustiques en coupe des sédiments en surface et en sub-surface compris entre 0 et 40 m maximum d'épaisseur.

II.4. Répartition des écho-faciès Chirp

Les **écho-faciès lités** sont principalement présents dans la moitié sud de la zone d'étude, indiquant une zonation d'est en ouest (Fig. V-25).

L'écho-type lité ondulé (I-2, Tableau V-6) est présent (1) au nord de *Bimini Islands*, sur les talus supérieur et moyen, entre 200 et 550 m de bathymétrie et (2) au sud de *Bimini Islands*, au niveau du talus moyen (2,1-2,8°) entre 425 et 725 m de bathymétrie, où il forme une bande régulière (~6 km) et continue sur environ 110 km de long du Nord au Sud. Ce faciès passe latéralement à l'Ouest, à l'écho-type lité discontinu (II-1, Tableau V-6), qu'on retrouve également en patchs discontinus sur le talus moyen (7,5°) à l'Ouest de *Bimini Islands*, entre 375 et 750 m de bathymétrie. L'écho-type I-1 (Tableau V-6) est uniquement présent au-delà de 850 m de bathymétrie dans le bassin.

Class	Type	Legende	Chirp detail	Description	Location
I. CONTINUOUS LAYERED	*I-1*			**Bottom echo:** high amplitude, sharp, planar and continuous **Internal reflectors:** numerous, distinct, continuous and parallel or subparallel to the sediment surface	Wide area in the basin beyond -850 m of water depth
	I-2			**Bottom echo:** sharp, undulated and continuous **Internal reflectors:** numerous, distinct, undulated, continuous and parallele or sub-parallel to the sediment surface	Along the middle slope, between -425 and -725 m of water depth
II. DISCONTINUOUS LAYERED	*II-1*			**Bottom echo:** high amplitude, sharp, planar and continuous **Internal reflectors:** numerous, discontinuous and parallel or subparallel to the sediment	- Wide area in the lower slope, between -730 and -850 m of water depth - Patchy-distributed along the middle slope between -375 and -750 m of water depth
III. HYPERBOLIC	*III-1*			**Bottom echo:** large irregular overlapping hyperbolae of strong amplitude with varying vertex elevation above the seafloor **Internal reflectors:** none	- Along the lower slope, generally between -600 and -850 m of water depth, in the north -Patchy distributed in the south, between -780 and -860 m of water depth
	III-2			**Bottom echo:** numerous small irregular overlapping hyperbolae of low to moderate amplitude with varying vertex elevation above the seafloor **Internal reflectors:** none	In the north, along the lower slope, between -800 and -860 m of water depth
IV. COMBINED	*IV-1**			**Bottom echo:** numerous irregular overlapping hyperbolae with varying vertex elevation above the seafloor with discontinuous thin drape of layered reflectors with low to transparent amplitude **Internal reflectors:** none	Patchy-distributed in the lower slope: (1) in the north between -580 and -680 m of water depth and (2) in the median part between -600 and -850 m of water depth
	IV-2			**Bottom echo:** sharp, continuous, high amplitude with some overlapping hyperbolae with vertice tangent to the sea floor **Internal reflectors:** none	Patchy-distributed of variable dimension, along the lower slope: (1) in the north, between -600 and -850 m of water depth, (2) in the south between -625 and -840 m of water depth
	IV-3			**Bottom echo:** numerous small regular overlap-ping hyperbolae of low to moderate amplitude with varying vertex elevation above the seafloor **Internal reflectors:** numerous, discontinuous and parallel or subparallel to the sediment surface	Wide areas in the lower slope and the basin, between -600 and -850 m of water detph
	IV-4			**Bottom echo:** sharp, high amplitude, prolonged and continuous overcome by discontinuous lens of acoustically transparent masses **Internal reflectors:** none	Along the upper slope, seaward *Bimini Islands*, above -600 m of water depth
V. TRANSPARENT	*V-1*			**Bottom echo:** sharp, high amplitude, prolonged and continuous **Internal reflectors:** acoustically transparent masses limited to the base by a continous to discontinuous reflector of moderate amplitude	Basinward areas distributed in the lower slope beyond -780 m of water depth
VI. CHAOTIC	*VI-1*			**Bottom echo:** sharp, high amplitude, undulated and continuous **Internal reflectors:** acoustically chaotic and indistinct masses of moderate amplitude covering distinct and continuous undulated internal reflectors parallel or subparallel to the seafloor	South of *Bimini Islands*, along the upper slope, above -430 m of water depth

** Different facies of Tournadour's classification*

Tableau V-6 : *Classification, description, localisation des écho-faciès Chirp.*

Les **écho-faciès hyperboliques** (III-1 et III-2, Tableau V-6) sont présents principalement dans la moitié nord de la zone d'étude. Le faciès III-1 forme de larges bandes (> 50 km de long / 6 à 20 km de large) au niveau du talus inférieur (0,4 à 2°), entre 640 et 850 m de bathymétrie, tandis que le faciès III-2 s'étend latéralement au sud du faciès III-1, jusqu'à plus de 850 m de bathymétrie dans le bassin (Fig. V-25).

Les **écho-faciès combinés** (IV-1 à IV-4, Tableau V-6) sont distribués de façon éparse sur l'ensemble de la zone car ils correspondent à des associations d'écho-types de transition :

- L'écho-type IV-1 correspond à des hyperboles drapées par un faciès discontinu lité. Il s'observe dans la zone nord, entre 575 et 675 m de bathymétrie, en transition entre les écho-types I-2 du talus supérieur et III-1 du talus inférieur (Fig. V-25). Il est également présent au niveau du talus inférieur, dans la zone médiane, à proximité de l'écho-type hyperbolique III-1.

- L'écho-type IV-2 (Tableau V-6) est caractérisé par un faciès relativement sourd et la présence occasionnelle de faibles hyperboles, généralement tangentes au fond marin. Cet écho-type est généralement associé à l'écho-type II-1. Il est présent au niveau du talus inférieur, entre 625 et 850 m de bathymétrie (Fig. V-25).

- L'écho-type IV-3 est caractérisé par un litage discontinu recoupé de petites hyperboles diffuses. Il s'observe au niveau du talus inférieur et du bassin, entre 850 et 875 m de bathymétrie. Il est en transition entre les écho-types II-1 et III-2 (Fig. V-25).

- L'écho-type IV-4 est essentiellement présent à l'aplomb du talus supérieur et moyen de Bimini entre 225 et 625 m de bathymétrie, ainsi que dans l'extrémité septentrionale de la zone d'étude (Fig. V-25).

L'écho-faciès transparent V-1 (Tableau V-6) est présent sur le talus inférieur et du bassin, dans la partie sud de la zone d'étude, entre 775 et 850 m de bathymétrie. Il entoure le MTC en surface décrit au chapitre IV (Fig. V-25).

L'écho-faciès chaotique VI-1 (Tableau V-6) forme une bande étroite et marginale (~2 km) sur plus de 100 km, localisée le long du talus supérieur, dans le sud et est parallèle au faciès I-1 (Fig. V-25).

II.5. Interprétation

Bien qu'il existe des différences fondamentales entre le Nord et le Sud qui seront décrites ultérieurement, l'analyse combinée des données d'imagerie et de Chirp a permis de mettre en évidence une zonation générale de la répartition des faciès d'Est en Ouest (Tableau V-7). La plupart des associations de faciès s'observe en bandes longitudinales parallèles au rebord de la plate-forme du GBB et respecte le gradient bathy-morphologique de la marge.

Ainsi, on trouve de manière privilégiée des écho-faciès de faible réflectivité (D-I) associés à l'écho-type VI-1 sur le talus supérieur où la pente est la plus accentuée (6 à 13°). Ces faciès correspondent à des sédiments peu lithifiés où la proportion de boue aragonitique et de silts domine (Fig. V-23). L'écho-type VI-1, situé sur la ceinture la plus haute du talus est

carctérisé par des masses indistinctes de faciès chaotiques perchés. Le puits ODP 1003 du Leg 166 (Eberli et al., 1997a) indique en effet la présence de faciès très grossiers de type rudstone à floatstone sur les premiers 30 m, datés du Pléistocène. Ces dépôts peuvent être interprétés comme des débrites et sont recouvertes par une faible épaisseur de sédiments fins holocènes (D-I) formant des *sediment waves*.

Le talus moyen, caractérisé par une pente moyenne comprise entre 2 et 7,5°, montre une large bande de faciès à réflectivité contrastée (D-I, B-II.2) associés à des écho-types hyperboliques (III-1) et lité discontinus (II-1). On voit très clairement que les écho-faciès D-I et II-1 sont génétiquement liés et indiquent des larges plages de dépôts mixtes (boue, silts, sables) (Fig. V-23), peu lithifiés, laminés et discontinus. Les ensembles B-II.2 et III-1 affichent systématiquement des structures de type S-1, témoignant d'une part que les dépôts sont soit indurés, soit plus grossiers et traversés par de larges et profondes incisions divergentes dans l'axe du talus. Une analyse plus détaillée des écho-types révèle que ces deux ensembles sont diachrones : l'association D-I/II-1 étant plus récente que l'association B-II.2/III-1.

Environment	EM302 Imagery	Associate sedimentary structures	Chirp Echo-type	Slope	Interpretation/ Sedimentary process
UPPER SLOPE	C-II	/	IV-4	13°	Very low offbank + diagenese
	D-I	S-1, S-2	I-2, VI-1	~6 - 6.6°	Offbank, Density cascading, Debris flow
MIDDLE SLOPE	A-I	/	III-1	7.5°	?
	A-II	/	IV-4	7.5°	Very low offbank + diagenese
	B-II.2	/	IV-4	2°	
	B-II.3	S-1, S-8	I-2	2.8°	Density cascading
	D-I	S-2, S-3, S-8	I-2, IV-1	~2 - 7.5°	Density cascading, offbank
LOWER SLOPE	A-I	/	III-1, IV-2	2°	?
	B-II.1	S-4, S-7	III-1, IV-2	~0.4 - 2°	Debris flow
	B-II.4	S-5	III-1, IV-3	0.8°	MTC, debris flow
	C-I	S-5, S-6	III-2, IV-3	2°	contour current
	D-I	S-2, S-6	I-1, II-1	0.8°	Turbidity current
	D-II	/	IV-2, V-1	0.8°	Debris flow, MTC, turbidity current
BASIN	C-I	S-5, S-6	IV-3	~0°	Pelagic, hemipelagic, turbidity current, contour current influence
	D-I	/	I-1, II-1	~0°	

Tableau V-7 : *Association des écho-faciès d'imagerie EM302, des structures sédimentaires et des échos-types classés en fonction de l'environnement du talus et interprétation des processus sédimentaires associés.*

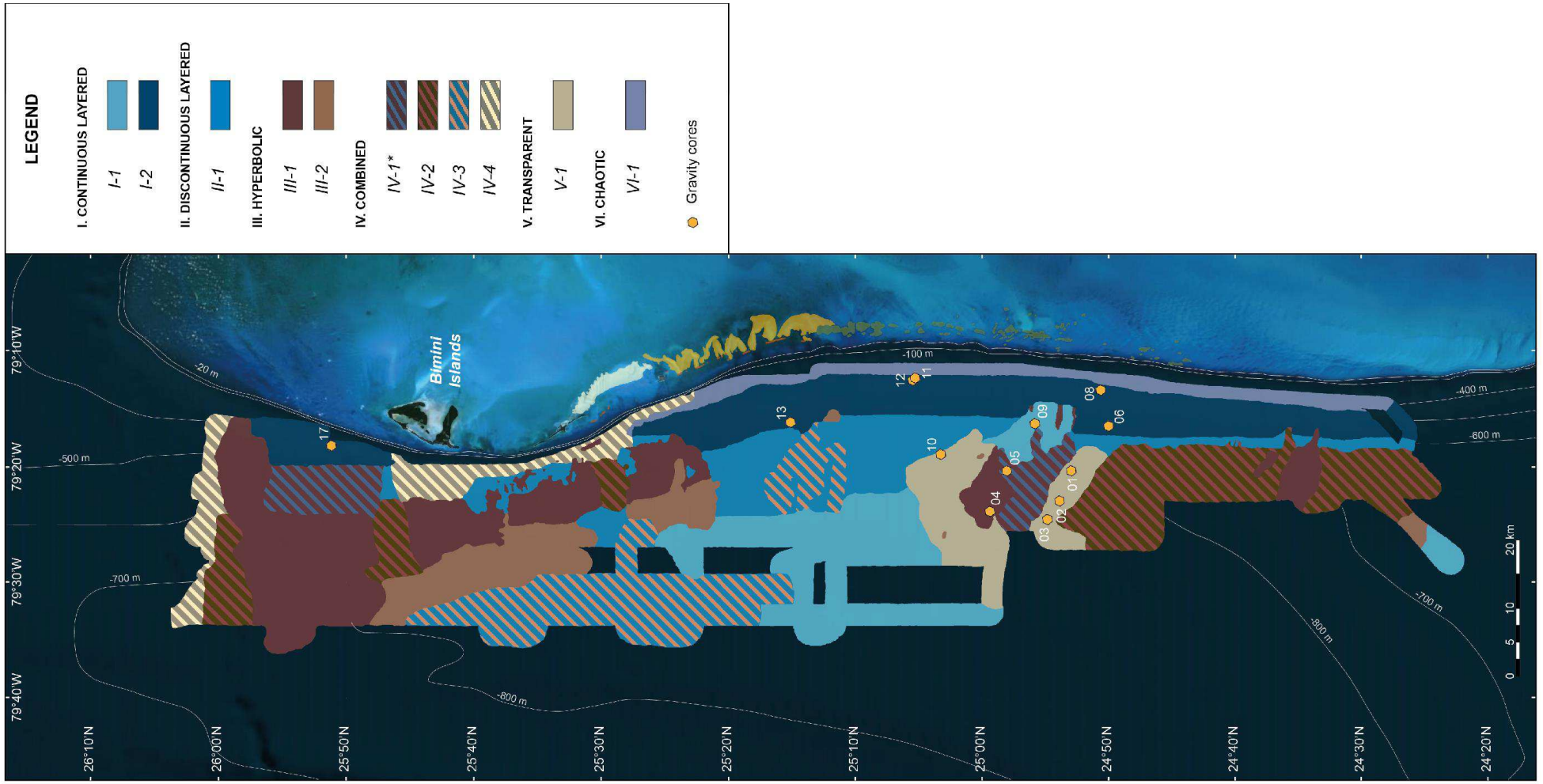


Figure V-25 : *Carte de distribution des écho-faciès sur la pente nord-oust du Great Bahama Bank.*

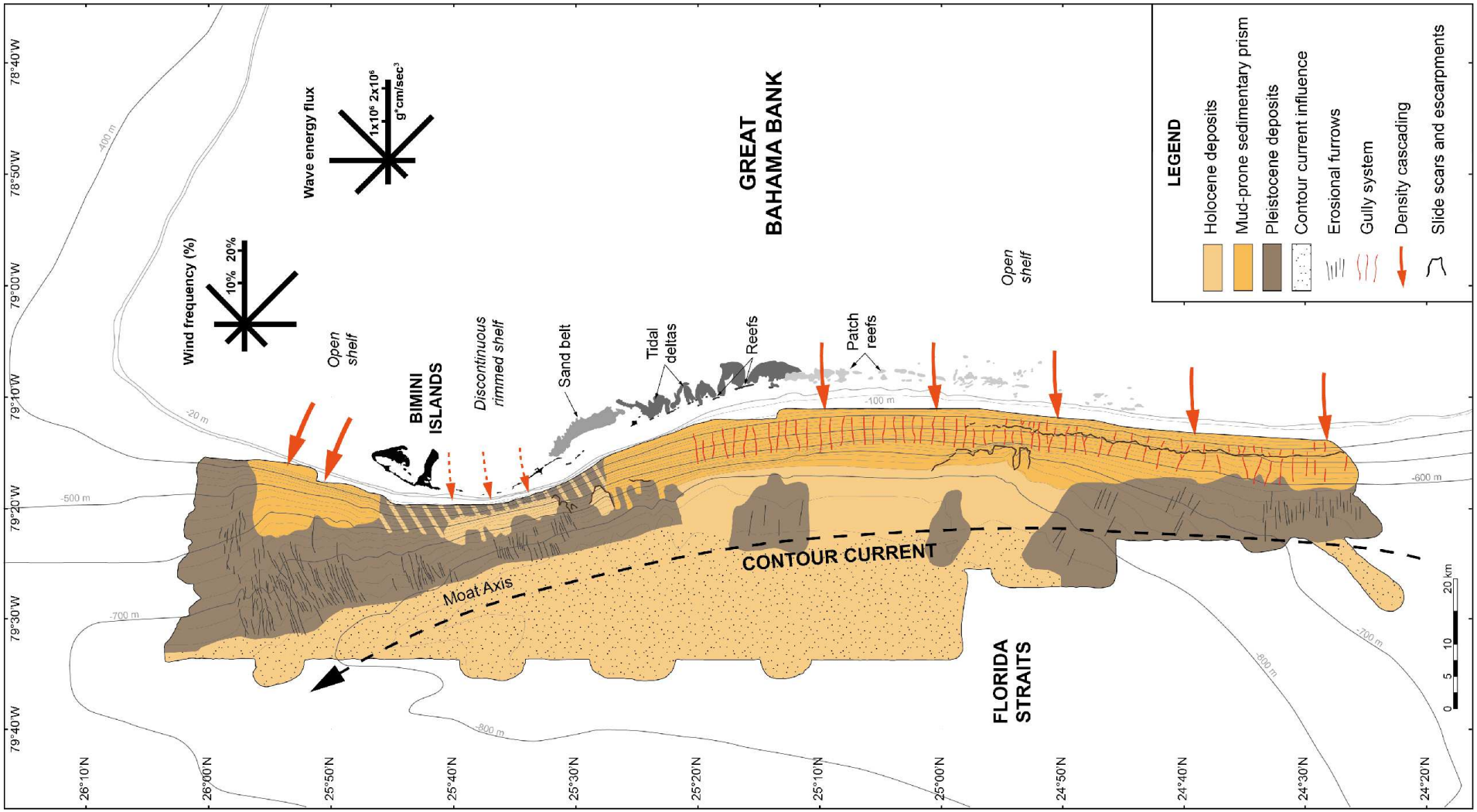


Figure V-26 : *Modèle conceptuel des types de dépôts et des processus en action le long de la pente nord-ouest du Great Bahama Bank.*

Le talus inférieur et le bassin sont marqués par une pente moyenne très faible comprise entre 0,4 et 2°. Les dépôts, majoritairement représentés par des faciès à réflectivité moyenne (C-1) et les écho-types IV-3 et III-2, affichent des structures linéaires érosives (S-5), alignées selon une direction NO-SE. Il s'agit de sédiments fins contouritiques, déposés par des courants de fond unidirectionnels s'écoulant vers le nord.

A plus haute résolution, il existe une très grande diversité de structures sédimentaires réparties le long de la pente nord-ouest du GBB, à l'intérieur de la distribution générale en bandes longitudinales. L'étude met en évidence une variation morphologique importante entre le Nord et le Sud et permet de distinguer trois zones distinctes :

(1) Une zone Nord, ouverte et en lien direct avec la plate-forme (Fig. V-26). Un épais prisme de sédiments carbonatés d'âge holocène (D-I, I-2 ; Ludivine Chabaud, communication personnelle) couvre l'intégralité du talus supérieur à moyen et se termine en s'amincissant à la transition avec le talus inférieur (Fig. V-27). Ce corps témoigne d'un net export *off-bank* de matériel en provenance de la plate-forme interne, avec un taux de sédimentation moyen d'environ 200 cm/ka (Fig. V-23). Ce fort export de sédiments semble indiquer une corrélation évidente avec la direction privilégiée des vents qui soufflent vers l'ouest et le nord-ouest (Fig. V-26). Le prisme se dépose sur une surface très irrégulière, probablement d'âge Pléistocène supérieur, qui se poursuit sur le flanc distal du talus. Cette surface est marquée par des sillons d'érosion discontinus et perpendiculaires à la plate-forme (S-4). Ils sont très incisés sur le talus inférieur et moyen (10-20 m), alors que sur le talus supérieur, ils ne forment que de faibles gouttières peu profondes (< 10 m). De nombreux massifs coralliens ou monts carbonatés (S-3) se développent sur les bordures de ces sillons ainsi qu'au niveau du prisme supérieur, orientés préférentiellement suivant un axe E-O (S-3). La partie centrale des sillons présente une faible réflectivité, indiquant un comblement partiel par un faciès boueux fin en provenance du talus supérieur.

(2) Une zone située en contrebas de *Bimini Islands* est séparée de la plate-forme par des îles, des récifs émergés et des barres tidales (Fig. V-26). Cette zone présente le talus le plus court et le plus abrupt de la zone d'étude (7,5-13°).

Le talus supérieur à moyen montre une pente accentuée caractérisée par une alternance de faciès de réflectivités contrastées (A-II, C-II), témoignant d'une forte hétérogénéité locale de nature de sédiment et/ou de degré de cimentation. L'écho-type associé (IV-4) montre une morphologie irrégulière et accidentée. Les dépressions sont comblées par des lentilles fines de faciès transparent, probablement Holocène, tandis que les reliefs apparaissent dépourvus de sédiments. Cette surface à reliefs pourrait être interprétée comme une surface cimentée ou dénudée (Fig. V-28). Freile et al. (1995) illustrent que sur le rebord du talus supérieur, les portions à forte pente sont caractérisées par des carbonates cimentés tandis que de fines nappes de matériel grossier non consolidé riche en algues vertes (*Halimeda sp*.) se déposent sur les portions en amont moins accidentées ou dans les creux topographiques. Ces nappes de matériels bioclastiques, interprétées comme étant les plus récentes, sont perchées sur le rebord de plate-forme et le talus supérieur, témoignant d'un export *off-bank* limité de sédiments.

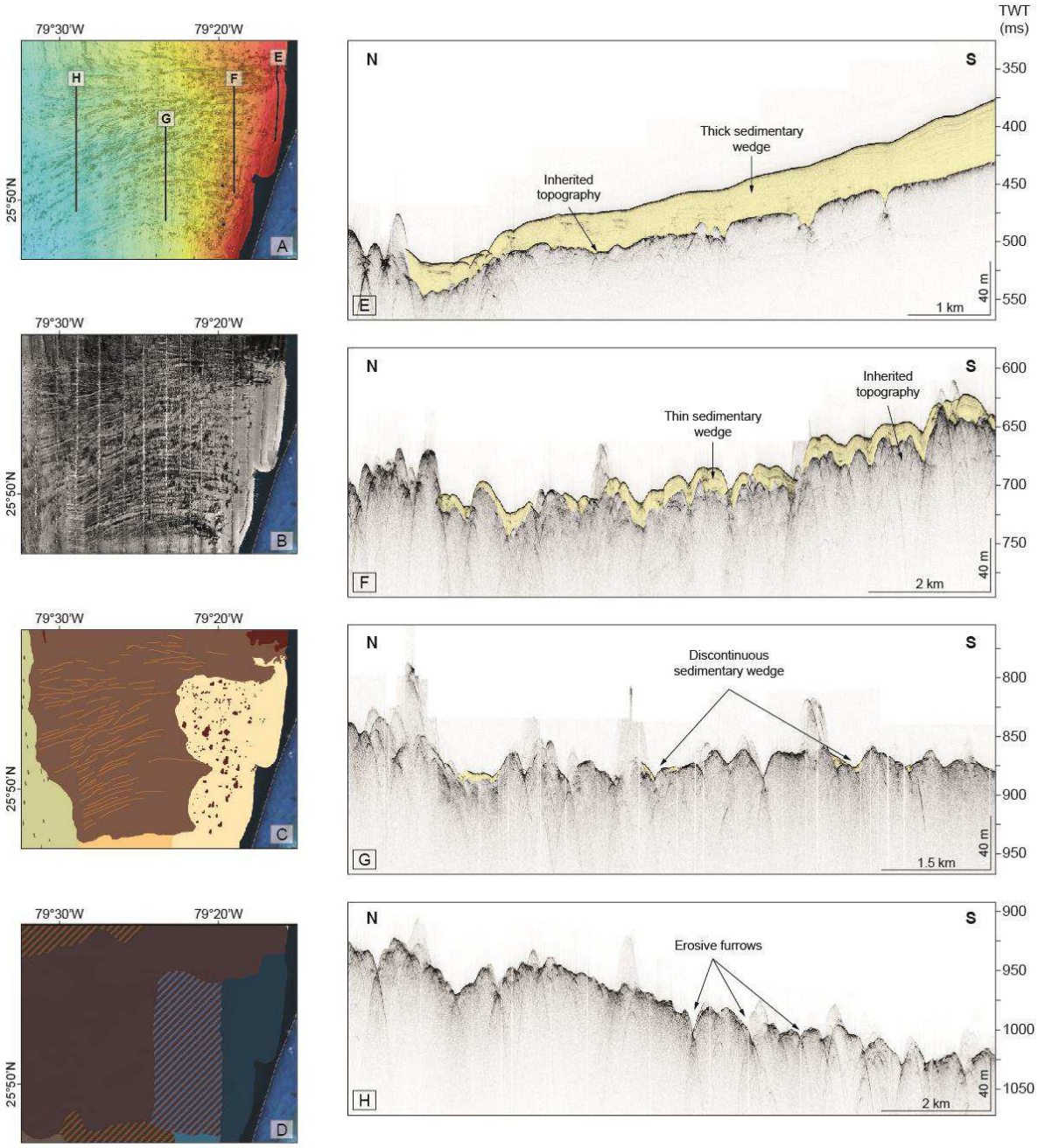


Figure V-27 : *Carte bathymétrique de la zone nord ; B) Carte de l'imagerie acoustique EM302 ; C) Carte de distribution des faciès d'imagerie acoustique EM302 ; D) Carte de distribution des écho-types E), F), G), H) Profils sismiques Chirp montrant l'évolution d'Est en Ouest du prisme sédimentaire drapant les sillons d'érosion de la zone nord (localisation sur la figure A).*

Le talus inférieur est entaillé par des cicatrices d'arrachement et de glissements intra-pente, ainsi que de nombreux sillons d'érosion orientés E-O, le long du talus (S-7). Les sillons semblent également en cours de comblement par des sédiments fins peu lithifiés tandis que les zones inter-sillons sont marquées par la présence de monts carbonatés, de dépôts grossiers peu épais ou encore d'une surface cimentée (B-II-2, III-1). Cette portion de talus est partiellement recouverte en amont par une fine nappe de sédiments non consolidés plus récente (D-I) d'âge

holocène, indiquant que les sillons se sont formés antérieurement à la nappe (Pléistocène supérieur ?) et que l'édification du talus de Bimini à cette époque s'est sans doute réalisée grâce à un export de sédiments en provenance du talus supérieur.

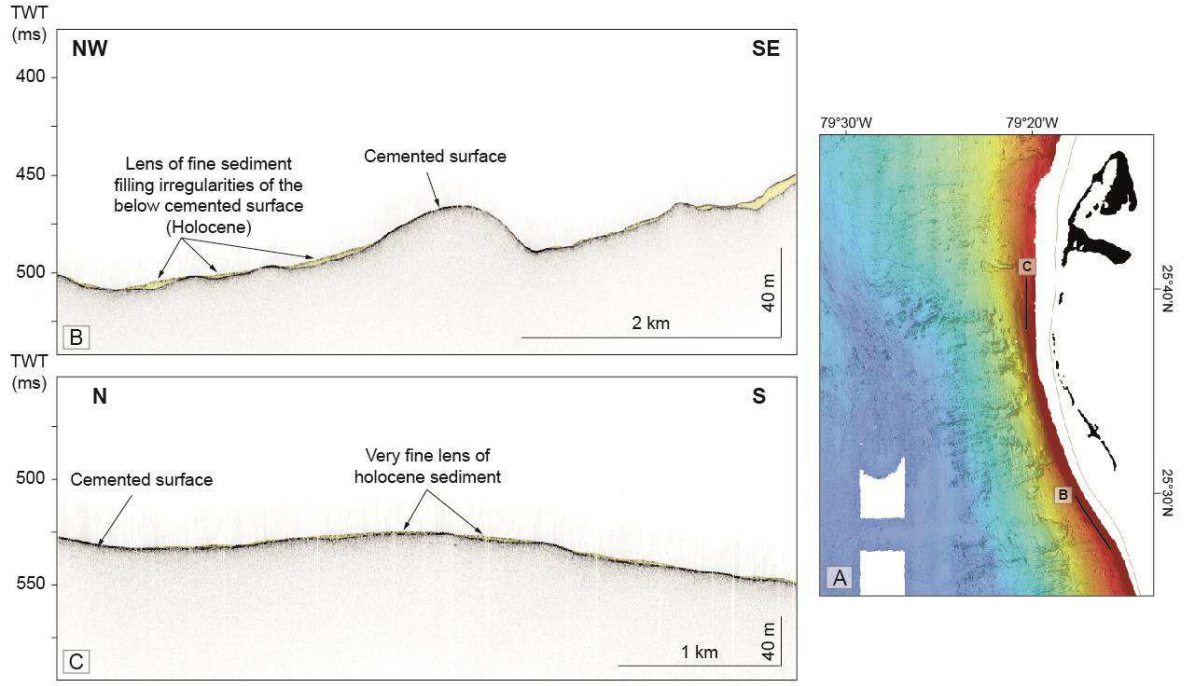


Figure V-28 : *Profil Chirp montrant le fond marin du talus supérieur au niveau de la zone de Bimini islands.*

La base du talus est constituée d'une large surface de sédiments relativement fins avec des irrégularités de surface (C-I, IV-3, III-2) et marquée par des traces d'érosion N-S (S-5) liées à l'activité des courants de fond et la présence du *moat* du drift de Santaren.

(3) Bien que quelques récifs soient toutefois discernables sous de grandes nappes d'épandage sableux oolitiques carbonatés en rebord de plate-forme (Reijmer et al., 2009 ; Harris et al., 2015), la zone sud peut être considérée comme continue et en lien direct avec la plate-forme (Fig. V-26). La pente de talus est relativement faible (< 6° en moyenne) en comparaison avec la zone de Bimini. Elle est caractérisée par des bandes de matériels resédimentés parallèles à la marge.

Bien que le faciès dominant démontre essentiellement des sédiments fins bioclastiques et non lithifiés formant une grande nappe drappante (I-1, I-2, D-1, Fig. V-29), les talus supérieur et moyen ne sont pas comparables à la zone nord en raison de la présence de *plunge pools* (Wilber et al., 1990 ; Betzler et al., 2014) et de *sediment waves* (S-2) et tandis que le talus moyen est caractérisé par un système de ravines faiblement incisées (S-8). Ici, les épandages gravitaires communs d'*off-bank* à l'origine de la construction du talus boueux peu penté se réalisent par un export de matériel lié à la dominance de courants résultant de plongement d'eaux froides (*density cascading*, Wilber et al., 1990 ; Wilson et Roberts, 1992 ; 1995 ; Betzler et al., 2014). Néanmoins, l'impact du courant de Santaren sur la distribution

des sédiments n'est pas négligeable comme en témoigne : (1) la déviation des crêtes des *sediment waves* sur le haut de talus (Betzler et al., 2014), (2) le tri sédimentaire en bas de talus, à l'origine des faciès grossiers intercalés avec les boues fines (*winnowing process,* Betzler et al., 2014) et (3) la présence de structures érosives en queues de comète orientées S-N.

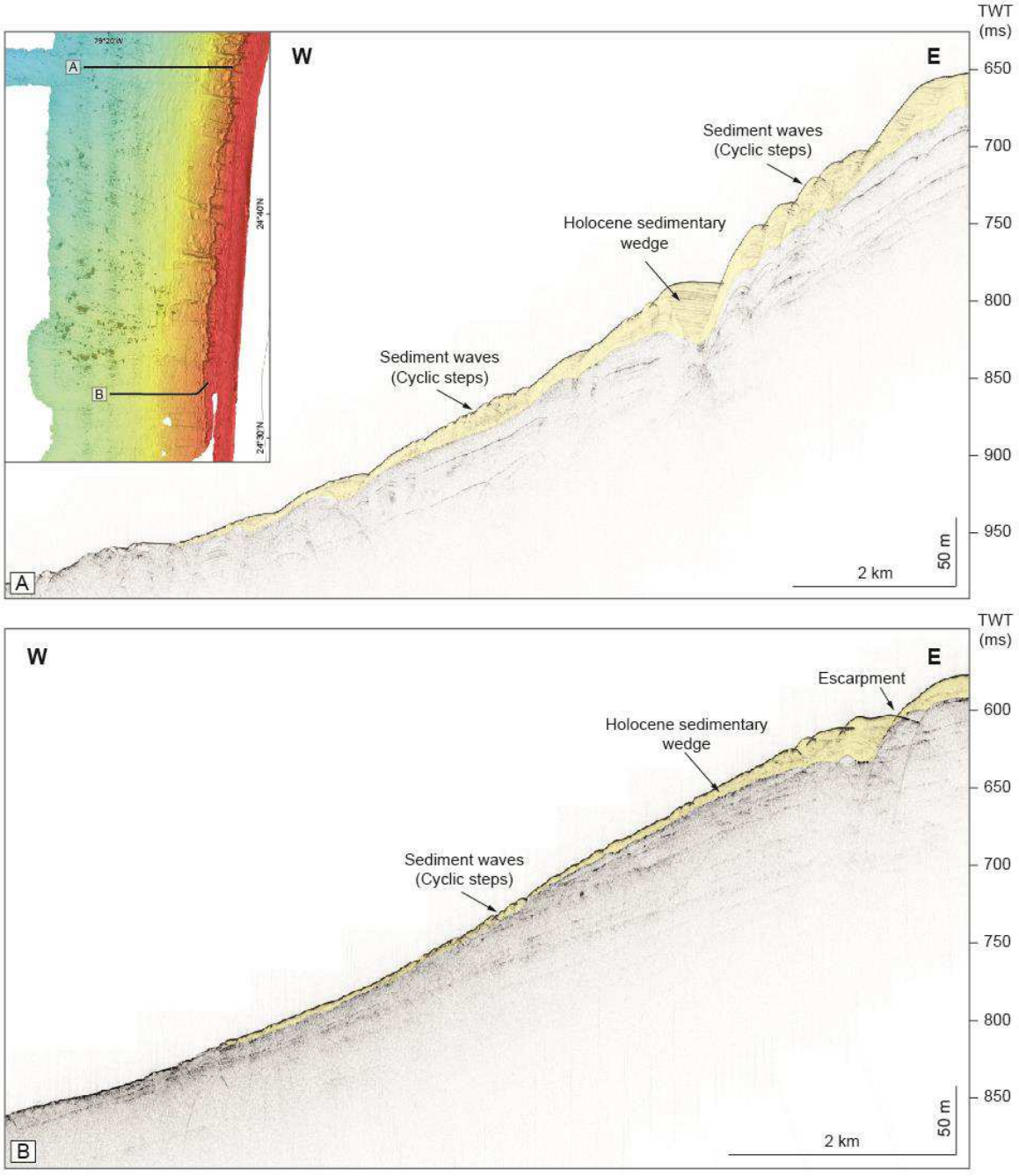


Figure V-29 : *Profil Chirp illustrant le prisme sédimentaire holocène présent sur le talus moyen à inférieur au niveau de la zone sud. La forte inclinaison du talus du prisme holocène est lié à une migration progressive des sediment waves vers le haut du talus en relation avec une accélération des courants de density cascading pendant la dernière période inter-glaciaire (Betzler et al., 2014).*

L'escarpement sud qui s'étend sur près de 100 km et recoupe le système de ravines au niveau du talus moyen pourrait être interprété comme le début d'un glissement longitudinal récent, associé dans sa partie aval à des structures liées à du *creeping* (Fig. V-29).

III. DISCUSSION ET CONCLUSIONS : BUDGET SÉDIMENTAIRE ACTUEL DE LA MARGE NORD-OUEST DU *GREAT BAHAMA BANK*

III.1.1. Origine du matériel sédimentaire holocène

Wilber et al. (1990) ont montré que 40 à 80% de la boue aragonitique sédimentée actuellement sur le rebord de talus et le talus supérieur du GBB proviendrait d'un export de matériel fin biogénique en provenance de la plate-forme interne et non de la destruction du rebord de pente bioconstruit. Cet export de matériel se fait préférentiellement durant les périodes interglaciaires (Healt et Mullins, 1984 ; Rendle et Reijmer, 2002). Eberli (1991) a notamment précisé que la production carbonatée dans le lagon ayant pour origine les évènements de *whitings* (grandes nuées blanchâtres de matière en suspension dans les lagons tropicaux et largement visibles sur de grandes distances), proviendrait aussi de la désintégration post-mortem d'algues vertes calcaires lagunaires de type *Penicillium sp*. ou *Halimeda sp*. Ce constat sédimentaire est confirmé par les résultats de Ludivine Chabaud (communication personnelle) qui montrent également que, bien que la granularité varie, les particules aragonitiques s'exportent loin de la plate-forme jusque dans le bassin (Fig. V-23).

Le budget sédimentaire actuel et le transit de boue aragonitique entre le rebord de pente et le bassin inclut des pertes négligeables de matériel par dissolution (Heath et Mullins, 1984). Les profondeurs maximales dans le bassin du GBB sont comprises entre 850 et 900 m, ce qui est largement inférieur au seuil de solubilité de l'aragonite connus dans le domaine océanique et estimé à plus de 4000 m de profondeur.

Le taux de sédimentation moyen le long du talus du GBB a été estimé entre 11 et 15 m/1000 ans sur les derniers 6000-8000 ans, ce qui explique la nette progradation sur plusieurs kilomètres vers l'Ouest de la plate-forme du GBB durant le Quaternaire (Eberli et Ginsburg, 1987 ; Wilber et al., 1990 ; Rendle et Reijmer, 2002).

III.1.2. Variation des processus hydrodynamiques contrôlant la distribution sédimentaire de la marge et relation avec la morphologie du talus le long du GBB

L'étude détaillée des faciès acoustiques et des écho-types a permis de réaliser une cartographie précise des faciès carbonatés et des différents traits morphologiques le long d'un talus de type *leeward,* dominé par de la boue. Les variations latérales des associations de faciès sont rapides (< 20-30 km) car la distribution spatiale des faciès résulterait de processus hydrodynamiques variés opérant depuis le bord supérieur du talus mais aussi le long de la marge (Fig. V-26).

Wilber et al. (1990), puis Betzler et al. (2014) ont observé la présence d'une structure en *plunge pool* de 180 à 300 m de large et d'environ 35 m de profondeur, qui s'étend longitudinalement sur le talus supérieur occidental du GBB à environ 160 m de profondeur

d'eau, en contrebas d'un rebord de talus presque vertical (> 22°). Ils attribuent la formation de cette structure et l'érosion du talus supérieur au processus de *density cascading* qui exporte des sédiments par contraste de densité entre les eaux peu profondes de la plate-forme et les eaux profondes du bassin adjacent.

Le *density cascading* se produit tout au long de l'année. En hiver, l'air froid et sec provoque un refroidissement rapide des eaux de plate-forme. L'effet combiné de ce refroidissement avec des vents intenses et l'action des vagues remettent en suspension de grandes quantités de sédiments, provoquant ainsi un plongement des eaux chargées en sédiments de la plate-forme vers le bassin. Ces fronts froids s'opèrent en moyenne 30 fois par an (Wilson et Roberts, 1992). En été, les concentrations de sédiments en suspension n'atteignent jamais celles générées par les fronts froids, sauf pendant les tempêtes tropicales (Shinn et al., 1993). Les courants de densité sont contrôlés par les forts taux d'évaporation qui entrainent une augmentation de saturation de sels minéraux, de salinité et par conséquent de densité des eaux de plate-forme, engendrant ainsi la formation d'eaux denses (Wilson et Roberts, 1995).

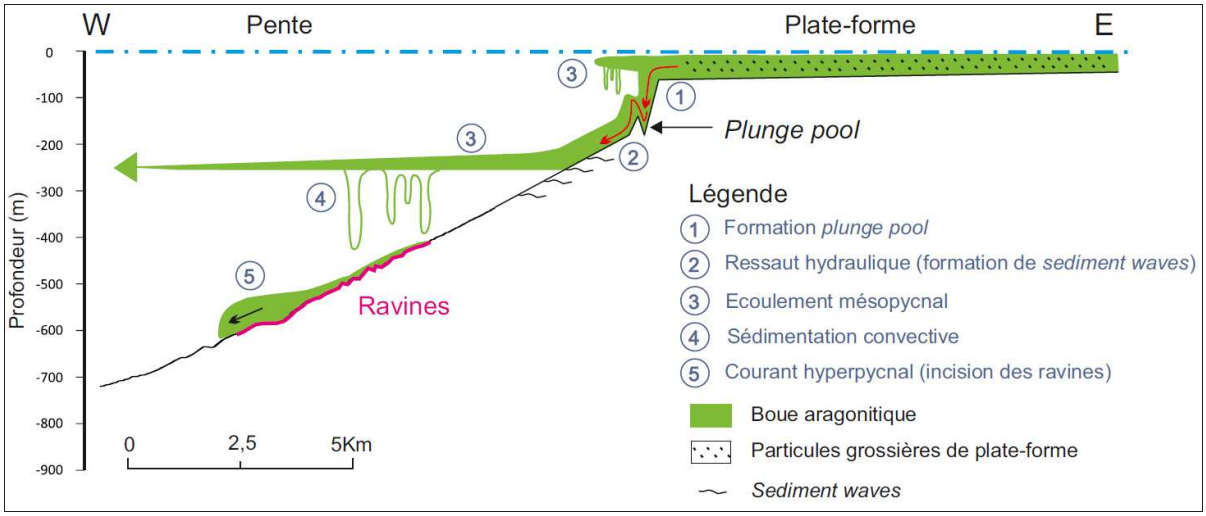


Figure V-30 : *Schéma montrant l'export des sédiments de la plate-forme vers le bassin, par le processus de density cascading (Lapuyade, 2015).*

Le processus de *density cascading* exporterait essentiellement les particules fines (< 20 µm ; Lapuyade, 2015), principalement sous forme d'aragonite. Les eaux de plate-forme riches en particules en suspension et très denses, plongent sous forme d'écoulements denses au contact des eaux moins denses de l'océan ouvert, au niveau du talus supérieur de la plate-forme qui correspond à une falaise abrupte (Fig. V-30 ; Wilber et al., 1990 ; Wilson et Roberts, 1992). La vitesse importante de ces courants de densité (0,5-2,5 m/s) et le plongement des eaux chargées en sédiments érodent le fond marin et créent une *plunge pool* à l'aplomb du rebord de talus (Wilber et al., 1990). L'écoulement créé ensuite un ressaut topographique en aval de la dépression et des *sediment waves* migrantes vers l'amont sur le talus moyen à supérieur se forment en amont des ravines, du fait du caractère turbulent des écoulements (Fig. V-30 ; Betzler et al., 2014 ; Principaud et al., 2015).

La profondeur de compensation des eaux denses formées par des fronts froids est généralement comprise entre 250 et 800 m, tandis que l'été, elle est de l'ordre de 150 m (Wilson et Roberts, 1992). Lorsque le courant n'atteint pas le fond marin (écoulement mésopycnal) et que les courants de fond sont faibles, les particules fines décantent généralement dans la colonne d'eau. Elles peuvent cependant aussi se concentrer à la base de l'écoulement et former des panaches verticaux (Fig. V-30 ; sédimentation convective, Hoyal et al., 1999 ; Parsons et al., 2001). Les flux verticaux accélèrent la vitesse de chute des particules dans la colonne d'eau et génèrent des vitesses de re-concentration suffisantes pour former des bouffées turbides à l'origine de la formation des ravines sur le talus moyen, entre 410 et 610 m de profondeur (Fig. V-30 ; Lapuyade, 2015 ; Principaud et al., 2015).

Quelle que soit la période de l'année, les épisodes de *density cascading* peuvent engendrer des écoulements suffisamment importants pour éroder le substrat et former des structures érosives (*plunge pools*, ravines) et de dépôt (*sediment waves*), qui représentent des critères morphologiques diagnostiques. Ce phénomène constituerait le principal moteur d'export de sédiment de la plate-forme vers le bassin. Il peut être considéré comme constant tout au long de l'année et donc représentatif des facteurs de contrôle le long du talus occidental du GBB.

Malgré la présence de *plunge pools* qui témoignent de l'activité de courants par *density cascading* dans la zone nord (Wilber et al., 1990), l'absence de ravines et de *sediment waves,* et le fort taux de sédimentation (200 cm/ka) traduiraient plutôt la prédominance de courants marins générés par la houle et la marée, au détriment des courants de densité. En effet, les vents dominants soufflent vers le nord-ouest et génèreraient des courants peu profonds qui exporteraient préférentiellement du matériel fin au-delà de la plate-forme, tout en maintenant un prisme boueux perché sur le haut du talus.

Les courants de densité en provenance de la plate-forme interagissent avec le courant de contour et seraient responsables de la distribution des sédiments le long du talus.

Il existe néanmoins quelques exceptions locales comme le haut de talus de Bimini (Wilber et al., 1990) où du matériel plus grossier (graviers, sables grossiers à *Halimeda*, rhodolithes et intraclastes) a été observé. La carte bathymétrique régionale montre que le talus supérieur de l'ensemble du GBB se caractérise par un angle constant d'environ 6°. Wilber et al. (1990) précisent que la partie supérieure du haut de talus présente un angle moyen de 15 à 20°. Ce n'est pas le cas de la région de Bimini qui, malgré sa forme en promontoire, montre clairement un angle de haut de talus presque vertical entre 35 et 80 m de profondeur, d'environ 30-35° jusqu'à 100 m et se termine avec un angle moyen de 15° (Wilber et al., 1990). A cet endroit, la bordure de plate-forme se caractérise par une forte aggradation verticale et un talus supérieur en érosion. Aucune ravine ni *plunge pool* n'ont été observés, ce qui suggère l'absence de *density cascading* et un export de sédiments *off-bank* limité. Schlager et Camber (1986) ont suggéré que ce type de rebord de talus en escarpement résulterait d'une forte érosion et du *by-pass* de sédiments en raison d'une importante croissance verticale de la bordure de la plate-forme mature (« *self-erosion of submarine escarpment* »). D'autres auteurs y voient plutôt la conséquence d'une érosion sous-marine

locale par le courant de Floride, qui montre des vitesses de surface proches de 3 m/s dans la zone de *Bimini Islands* alors que ce même courant à des vitesses inférieures à 0,5 m/s le long du *Santaren Channel* (Wilber et al., 1990). Le rétrécissement morpho-bathymétrique du talus au niveau de Bimini favoriserait l'accélération et le pouvoir érosif du courant de contour sur le bord moyen et inférieur du talus. De plus, les exports *off-bank* de sédiments en provenance de la plate-forme seraient limités dans la partie supérieure du talus en raison de la barrière naturelle formée par les récifs de bordure. La présence de ces barrières récifales faciliterait la stabilisation du talus supérieur et serait également à l'origine d'une pente plus importante, favorisant *le by-pass* et non la sédimentation. D'autre part, le courant de contour éroderait le rebord de talus et emporterait le peu de sédiments déposés.

DISCUSSION, CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES

I. BUDGET SÉDIMENTAIRE, VARIATIONS MORPHOLOGIQUES ET PROCESSUS DE DÉPÔT LE LONG D'UN TALUS DE TYPE *LEEWARD* DOMINÉ PAR LA BOUE PENDANT L'HOLOCÈNE

L'analyse morpho-bathymétrique de la pente nord-ouest du GBB a montré une très grande diversité de structures et de faciès sédimentaires répartis le long du talus, ainsi qu'une variation morphologique importante du Nord au Sud. La pente conserve une forme concave homogène d'Est en Ouest et est segmentée en trois portions distinctes qui peuvent être clairement identifiées. Les variations topographiques du talus sont essentiellement attribuées à la largeur du talus inférieur ainsi qu'à l'angle et la largeur du talus supérieur. Ainsi, la pente du talus supérieur est d'environ 6° sur la majorité de la zone d'étude, alors qu'elle atteint 13° au niveau de *Bimini Islands*. Ces changements d'inclinaison s'opèrent rapidement le long de la marge sur moins de 30 km. Le talus actuel s'étend vers le bassin depuis la bordure de la plate-forme sur des distances allant de 10 à 30 km.

Une étude détaillée des faciès d'imagerie EM302 et des écho-faciès Chirp révèle une répartition faciologique complexe des dépôts carbonatés du talus du GBB pendant le Quaternaire. La cartographie des faciès sismiques a permis de mettre en évidence la présence de deux surfaces stratigraphiques récentes séparant deux unités sédimentaires distinctes, respectivement d'âge Pléistocène supérieur et Holocène. Trois domaines de dépôts ont pu être clairement individualisés le long de la marge du GBB en fonction de la nature des faciès sismiques, des traits morphologiques et de leur distribution spatiale.

(1) Une zone nord (Fig. VI-1), connectée avec la plate-forme, sans barrière récifale, est caractérisée par des sédiments fins en provenance de la plate-forme. Le matériel se dépose très rapidement sur le talus supérieur (~200 cm/ka à l'Holocène) formant un prisme perché. De nombreuses structures érosives, telles que des sillons orientés perpendiculairement à la bordure de plate-forme, sont préservées entre les talus moyen et inférieur. Ces structures sont interprétées comme des preuves du transit de sédiments turbiditiques mais semblent aujourd'hui inactives car elles sont comblées par une boue micritique holocène. Les sédiments sont exportés depuis la plate-forme interne par des courants peu profonds générés par les marées et/ou les vents dominants qui soufflent en permanence vers le nord-ouest, puis sont remobilisés le long de la pente par gravité. Ils plongent sur le fond par *density cascading*.

(2) Une zone médiane (Fig. VI-1, *Bimini Islands*), barrée de la plate-forme, par la présence d'îles, de récifs émergés et de barres tidales oolitiques. Le talus supérieur de cette zone est le plus court et abrupt de la marge du GBB. L'épaisseur des dépôts de sédiments holocènes est très faible (Wilber et al., 1990), ce qui suggère que soit l'export *off-bank* de sédiments vers le bassin est très limité soit il est sujet à un important *by-pass.*

(3) Une zone sud (Fig. VI-1), connectée avec la plate-forme, sans bordure récifale, avec des sédiments fins déposés sur le talus supérieur et plus grossiers en pied de talus. Cette zone est marquée par la présence de nombreuses ravines, des *plunge pools* ainsi que des *sediment waves* migrant à contre-pente sur le talus supérieur (Betzler et al., 2014). Ces dernières

témoignent de la forte activité des courants de *density cascading* qui ont lieu tout au long de l'année et constitueraient le principal moteur d'export de sédiment de la plate-forme vers le bassin pendant l'Holocène. Le pied de talus est quant à lui influencé par le courant de contour de Santaren qui s'écoule vers le Nord.

Cette zonation latitudinale met en évidence une grande diversité de processus hydrodynamiques responsables de l'accrétion du talus du GBB sur le dernier intervalle interglaciaire holocène (< 12 000 ans). Ces facteurs de transport de sédiments jouent un rôle prépondérant sur la compréhension des taux de sédimentation et la distribution spatiale des faciès sur le talus. Une telle connaissance permettra, à terme, de mieux prédire le style architectural et stratigraphique d'un talus d'une plate-forme carbonatée de type *leeward.*

II. OCCURRENCE DES *MASS TRANSPORT COMPLEXES* PENDANT LE NÉOGÈNE-QUATERNAIRE

Les talus boueux des plates-formes carbonatées de type *leeward* sont connus pour avoir des profils longs, concaves, faiblement inclinés (i.e. < 10°) (Kenter, 1990 ; Adams et Kenter, 2013) et dépourvus d'importantes variabilités morphologiques et faciologiques (Playton et al., 2010). La marge du GBB fournit un exemple de talus moderne où les profils de dépôt, plus particulièrement l'angle de haut de talus, changent de façon significative sur de courtes distances (< 30 km) et sont responsables d'importants passages latéraux de faciès. Ces changements peuvent s'observer le long du talus à l'Holocène, mais s'illustrent également sur l'ensemble de la marge à travers tout le Néogène.

Le secteur de Bimini montre de grandes instabilités gravitaires de type MTCs en contrebas d'un talus court et étroit où la partie supérieure a toujours maintenu un angle supérieur à la moyenne régionale (i.e. > 10°) pendant presque tout le Néogène. Les MTCs passent latéralement, vers le Sud, à de larges tabliers de faible inclinaison (~2,6 et 4° pendant le Miocène dans la zone sud ; Betzler et al., 1999), composés de faciès boueux cohésifs de type mudstones à packstones.

La connaissance des facteurs agissant sur les variations d'angle et de hauteur du talus le long d'une plate-forme carbonatée contribue à prédire l'architecture stratigraphique et morphologique de la pente (Kenter, 1990). Ces paramètres restent difficilement prédictifs pour les systèmes de type *leeward* en raison de la complexité de facteurs secondaires, qui localement peuvent influencer sur le style topographique et la construction du talus. Rendle et Reijmer (2001) affirment que l'érosion par les courants de contour sur les talus inférieur et moyen de la marge du GBB en accrétion serait à l'origine de l'augmentation de pente en amont au cours du Pléistocène supérieur. Divers paramètres tels que la présence de minéraux métastables (Schlager, 1989), la lithification précoce par des films bactériens ou des organismes constructeurs (Adams et Kenter, 2013), l'excès de production carbonatée pendant les périodes de haut niveau marin (*Highstand shedding*, Grammer et Ginsburg, 1992) ou encore la stabilisation du haut de talus par le développement de massifs récifaux en bordure de plate-forme (Schlager, 1989 ; Schlager et Camber, 1986) peuvent également contribuer à un accroissement local de l'angle de la pente.

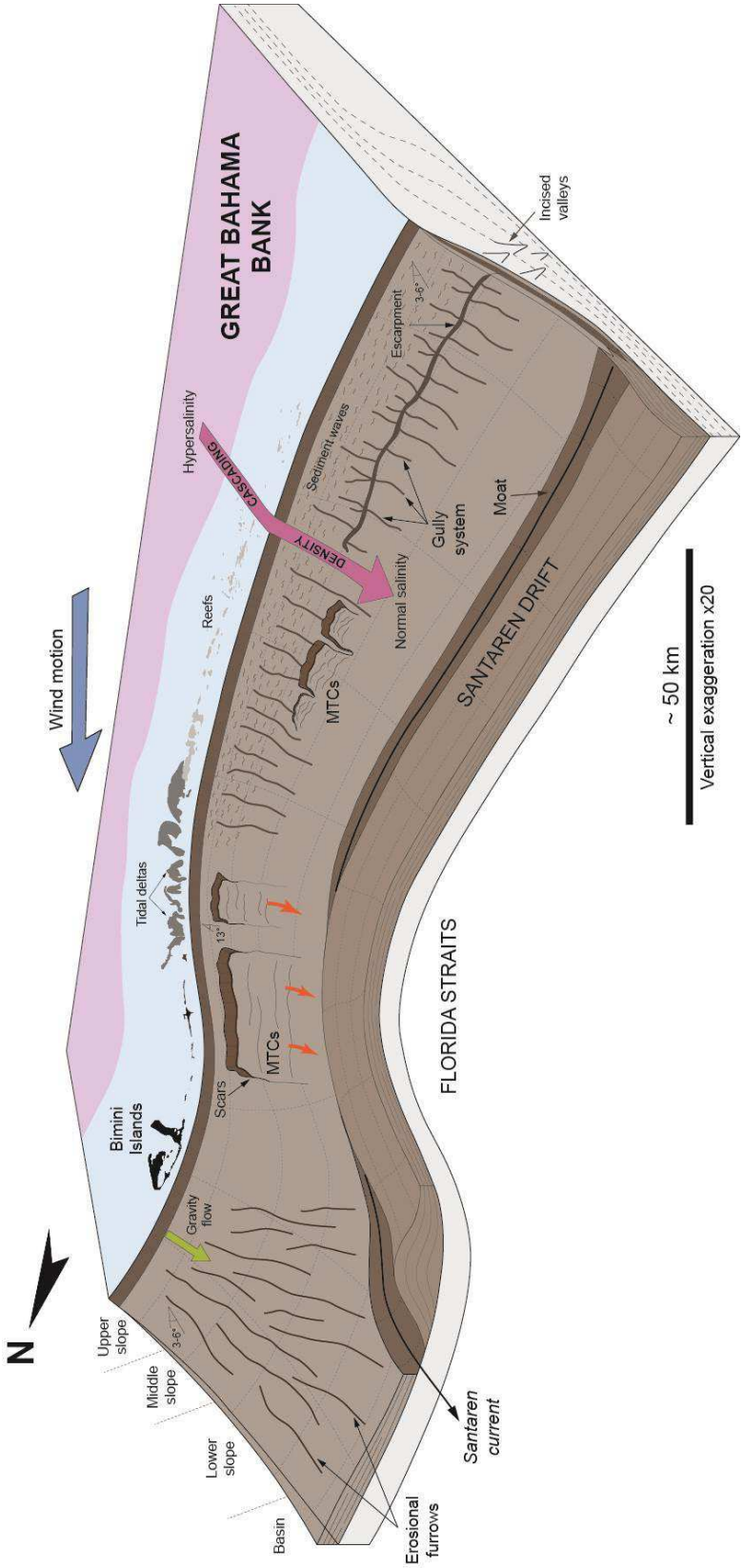


Figure VI-1 : *Bloc diagramme synthétique illustrant l'ensemble des processus sédimentaires identifiés le long du GBB pendant le Néogène, et expliquant les processus de transfert sédimentaires depuis la plate-forme, sur le talus et dans le bassin.*

Les analyses de surface nous montrent que l'accumulation de dépôts en provenance de la plate-forme est faible sur le talus supérieur de Bimini pendant l'Holocène. Les fortes réflectivités de faciès sismiques en surface révèlent plutôt la présence d'une surface cimentée ou indurée. L'accentuation locale de la pente dans cette zone semble concorder avec les affirmations de Kenter et Schlager (1989) et Kenter (1990) qui stipulent qu'une augmentation de la granularité et une diminution de la boue matricielle des faciès carbonatés qui tous deux augmentent la perméabilité et favorisent la cimentation, seraient des facteurs de contrôle majeurs sur l'augmentation de l'angle de la pente. Ce rapport reste valable pour le Pléistocène, pendant lequel une forte production carbonatée de plate-forme, combinée à un export de sédiments grossiers en haut de talus dominaient (Kenter et al., 2001). De larges MTCs se sont formés au cours du Pléistocène dans le Sud de la zone d'étude (Principaud et al., 2015). Cela semble moins crédible pour les dépôts plus anciens et pour l'Holocène, où la sédimentation de talus était préférentiellement boueuse.

Les interprétations sismiques sur le secteur d'étude nous permettent de proposer un mécanisme supplémentaire aux facteurs de contrôle précédemment cités, pour expliquer le contraste morphologique et les faciès au large de Bimini par rapport au reste du secteur d'étude.

(1) Il existe probablement un héritage structural au niveau de Bimini. La dislocation du *Bimini Bank* au cours de l'Oligocène a causé la formation d'un graben orienté NE-SO et de failles normales adjacentes. Le système de failles a créé localement, dans la prolongation SE du graben de Bimini, un ressaut topographique important qui n'existait pas dans les zones nord et sud.

(2) Les sédiments boueux qui comblent le graben étaient vraisemblablement caractérisés par un fort angle de dépôt qui, par manque de force de cohésion ou à cause de la force de cisaillement (Spencer et Tucket, 1991), se sont effondrés au pied de pente pour former un premier *Mass Transport Complex* au cours du Burdigalien.

(3) Principaud et al. (2015) montrent que l'effondrement de larges MTCs crée une large dépression limitée par des escarpements formant des éperons sur le talus supérieur à moyen. Des dépôts fins remplissent la dépression par progradation et sont caractérisés à leur tour par de fortes pentes. De nouveaux épisodes d'effondrement se sont produits par excès de pentes dans ces dépôts de couverture (> 10°) et ont formé une succession de MTCs en contrebas du talus, recouvrant les dépôts antérieurs. Ce phénomène de compensation et de réajustement du talus supérieur par effondrement successif s'observe tout au long du Néogène sur la pente de Bimini, malgré les changements granulométriques du matériel exporté. Il est possible que les périodes à fort taux de sédimentation, en raison de forçages allochtones (i.e. fluctuations eustatiques) ou autochtones (i.e. export *off-bank* par les courants de houle et/ou marée) coïncident avec les périodes de comblements des dépressions et, par conséquent, puissent jouer un rôle prépondérant dans le réajustement morphologique du talus supérieur et la formation des MTCs. Cependant, les corrélations entre les séquences sismiques de talus et les cortèges de dépôt caractérisés au sein des séquences de 3ème ordre sur plate-forme (Eberli

et al., 2000 ; Kenter et al., 2001) n'ayant pu être clairement établies, cette question demeure ouverte.

Les MTCs du Pliocène et du Pléistocène de la zone sud (Principaud et al., 2014) se sont formés sur un talus homoclinal en accrétion, construit depuis le Burdigalien, sans héritage structural ou contraste topographique. Ils sont caractérisés par un niveau de décollement commun qui correspondrait à une surface cimentée préférentielle (Eberli et al., 2002) interprétée comme une surface transgressive régionale, marquant la transition entre la séquence régressive du Messinien supérieur et l'inondation du Pliocène inférieur (Eberli et al., 1997b ; McKenzie et al., 1999). Cette succession de déstabilisations gravitaires de grande ampleur pourrait résulter d'une grande variété de mécanismes de déclenchement, tels qu'une accentuation locale de pente liée à une surcharge sédimentaire, des séismes ou encore des changements relatifs du niveau marin.

Deux types de MTCs se sont produits le long du GBB pendant le Néogène. L'un est préférentiellement contrôlé par l'angle de pente local en relation avec l'héritage structural oligocène, l'autre est indépendant de l'angle de pente et sans doute associé à des phénomènes tectoniques régionaux (e.g. séismes).

III. ÉVOLUTION DU TALUS NORD-OUEST DU GBB DURANT LE NÉOGENE ET LE QUATERNAIRE

Huit séquences sismiques ont été identifiées sur l'ensemble de la zone d'étude et corrélées à celles définies depuis la plate-forme par Eberli (2000) (Tableau VI-1). Chacune d'entre-elles est interprétée comme un cycle de dépôts de 3ème ordre (< 3Ma) définie entre deux limites de séquence de type SB. Les séquences sont calibrées chronologiquement à partir de biozones de nannoplanctons et de foraminifères planctoniques issues d'études biostratigraphiques fines réalisées sur les puits ODP 1003, 1005, 1007 et 1006 du Leg 166 (Eberli et al., 1997a). La réalisation de cartes isochores, combinée aux descriptions sédimentologiques des puits du Leg 166 et du puits ODP 626, a permis d'acquérir une meilleure compréhension de l'architecture stratigraphique du GBB depuis la fin de l'Oligocène jusqu'à aujourd'hui. L'évolution morphologique et paléogéographique de la marge nord-ouest du GBB s'est déroulée en plusieurs phases :

(1) Du Paléogène au Burdigalien, le GBB présente un talus NO de type homoclinal aggradant, avec une faible pente, détaché de la plate-forme par un escarpement ancré sur une faille normale. Dans le Sud, les faciès sont essentiellement boueux (mudstones - wackestones) et onlappent le rebord de la plate-forme en escarpement à l'Est, tandis que leurs équivalents au Nord indiquent des textures plus grossières (packstones - grainstones), des épaisseurs nettement plus importantes et des morphologies en incision et en sillons amalgamés. Les irrégularités topographiques du fond du bassin en dômes et creux (longueur d'onde < 20 km) sur lesquelles les dépôts du Néogène inférieur s'accumulent, sont interprétées comme étant héritées de structures anticlinales formées lors de l'inversion des failles normales au droit des plates-formes en escarpement durant l'orogenèse cubaine (Bergman, 2005 ; Massafero et Eberli, 1999).

(2) Entre le Langhien et le Messinien, le talus est faiblement penté, attaché à la plate-forme et présente des ceintures de faciès longitudinales et parallèles à la bordure de plate-forme. A partir du Langhien, le talus supérieur de Bimini s'effondre par phases successives, générant un amoncèlement de MTCs géants (> 25*60 km) au pied de la pente. Des prismes sédimentaires marginaux caractérisés par des clinoformes progradants à angles de pente plus accentués remplissent les dépressions creusées par les arrachements. C'est aussi à partir du Langhien que les dépôts contouritiques liés à l'activité du courant de Santaren apparaissent au pied de talus du GBB, et interagissent avec les dépôts boueux du talus et les MTCs. Les dépôts contouritiques empiètent progressivement sur le talus miocène au Sud. La déstabilisation du talus de Bimini persiste durant la presque intégralité du Néogène, empêchant cette zone de prograder vers l'Ouest, tout en maintenant un angle de talus très important. A cet endroit, les MTCs et les dépôts de contour interférent, générant une diversité de faciès chaotiques hétérogènes : mégabrèches à blocs et olistholites, débrites grossières et dépôts boueux de drift horizontaux et concordants. Le Messinien aboutit à la fin d'un premier mode de fonctionnement sédimentaire du talus du GBB où les dépôts turbiditiques boueux sont accumulés sous forme de nappes de tablier de talus aggradant.

(3) Le Pliocène inférieur marque un arrêt momentané de la construction en accrétion du talus le long du GBB. Les carottes des puits au Sud de la zone révèlent une couverture homogène de faciès hémipélagiques et contouritiques (*nannofossil ooze/chalk*) caractérisée en sismique par des réflecteurs continus et plans d'épaisseurs variées. Le puits 626 au Nord enregistre un niveau condensé et la présence de cendres volcaniques (Austin et al., 1986). Cet évènement coïncide avec une transgression d'origine eustatique (McKenzie et al., 1999), également enregistrée sur la plate-forme du GBB au sein des puits Clino et Unda (Eberli et al., 1997 ; Kenter et al., 2001).

(4) La transgression du Pliocène inférieur est rapidement suivie par une chute drastique du niveau marin relatif (3,6 Ma) qui, combinée à l'activité postérieure, croissante et rapide du drift de Santaren, témoigne d'une nouvelle réorganisation architecturale du talus du GBB à la fin du Néogène et au Pléistocène. La rapide aggradation puis progradation des dépôts de contour sur la pente du talus à la fin du Pliocène créé une dépression longitudinale (*moat*) le long du talus, dans laquelle les dépôts du Pléistocène inférieur sont piégés. Le talus supérieur fonctionne alors en *by-pass* et indique que le système sédimentaire du GBB se comporte comme un talus de type *base-of-slope apron,* caractérisé par des nappes lenticulaires entrecroisées de débrites très grossières contenant de nombreux éléments bioclastiques et récifaux, qui témoignent du développement de récifs coralliens de type *patch reef* en bordure de plate-forme, à partir du Pliocène (Kenter et al., 2001).

(5) Le Pléistocène supérieur est marqué par de l'accrétion d'un talus court et fortement penté en rebord de plate-forme, composé de faciès turbiditiques avec une forte teneur en boue dans la zone sud (wackestones à floatstones), et des textures plus grossières (grainstones) au Nord. Rendle et Reijmer (2001) ont montré que les variations eustatiques et climatiques à haute fréquence pendant les phases glaciaires et interglaciaires, couplées à l'action fluctuante des courants de contour érosifs en bas de talus pendant le Quaternaire contribueraient à un nivellement topographique du bas de pente et pourraient être responsables de l'évolution du

profil morphologique du talus du GBB pendant les cycles de 3ème ordre (i.e. > 3 Ma). Par exemple, le Pléistocène inférieur et la base du Pléistocène moyen, tout comme l'Holocène, constitueraient des phases interglaciaires durant lesquelles la productivité carbonatée de plate-forme serait forte en raison d'un positionnement haut du niveau marin. Ces conditions eustatiques, combinées à un export de matériel grossier durant les glaciations opérant à plus haute fréquence (i.e. < 41000 ans) et le développement de récifs pendant les *highstands*, favoriseraient la stabilisation et l'accrétion du talus. A l'inverse, lors des bas niveaux eustatiques, comme par exemple durant le Pléistocène moyen, la faible production carbonatée de plate-forme, associée à une intensification des courants de contour, contribueraient à un surcreusement du bas de talus qui, en conséquence, favoriserait une augmentation de l'angle de pente et un ralentissement de l'accrétion. Ces scénarios illustrent en tous points le modèle de Schlager et Camber (1986) qui montrent l'influence climatique sur le volume de carbonate produit en rebord de plate-forme et le style topographique du talus en fonction des variations eustatiques.

Du fait de l'absence de corrélations plate-forme-talus-bassin par manque de données sismiques, la distinction des cortèges de dépôts de 3ème ordre sur le talus, mais aussi des séquences à plus haute fréquence, sur l'ensemble du Néogène n'a pas pu être réalisée. La caractérisation précise du mode de fonctionnement du talus en fonction des conditions eustatiques pendant les intervalles glaciaires et interglaciaires s'est avérée difficile à mettre en évidence. La figure VI-1 illustre l'ensemble de tous les processus sédimentaires identifiés le long du GBB pendant le Néogène, et permettant le transfert de sédiments depuis la plate-forme, sur le talus et dans le bassin, indépendamment des variations du niveau marin relatif.

IV. SÉDIMENTATION CONTOURITIQUE LE LONG DU GBB : CONTRÔLE GLACIO- OU TECTONO-EUSTATIQUE ?

Le drift de Santaren a exercé un rôle majeur sur l'extension et la répartition des dépôts gravitaires carbonatés le long du talus Nord-Ouest du GBB mais aussi sur l'évolution physiographique de la marge depuis le Néogène.

Les interprétations sismiques ont montré l'extension du drift le long du talus jusqu'à la zone de Bimini, c'est à dire 100 km plus au Nord que ce qui avait été précédemment décrit par Bergman (2005). Ces résultats sont en accord avec les descriptions sédimentologiques d'Austin et al. (1986) et Schlager et al. (1988) qui avaient interprétés des dépôts de courant de contour à partir du Langhien dans le puits ODP 626. Le drift affiche donc une continuité homogène longitudinale depuis son initiation dans *Santaren Channel*, jusqu'au rebord de Bimini. Il existe par conséquent une interaction permanente entre les courants de contour et les écoulements gravitaires sur plus de 270 km dans le bassin et le long du talus du GBB depuis le Langhien.

Le drift est actuellement positionné dans le bassin au-delà de 850 m de bathymétrie. Il est visible sur la bathymétrie actuelle et présente un *moat* très érosif dans la zone de Bimini. Le drift résulte du piratage et de la remobilisation de matériel carbonaté dans le bassin et le bas du talus par les courants de Floride et de Santaren. Il s'étend sur environ 300 km de long

et fait en moyenne 60 km de large et 600 m d'épaisseur (Bergman, 2005). Il s'initie dans *Santaren Channel* où il présente une géométrie externe symétrique convexe centrée sur l'axe du chenal et s'amincie vers les bords externes. Il indique une géométrie de type *confined drift* (Bergman, 2005, Faugères et al., 1999), tandis qu'à la sortie de *Santaren Channel*, il s'étend dans *Florida Straits* et devient un *separated drift (*Faugères et al., 1999).

La direction d'écoulement du drift est indiquée par de nombreuses figures d'érosion (queues de comètes géantes au niveau des monts carbonatés et des débris sur le fond marin) le long du talus inférieur et recoupe les sillons d'âge pléistocène supérieur présents sur le talus inférieur.

Outre la variation morphologique du drift le long du talus du GBB, des dépôts indiquent des variations faciologiques et texturales. Des faciès boueux de type *nannofossil ooze/chalk* sont omniprésents dans sa partie sud (puits ODP 1006 ; Eberli et al., 1997), tandis que des faciès plus grossiers de type packstones à grainstones prédominent dans sa partie nord (puits ODP 626 ; Austin et al., 1986). Cette variation pourrait s'expliquer par une accélération de la vitesse du courant de fond lors du passage du *Santaren Channel*, balayé par un faible courant, au *Florida Straits* influencé par le courant de Floride beaucoup plus puissant, comme l'indiquent les nombreuses traces d'érosion sur le fond marin actuel. L'association de ces deux courants permettrait un tri granulométrique, en transportant préférentiellement le matériel fin, au détriment des particules plus grossières qui s'accumuleraient sur le fond du bassin.

La morphologie du drift a grandement évolué depuis sa mise en place au cours du Langhien. D'une morphologie relativement plane dans le bassin, et une géométrie montrant une interdigitation avec les sédiments de tablier de bas de pente, durant la période du Miocène, le drift contouritique passe à une morphologie très aggradante d'environ 200 m dans le bassin puis migre rapidement de près de 5 km sur le talus et développe un *moat* profond au cours du Pliocène inférieur.

La dépression créée par le développement du *moat* en bas de talus, piège et confine les dépôts gravitaires (calciturbidites, débrites, MTC) du Pliocène supérieur, empêchant leur libre expansion dans le bassin, formant ainsi une ceinture de sédiments grossiers en bas de talus. Dans le cas des dépôts de transport en masse (MTCs), la morphologie bombée du drift ainsi que sa lithologie fine peuvent servir de surface de décollement et permettre aux dépôts en masse de s'étendre librement jusque dans le bassin (Principaud et al., 2015).

La mise en place de plusieurs drifts contouritiques dans *Florida Straits* à partir du Langhien concorde avec une réorganisation océanographique globale et des changements climatiques majeurs dans l'hémisphère nord, liés à la fermeture de la *Central American Seaway* (CAS), entre 15 et 2.7 Ma (Steph et al., 2006). La circulation des eaux s'intensifie dans le Golfe du Mexique avec la mise en place de la circulation thermohaline actuelle qui s'écoule à travers le *Florida Straits* pour rejoindre ensuite le *Gulf Stream*. Les facteurs tectono-eustatiques semblent donc prédominer sur les facteurs glacio-eustatiques dans l'évolution générale du drift de Santaren au cours du Néogène (Fig. VI-2).

TIME in Ma
CHONOSTRATIGRAPHY
BIOSTRATIGRAPHY
PLANKT. FORAM.
NANNO FOSSILS
SEISMIC SURFACES
SEISMIC UNITS
MAJOR EVENTS ALONG THE NORTHWESTERN GBB SLOPE AND PLATFORM
TECTONIC EVENTS
CLIMATIC EVENTS
OCEANIC EVENTS
LONG-TERM AND SHORT-TERM EUSTASIC CURVES
δ18O (‰ PDB) NORTH ATLANTIC
QUATERNARY
NEOGENE
PALEOGENE
HOLOCENE
PLEISTOCENE
Pliocene
Miocene
Oligocene
Piacenzian
Zanclean
Messinian
Tortonian
Serravallian
Langhian
Burdigalian
Aquitanian
Chattian
SU-8
SU-7
SU-6
SU-5
SU-4
SU-3
SU-2
SU-1
Ple.4?
Ple.3?
Ple.2?
Ple.1
Pl.2?
Pl.1
Me
Tor
Se.2
Se.1
Langh
Bur
MTC
Debrites
V-shaped canyons/ by-passed upper slope
Platform drowning
V-shaped canyons/ platform emersion
Santaren Drift evolution
Aggradation and pulse of progradation of the Santaren Drift
Final closure of the Central American Seaway (CAS)
(Keller et al. 1983; Coates et al. 1992; Haug et al., 2001; Steph et al., 2006)
~1000 m shoaling of the Isthmus of Panama
(Duque-Caro, 1990)
Beginning of the collision of southern Cuba with Bahamas
(Calais and Mercier de Lepinay, 1995)
Bimini Bank segmentation and Bimini Embayment formation
(Eberli and Ginsburg, 1987; Eberli and Ginsburg, 1989)
Major fold growth of the Santaren Anticline
(Masaferro et al., 2002)
North Hemisphere Glaciation
(Bartoli et al., 2005; Haug and Tiedemann, 1998)
East Antarctic Ice Sheet growth and associated deep water Antarctic cooling
(Flower and Kennett, 1994; Shakleton and Kennet, 1975)
New global oceanic conveyor circulation system that cooled global deep water and the atmosphere between 4 and 6°C
(Potter and Szatmari, 2009)
Intensification of the North Atlantic THC
(Bartoli et al., 2005)
Surface water salinity increase in the Caribbean
(Kelpwin, 1982; Haug and Tiedemann, 1998)
«Caribbean carbonate crash»
(Roth et al., 2000; Newkirk and Martin, 2009)
NADW circulation onset
(Wright and Miller, 1993)
Intensification of the Loop Current/Gulf Stream Circulation
(Mullins et al. 1987)

Figure VI-2 (page précédente): *Tableau de corrélations entre les évènements gravitaires majeurs le long du talus du GBB, les évènements tectoniques, climatiques et océaniques régionaux au cours de la période Néogène-Quaternaire.*

V. PERSPECTIVES

Ce travail, dont le but principal était d'illustrer le fonctionnement sédimentaire et les processus sédimentaires actifs sur une pente carbonatée protégée ouvre de nombreuses perspectives :

(1) Pour le moment nous n'avons qu'une vue partielle du talus supérieur, malgré les données présentes dans la littérature (Wilber et al., 1990 ; Betzler et al., 2014). L'acquisition de mesures bathymétriques, le long du haut du talus supérieur paraît donc indispensable pour mieux caractériser les traits morphologiques issus des divers courants actifs sur le haut de talus et caractériser leur activité depuis leur origine jusqu'à leur extension dans le bassin et ainsi faire le lien avec la plate-forme. Ces données permettraient aussi de confirmer ou d'infirmer le modèle de *density cascading* présent sur la zone.

Il serait également très intéressant de développer des collaborations avec des hydrodynamiciens, afin de tenter d'expliquer et de modéliser en bassin, la formation des ravines par *density cascading*.

(2) L'obtention de lignes sismiques HR s'étendant de la plate-forme jusque dans le bassin dans la zone nord permettrait d'obtenir une continuité plate-forme-bassin à une échelle régionale et non sur une seule ligne sismique comme c'est le cas actuellement. Il serait ainsi intéressant de corréler les séquences sismiques de talus avec les séquences de dépôts de plate-forme interprétées comme étant d'origine eustatique (Eberli, 2000) et de construire un modèle stratigraphique et séquentiel d'un système plate-forme-talus-bassin influencé par des dépôts gravitaires et remaniés par des dépôts de contour.

(3) La collecte de nouvelles carottes dans la zone nord permettrait par ailleurs de mieux contraindre les faciès sismiques en termes de flux sédimentaires et aiderait à une meilleure calibration des cartes paléogéographiques.

(4) Il serait aussi intéressant d'approfondir le rôle de l'héritage structural, et notamment la dislocation du *mega bank*, sur l'évolution architecturale et sédimentaire du talus.

(5) Pour finir, une étude plus détaillée des MTCs, en particulier de leurs corrélations plate-forme-talus-bassin permettrait de rechercher plus précisément les origines et les facteurs de contrôle de leur déclenchement pour valider ou invalider l'hypothèse de *highstand shedding.*

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

ABBATE, E., BORTOLOTTI, V., PASSERINI, P. (1970) Olistostromes and olistoliths. *Sedimentary Geology*, v. 4, no. 3-4, p. 521-557.

AHR, W.M., (1973) The carbonate ramp : an alternative to the shelf model. *Gulf Coast Association of Geological Societies*, v. 23, p. 221-225.

ALEXANDER, J., MORRIS, S. (1994) Observations on experimental, nonchannelized, high-concentration turbidity currents and variations in deposits around obstacles. *Journal of Sedimentary Research,* v. 64, no. 4, p. 899-909.

ANDREWS, J.E., SHEPARD, F.P., HURLEY, R.J. (1970) Great Bahama Canyon. *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, no. 4, p. 1061-1078.

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*, v. 112, no. 6, p. 829-844.

ATKINSON, L.P., BERGER, T., HAMILTON, P., WADDELL, E., LEAMAN, K., LEE, T.N. (1995) Current meter observations in the Old Bahama Channel. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 100 (C5), p. 8555-8560.

AUGUSTIN, J.M., LE SUAVE, R., LURTON, X., VOISSET, M., DUGELAY, S., SATRA, C. (1996) Contribution of the Multibeam Acoustic Imagery to the Exploration of the Sea-Bottom. *Marine of Geophysical Research,* v. 18**,** p. 459-486.

AUSTIN, J.A., SCHLAGER, W. & al. (1986) Proceedings of the Ocean Drilling Program, initial reports, Leg 101. *College Station, Texas, Ocean Drilling Program*, v. 101, 569 p.

B

BAGNOLD, R.A. (1954) Experiments on a Gravity-Free Dispersion of Large Solid Spheres in a Newtonian Fluid under Shear. *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences,* v. 225**,** p. 49-63.

BALL, M.M., MARTIN, R.G., BOCK, W.D., SYLWESTER, R.E., BOWLES, R.M., TAYLOR, D., COWARD, E.L., DODD, J.E., GILBERT, L. (1985) Seismic structure and stratigraphy of northern edge of Bahaman-Cuban collision zone. *AAPG Bulletin*, v. 69, no. 8, p. 1275-1294.

BARTOLI, G., SARNTHEIN, M., WEINELT, M., ERLENKEUSER, H., GARBE-SCHÖNBERG, D., LEA, D.W. (2005) Final closure of Panama and the onset of northern hemisphere glaciation. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 237, p. 33-44.

BATHURST, R.G.C. (1975) Carbonate sediments and their diagenesis, *Developments in Sedimentology*, Elsevier, v. 12, p. 439.

BECKER, A., DAVENPORT, C.A. (2003) Rockfalls triggered by the AD 1356 basle earthquake. *Terra Nova*, v. 15, p. 258-264.

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. *PhD thesis*, University of Miami, 206 p.

BERGMAN, K.L., WESTPHAL, H., JANSON, X., POIRIEZ, A., EBERLI, G.P. (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*, p. 5-80.

BERNET, K.H., EBERLI, G.P., GILLI, A. (2000) Turbidite frequency and composition in the distal part of the Bahamas transect, *in* Swart, P.K., Eberli, G.P., Malone, M. J., & Sarg, F.J. Eds., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 166, *College Station, Texas, Ocean Drilling Program*, v. 166, p. 45-60.

BETZLER, C., REIJMER, J.J.G., BERNET, 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*, v. 46, no. 6, p. 1127-1143.

BETZLER, C., PFEIFFER, M., SAXENA, S. (2000) Carbonate shedding and sedimentary cyclicities of a distally steepened carbonate ramp (Miocene, Great Bahama Bank). *International Journal of Earth Sciences*, v. 89, p. 140-153.

BETZLER, C., LINDHORST, S., EBERLI, G.P., LÜDMANN, T., MÖBIUS, J., LUDWIG, J., SCHTTER, 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*, v. 42, p. 871-874.

BREEN, N.A., ORANGE, D.L. (1992) The effects of fluid escape on accretionary wedges 1. Variable porosity and wedge convexity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth,* v. 97**,** p. 9265-9275.

BROECKER, W.S. (1987) The biggest chill. *Natural History Magazine,* v. 97**,** p. 74-82.

BRUNNER, C.A. (1986) Deposition of a muddy sediment drift in the southern Straits of Florida during the late Quaternary. *Marine Geology*, v. 69, no. 3-4, p. 235-249.

BUGGE, T., BEFRING, S., BELDERSON, R., EIDVIN, T., JANSEN, E., KENYON, N., HOLTEDAHL, H., SEJRUP, H. (1987) A giant three-stage submarine slide off Norway. *Geo-Marine Letters,* v. 7**,** p. 191-198.

BULL, S., CARTWRIGHT, J., HUUSE, M. (2009) A review of kinematic indicators from mass-transport complexes using 3D seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, v. 26, no. 7, p. 1132-1151.

C

CALAIS, E., DE LÉPINAY, B. (1995) Strike-Slip Tectonic Processes in the Northern Caribbean between Cuba and Hispaniola (Windward Passage). *Marine Geophysical Researches*, v. 17, p. 63-95.

CALLOT, P., ODONNE, F., SEMPERE, T. (2008a) Liquification and soft-sediment deformation in a limestone megabreccia: The Ayabacas giant collapse, Cretaceous, southern Peru. *Sedimentary Geology*, v. 212, no. 1-4, p. 49-69.

CALLOT, P., SEMPERE, T., ODONNE, F., ROBERT, E. (2008b) Giant submarine collapse of a carbonate platform at the Turonian–Coniacian transition: The Ayabacas Formation, southern Peru. *Basin Research*, v. 20, no. 3, p. 333-357.

CANALS, M., LASTRAS, G., URGELES, R., CASAMOR, J.L., MIENERT, A., CATTANEO, M., DE BATIST, M;, HAFLIDASON, H., IMBO, Y., LABERG, J.S., LOCAT, J., LONG, D., LONGVA, O., MASSON, D.G., SULTAN, N., TRINCARDI, F., BRYN, P. (2004) Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project. *Marine Geology*, v. 213, no. 1-4, p. 9-72.

CAREW, J. L., MYLROIE, J.E. (1995) Depositional model and stratigraphy for the Quaternary geology of the Bahama Islands, *in* Curran, H. A., & White, B., Eds., Terrestrial and shallow marine geology of the Bahamas and Bermuda, *GSA Special Paper*, v. 300, p. 5-32.

CAREW, J. L., MYLROIE, J.E. (1997) Geology of the Bahamas, *in* Vacher, H. L., and Quinn, T. M., eds., Geology and hydrogeology of carbonate islands, *Developments in Sedimentology*, Elsevier, v. 54, p. 91-139.

CARRASCO, B. (1977) Albian sedimentation of submarine autochthonous and allochthonous carbonates, East edge of the Valles-San Luis Potosi platform, Mexico, *in* Cook, H.E., & Enos, P. Eds., Deep-water carbonate environments. *SEPM Special Publication*, p. 263-272.

CHIOCCI, F.L., NORMARK, W.R. (1992) Effect of sea-level variation on upper-slope depositional processes offshore of Tiber delta, Tyrrhenian Sea, Italy. *Marine Geology,* v. 104**,** p. 109-122.

COHEN, K.M., FINNEY, S.C., GIBBARD, P.L., FAN, J-X. (2013) The ICS International Chronostratigraphic Chart, Episodes 36: 199-204.

COLEMAN, J.M., PRIOR, D.B. (1988) Mass Wasting on Continental Margins. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 16, no. 1, p. 101-119.

COLLOT, J., LEWIS, K., LAMARCHE, G., LALLEMAND, S. (2001) The giant Ruatoria debris avalanche on the northern Hikurangi margin, New Zealand: Result of oblique seamount subduction. *Journal of Geophysical Research*, v. 106, p. 19271-19298.

CONIGLIO, M., DIX, G.R. (1992) Chapter 18. Carbonate slopes, *in* Walter, R. G. & James, N. P. Eds., Facies models: Response to sea-level change, *Geological Association of Canada*, p. 349-374.

COOK, H.E., McDANIEL, P.N., MOUNTJOY, E.W., PRAY, L.C. (1972) Allochthonous carbonate debris flows at Devonian bank ('reef') margins, Alberta, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology,* v. 20**,** p. 439-486.

COOK, H.E., EDBERG, R.M. (1981) Carbonate submarine fans along a Paleozoic prograding continental margin, western United States. *AAPG Bulletin,* v. 65**,** p. 913.

COOK, H.E., ENOS, P. (1977) Deep-water carbonate environments-An introduction, *in* Cook, H.E., Enos, P. Eds., Deep water carbonate environments, *SEPM Special Publication*, p. 1-4.

COOK, H.E., MULLINS, H.T. (1983) Basin margin, *in* Scholle, P.A., Bebout, D.G., & Moore, C.H. Eds., Carbonate depositional environments. *AAPG Bulletin*, p. 539-618.

CORREA, A.M.S. (2012) Environmental controls on cold-water coral mound distribution, morphology, and development in the Straits of Florida, *PhD thesis*, University of Miami, 195 p.

CORREA, T.B.S., EBERLI, G.P., GRASMUECK, M., REED, J.K., CORREA, A.M.S. (2012a) Genesis and morphology of cold-water coral ridges in a unidirectional current regime. *Marine Geology*, v. 326–328, p. 14-27.

CORREA, T.B.S., GRASMUECK, M., EBERLI, G.P., REED, J.K., VERWER, K., PURKIS, S.A.M. (2012b) Variability of cold-water coral mounds in a high sediment input and tidal current regime, Straits of Florida. *Sedimentology*, v. 59, p. 1278-1304.

CORSO, W., SCHLAGER, W., FLÛGEL, E., BUFFLER, R.T. (1985) A reinterpretation of an Early Cretaceous carbonate platform on Abaco Knoll, Northern Bahamas. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, v. 35, p. 29-38.

COURJAULT, T. (2011) Brèches gravitaires sous-marines du Tithonien subalpin (S-E France), Thèse, Université de Strasbourg, 339 p.

COURJAULT, T., GROSHENY, D., FERRY, S., SAUSSE, J. (2011) Detailed anatomy of a deep-water carbonate breccia lobe (Upper Jurassic, French subalpine basin). *Sedimentary Geology*, v. 238, p. 156-171.

CREVELLO, P.D., SCHLAGER, W. (1980) Carbonate debris sheets and turbidites, Exuma Sound, Bahamas. *Journal of Sedimentary Petrology, v.* 50, p. 1121-1147.

D

DAMUTH, J.E. (1980) Use of high-frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of nearbottom sedimentation processes in the deep-sea: A review. *Marine Geology,* v. 38**,** p. 51-75.

DAMUTH, J.E., HAYES, D.E. (1977) Echo character of the East Brazilian continental margin and its relationship to sedimentary processes. *Marine Geology,* v. 24, p. 73-95.

DAMUTH, J.E., EMEBLEY, R.W. (1981) Mass-Transport Processes on Amazon Cone: Western Equatorial Atlantic. *AAPG Bulletin,* v. 65, p. 626-643.

DAY, C. G. (1954) A note on the circulation on the region northeast of the Bahama Islands. *Woods Hole Oceanographic Institution Tech. Rep*, v. 54, p. 4-6.

DENNY III, W.M., AUSTIN, J.A., BUFFLER, R.T. (1994) Seismic stratigraphy and geologic history of Middle Cretaceous through Cenozoic rocks, southern Straits of Florida. *AAPG Bulletin*, v. 78, p. 461-487.

DIX, G.R., JAMES, N.P., KYSER, T.K., BONE, Y., COLLINS, L.B. (2005) Genesis and Dispersal of Carbonate Mud Relative to Late Quaternary Sea-Level Change Along a Distally-Steepened Carbonate Ramp (Northwestern Shelf, Western Australia). *Journal of Sedimentary Research*, v. 75, no. 4, p. 665-678.

DOTT, R. H. (1963) Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *AAPG Bulletin*, v. 47, p. 104-128.

DROXLER, A. W., SCHLAGER, W. (1985) Glacial versus interglacial sedimentation rates and turbidite frequency in the Bahamas. *Geology*, v. 13, no. 11, p. 799-802.

DROXLER, A.W., BURKE, K.C., CUNNINGHAM, A.D., HINE, A.C., ROSENCRANTZ, E., DUNCAN, D.S., HALLOCK, P., ROBINSON, E. (1998) Caribbean constraints on circulation between Atlantic and Pacific Oceans over the past 40 million years, *in* Crowley, T.J., Burke, K.C., Eds., *Tectonic boundary conditions for climate reconstructions*, p. 169-191.

DUQUE-CARO, H. (1990) Neogene Stratigraphy, Paleoceanography and Paleobiogeography in Northwest South America and the Evolution of the Panama Seaway. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 77, p. 203-234.

E

EBERLI, G.P. (1991) Calcareous turbidites and their relationship to sea-level fluctuations and tectonism, *in* Einsele, G., Ricken, W.,Seilacher, D., Eds., Cycles and events in stratigraphy, p. 340-356.

EBERLI, G.P. (2000) The record of Neogene sea-level changes in the prograding carbonates along the Bahamas Transect- Leg 166 Synthesis, *in* Swart, P.K., Eberli, G.P., Malone, M.J., Sarg, F.J., Eds., Proceedings of the Ocean Drilling Program, *Scientific Results*, *College Station, Texas,* v. 166, p. 164-177.

EBERLI, G.P., GINSBURG, R.N. (1987) Segmentation and coalescence of Cenozoic carbonate platforms, northwestern Great Bahama Bank. *Geology*, v. 15, p. 75-79.

EBERLI, G.P., GINSBURG, R.N. (1988) Aggrading and prograding infill of buried Cenozoic seaways, northwestern Great Bahama Bank, *in* Bally, A.W., Ed., Atlas of Seismic Stratigraphy, *AAPG Studies in Geology,* v. 2, p. 97-103.

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, P. D., Wilson, J. A., Read, J. F., Sarg, F. J., Eds., Controls on Carbonate Platform and Basin Systems, *SEPM Special Publication*, v. 44, p. 339-351.

EBERLI, G.P., BERNOULLI, D., SANDERS, D., VECSEI, A. (1993) From aggradation to progradation: the Maiella Platform Margin (Abruzzi, Italy), *in* Simo, J. T., Scott, R. W., Masse, J.-P., Eds., Cretaceous Carbonate Platforms, *AAPG Memoir*, v. 56, p. 213-232.

EBERLI, G.P., KENDALL, C.G.S.C., MOORE, P., WHITTLE, G.L., CANNON, R. (1994) Testing a seismic interpretation of Great Bahama Bank with a computer simulation. *AAPG Bulletin,* v. 78, p. 980-1004.

EBERLI, G.P., SWART, P.K., MALONE, M.J., al. (1997a) Proceedings of the Ocean Drilling Program, initial reports, Leg 166, *College Station, Texas, Ocean Drilling Program*, v. 166, 850 p.

EBERLI, G.P., SWART, P.K., McNEILL, D.F., KENTER, J.A.M., ANSELMETTI, F.S., MELIM, L.A., GINSBURG, R.N. (1997b) 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, M. J. *et al*. Eds., Proceedings of the Ocean Drilling Program, initial reports, Leg 166, *College Station, Texas, Ocean Drilling Program*, v. 166, p. 23-41.

EBERLI, G.P., ANSELMETTI, F., KENTER, J.A.M., McNEILL, D.F., MELIM, L.A. (2001) Calibration of seismic sequence stratigraphy with cores and logs, *in* Ginsburg, R.N.E., eds., Subsurface Geology of a Prograding Carbonate Platform Margin, Great Bahama Bank : Results of the Bahamas Drilling Project, *SEPM Special Publication*, v. 70, p. 241-266.

EBERLI, G.P., ANSELMETTI, F.S., KROON, D., SATO, T., WRIGHT, J.D. (2002) The chronostratigraphic significance of seismic reflections along the Bahamas Transect. *Marine Geology*, v. 185, no. 1-2, p. 1-17.

EBERLI, G.P., ANSELMETTI, F., BETZLER, C., VAN KONIJNENBURG, J.-H. (2004) Carbonate platform to basin transitions on seismic data and in outcrops: Great Bahama Bank and the Maiella platform margin, Italy, *in* Seismic imaging of carbonate reservoirs and systems, *AAPG Memoir*, p. 207-250.

ENOS, P. (1974) Surface sediment facies of the Florida-Bahamas Plateau. *Geological Society of America Map Series,* MC-5.

FARRE, J.A. (1983) Breaching the shelfbreak: passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution, *SEPM Special Publication*, v. 33, p. 25-39.

FARRE, J.A., RYAN, W.B.F. (1985) 3-D View of Erosional Scars on U.S. Mid-Atlantic Continental Margin. *AAPG Bulletin,* v. 69, p. 923-932.

FARRELL, S.G. (1984) A dislocation model applied to slump structures, Ainsa Basin, South Central Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, v. 6, no. 6, p. 727-736.

FAUGÈRES, J.-C., MULDER, T. (2011) Chapter 3. Contour currents and contourite drifts, *in* Huneke, H. & Mulder, T. Eds., Deep-sea sediments, *Developments in Sedimentology,* v. 63, p. 149-214.

FAUGÈRES, J.-C., MULDER, T. (2014) Chapter 14. Contourite drifts: nature, evolution and controls, *in* Rebesco, M. & Camerlenghi, A. Eds., Contourites, *Developments in Sedimentology,* v. 60, p. 257-288.

FAUGÈRES, J.-C., MÉZERAIS, M.-L., STOW, D.A.V. (1993) Contourite drift types and their distribution in the North and South Atlantic Ocean basins. *Sedimentary Geology*, v. 82, no. 1-4, p. 189-203.

FAUGÈRES, J.-C., STOW, D.A.V., IMBERT, P., VIANA, A.R. (1999) Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Marine Geology*, v. 162, p. 1-38.

FEDELE, J.J., GARCÍA, M.H. (2009) Laboratory experiments on the formation of subaqueous depositional gullies by turbidity currents. *Marine Geology,* v. 258, p. 48-59.

FERRY, S., FLANDRIN, J. (1979) Mégabrèches de resédimentation, lacunes mécaniques et pseudo-"hard-grounds" sur la marge vocontienne au Barrémien et à l'Aptien inférieur (Sud-Est de la France). *Géologie Alpine*, v. 55, p. 75-92.

FERRY, S., ATROPS, F., BACKERT, N., LOZANO-GARCIA, F., SAVARY, B. (2005) Les systèmes turbiditiques calcaires du Tithonien et du Barrémo-Bédoulien subalpin (SE de la France). *Excursion du Groupe Français du Crétacé, 1-3 septembre 2005***,** 44 p.

FIELD, M.E., GARDNER, J.V., PRIOR, D.B. (1999) Geometry and significance of stacked gullies on the northern California slope. *Marine Geology,* v. 154, p. 271-286.

FISHER, R.V., (1983) Flow transformations in sediment gravity flows. *Geology*, v. 11, no. 5, p. 273-274.

FLOQUET, M., HENNUY, J. (2001) Anatomy of resedimented carbonates in the latest Turonian - earliest Coniacian South-Provencal Basin. *Géologie Méditerranéenne*, p. 67-71.

FLOQUET, M., HENNUY, J. (2003) Evolutionary gravity flow deposits in the Middle Turonian-Early Coniacian southern Provence Basin (SE France): Origins and depositional processes, *in* Locat, J., Mienert, J., Eds., Submarine Mass Movements and their consequences. *Advances in Natural and Technological Hazards Research*, Kluwer Academic Publishers, 417-424 p.

FLORES, G. (1955) Discussion, *World Petroleum Conference Pocesses* 4th, Rome, Sec. A2, p. 121-122.

FLOWER, B.P., KENNETT, J.P. (1994) The Middle Miocene Climatic Transition: East Antarctic Ice Sheet Development, Deep Ocean Circulation and Global Carbon Cycling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 108, p. 537-555.

FREILE, D., MILLIMAN, D.J., HILLIS, L. (1995) Leeward bank margin *Halimeda* meadows and draperies and their sedimentary importance on the western Great Bahama Bank slope. *Coral Reefs*, v. 14, p. 27-33.

FREY-MARTÍNEZ, J., CARTWRIGHT, J., HALL, B. (2005) 3D seismic interpretation of slump complexes: examples from the continental margin of Israel. *Basin Research*, v. 17, p. 83-108.

FREY-MARTÍNEZ, J., CARTWRIGHT, J., JAMES, D. (2006) Frontally confined versus frontally emergent submarine landslides: A 3D seismic characterisation. *Marine and Petroleum Geology*, v. 23, no. 5, p. 585-604.

FULTHORPE, C.S., CARTER, R.M. (1991) Continental-shelf progradation by sediment-drift accretion. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 103, p. 300-309.

G

GALLAGHER, J.J., (1968) Discussion of paper by J. Michael Costin, 'Direct current measurements in the Antilles Current'. *Journal of Geophysical Research*, v. 73, no. 22, p. 7148-7148.

GAMBERI, F., ROVERE, M., MARANI, M. (2011) Mass-transport complex evolution in a tectonically active margin (Gioia Basin, Southeastern Tyrrhenian Sea). *Marine Geology*, v. 279, no. 1-4, p. 98-110.

GARETT, P., GOULD, S.J. (1984). Geology of New Providence Island, Bahamas. *Geological Society of America Bulletin,* v. 95, p. 209-220.

GEBELEIN, C. D. (1974) Guidebook for modern Bahamian platform environments. *Geological Society of America Annual Meeting* , Fieldtrip Guide, 93 p.

GINDRE, L. (2004) Les carbonates gravitaires: Synthèse bibliographique et revue des données patrimoniales. *Rapport interne*, Total. 73 p.

GINSBURG, R.N. (2001) The Bahamas Drilling Project: background and acquisition of cores and logs. *in* Ginsburg R.N. eds., Subsurface Geology of a Prograding Carbonate Platform Margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project, *SEPM Special Publication*, v. 70, p. 3-13.

GINSBURG, R.N., JAMES, N.P. (1976) Submarine botryoidal aragonite in Holocene reef limestones, Belize. *Geology,* v. 4, p. 431-436.

GONZALEZ, R., EBERLI, G. P. (1997) Sediment transport and bedforms in a carbonate tidal inlet; Lee Stocking Island, Exumas, Bahamas. *Sedimentology*, v. 44, no. 6, p. 1015-1030.

GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G., SMITH, A.G., BLEEKER, W., LOURENS, L.J. (2004) A new geologic time scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, v. 27, p. 83-100.

GRAMMER, G.M., GINSBURG, R.N. (1992) Highstand versus lowstand deposition on carbonate platform margins: insight from Quaternary foreslopes in the Bahamas. *Marine Geology*, v. 103, p. 125-136.

GRASMUECK, M., EBERLI, G.P., VIGGIANO, D.A., CORREA, T., RATHWELL, G., LUO, J. (2006) Autonomous underwater vehicle (AUV) mapping reveals coral mound distribution, morphology, and oceanography in deep water of the Straits of Florida. *Geophysical Research Letters*, v. 33, p. 1-6.

GRASMUECK, M., EBERLI, G., CORREA, T.B.S, VIGGIANO, D.A., LUO, J., WYATT, G.J., REED, J.K., WRIGHT, A.E., POMPONI, S.A. (2007) AUV-Based Environmental Characterization of Deep-Water Coral Mounds in the Straits of Florida. *Offshore Technology Conference*, 30 April-3 May, Houston, 18510, p. 1-11.

GUNN, J.T., WATT, D.R. (1982) On the currents and water masses north of the Antilles/Bahamas Arc. *Journal of Marine Research*, v. 40, p. 1-48.

H

HAMPTON, M.A., LEE, H.J., LOCAT, J. (1996) Submarine landslides. *Reviews of Geophysics*, v. 34, no. 1, p. 33-59.

HANDFORD, C.R., LOUCKS, R.G. (1993) Carbonate depositional sequences and systems tracts - Responses of carbonate platform to relative sea-level changes, *in* Loucks, R.G., and Sarg, F.J., eds., Carbonate sequence stratigraphy: Recent developments and applications, *AAPG Memoir*, v. 57, p. 3-42.

HARRIS, P.M., PURKIS, S.J., ELLIS, J., SWART, P.K., REIJMER, J.J.G. (2015) Mapping bathymetry and depositional facies on Great Bahama Bank. *Sedimentology*, v. 62, no. 2, p. 566-589.

HAUG, G.H., TIEDEMANN, R. (1998) Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. *Nature*, v. 393, p. 673-676.

HAUG, G.H., TIEDEMANN, R., ZAHN, R., RAVELO, A.C. (2001) Role of Panama Uplift on oceanic freshwater balance. *Geology*, v. 29, p. 207-210.

HEATH, K.C., MULLINS, H.T. (1984) Open-ocean, off-bank transport of fine-grained carbonate sediment in the Northern Bahamas. *Geological Society of London, Special Publications*, v. 15, p. 199-208.

HEARTY, P.J., NEUMANN, A.C. (2001) Rapid sea level and climate change at the close of the Last Interglaciation (MIS 5e): evidence from the Bahama Islands. *Quaternary Science Reviews*, v. 20, no. 18, p. 1881-1895.

HINE, A.C., NEUMANN, A.C. (1977) Shallow carbonate-bank-margin growth and structure, Little Bahama Bank, Bahamas. *AAPG Bulletin*, v. 61, no. 3, p. 376-406.

HINE, A.C., STEINMETZ, J.C. (1984) Cay Sal Bank, Bahamas — A partially drowned carbonate platform. *Marine Geology,* v. 59, p. 135-164.

HINE, A.C., WILBER, R.J., BANE, J.M., NEUMANN, A.C., LORENSON, K.R. (1981) Offbank transport of carbonate sands along open, leeward bank margins: Northern Bahamas. *Marine Geology*, v. 42, no. 1-4, p. 327-348.

HINE, A.C., LOCKER, S.D., TEDESCO, L.P., MULLINS, H.T., HALLOCK, P., BELKNAP, D.F., GONZALES, J.L., NEUMANN, A.C., SNYDER, S.W. (1992) Megabreccia shedding from modern, low-relief carbonate platforms, Nicaraguan Rise. *Geological Society of America Bulletin,* v. 104**,** p. 928-943.

HOSKIN, C.M., REED, J.K., MOOK, D.H. (1986) Production and off-bank transport of carbonate sediment, Black Rock, southwest Little Bahama Bank. *Marine Geology,* v. 73**,** p. 125-144.

HOWE, J.A., STOKER, M.S., STOW, D.A.V. (1994) Late Cenozoic sediment drift complex, northeast Rockall Trough, North Atlantic. *Paleoceanography*, v. 9, p. 989–999.

HUVENNE, V.A.I., CROKER, P.F., HENRIET, J.-P. (2002) A refreshing 3D view of an ancient sediment collapse and slope failure. *Terra Nova*, v. 14, no. 1, p. 33-40.

I

ILLING, L.V. (1954) Bahaman calcareous sands. *AAPG Bulletin,* v. 38, p. 1-95.

INGHAM, C. (1974) Velocity and transport of the Antilles current northeast of the Bahama Islands. *Fish Bulletin* v. 73, p. 626-632.

IVERSON, R.M., REID, M.E., LAHUSEN, R.G. (1997) Debris flow mobilization from landslides. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 25, p. 85-138.

IZUMI, N. (2004) The formation of submarine gullies by turbidity currents. *Journal of Geophysical Research: Oceans,* V. 109, no. C3, p. 1-13.

J

JAMES, N. P. (1979) Introduction to carbonate facies models, *in* Walker, R.G., eds., Facies Models, *Geoscience Canada reprint series*, v. 1, p. 105-107.

JAMES, N.P. (1981) Megablocks of calcified algae in the Cow Head Breccia, western Newfoundland: Vestiges of a Cambro-Ordovician platform margin. *Geological Society of America Bulletin*, v. 92, no. 11, p. 1799-1811.

JO, A. (2013) Carbonate slope morphology and sedimentary processes along southwestern Great Bahama Bank. *Master Thesis*, University of Miami, 121 p.

JOHNS, D.R., MUTTI, E., ROSELL, J., SÉGURET, M. (1981) Origin of a thick, redeposited carbonate bed in Eocene turbidites of the Hecho Group, south-central Pyrenees, *Spain. Geology*, v. 9, no. 4, p. 161-164.

JOHNS, E., WILSON, W. D., MOLINARI, R. L. (1999) Direct observations of velocity and transport in the passages between the Intra-Americas Sea and the Atlantic Ocean, 1984–1996. *Journal of Geophysical Research*. *Oceans*, v. 104, no. C11, p. 25805-25820.

JOHNSON, D.P., CUFF, C., RHODES, E. (1984) Holocene reef sequences and geochemistry, Britomart Reef, central Great Barrier Reef, Australia. *Sedimentology,* v. 31, p. 515-529.

JORRY, S. J., DROXLER, A. W., FRANCIS, J. M. (2010) Deepwater carbonate deposition in response to re-flooding of carbonate bank and atoll-tops at glacial terminations. *Quaternary Science Reviews*, v. 29, no. 17, p. 2010-2026.

K

KACZMAREK, S.E., HICKS, M.K., FULLMER, S.M., STEFFEN, K.L., 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,* v. 94, p. 1581-1606.

KEAREY, P., BROOKS, M. (1991) *An introduction to geophysical exploration*. *Blackwell Science*

KEIGWIN, L. (1982) Isotopic Paleoceanography of the Caribbean and East Pacific: Role of Panama Uplift in Late Neogene Time. *Science*, v. 23, 217 p.

KELLER, G., BARRON, J.A. (1983) Paleoceanographic Implications of Miocene Deep-Sea Hiatuses. *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 590-613.

KENDALL, C.G.S.C., SCHLAGER, W. (1981) Carbonates and relative changes in sea level. *Marine Geology*, v. 44, p. 181-212.

KENTER, J.A.M. (1990) Carbonate platform flanks: slope angle and sediment fabric. *Sedimentology*, v. 37, p. 777-794.

KENTER, J.A., CAMPBELL, A.E. (1991) Sedimentation on a Lower Jurassic carbonate platform flank: geometry, sediment fabric and related depositional structures (Djebel Bou Dahar, High Atlas, Morocco). *Sedimentary Geology,* v. 72**,** p. 1-34.

KENTER, J.A.M., GINSBURG, R.N., TROELSTRA, S.R. (2001) The western Great Bahama Bank: sea-level-driven sedimentation patterns on the slope and margin, *in* Ginsburg, R.N.E. Ed., Subsurface Geology of a Prograding Carbonate Platform Margin, Great Bahama Bank, Results of the Bahamas Drilling Project. *SEPM Special Publication*, p. 61-100.

KINDLER, P., HEARTY, P.J. (1996) Carbonate petrography as an indicator of climate and sea-level changes: new data from Bahamian Quaternary units. *Sedimentology*, v. 43, no. 2, p. 381-399.

KRAUSE, E.F., OLDERSHAW, A.E. (1979) Submarine carbonate breccia beds, a depositional model for two-layer, sediment gravity flows from the Sekwi Formation (Lower Cambrian), McKenzie Mountains, Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 16, p. 189-199.

L

LADD, J.W., SHERIDAN, R.E. (1987) Seismic stratigraphy of the Bahamas. *AAPG Bulletin*, v. 71, no. 6, p. 719-73.

LAND, L.S., GOREAU, T.F. (1970) Submarine lithification of Jamaican reefs. *Journal of Sedimentary Petrology,* v. 40, p. 457-462.

LAPUYADE, J. (2015) Transferts sédimentaires sur une pente carbonatée moderne : Le lobe de la pente occidentale du Grand Banc des Bahamas. *Rapport de stage Master 2*, p. 40.

LEAMAN, K.D., VERTES, P.S., ATKINSON, L.P., LEE, T.N., HAMILTON, P., WADDELL, E. (1995) Transport, potential vorticity, and current/temperature structure across Northwest Providence and Santaren Channels and the Florida Current off Cay Sal Bank. *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 8561-8569.

LEE, T.N., JOHNS, W., SCHOTT, F., ZANTOPP, R. (1990) Western boundary current structure and variability east of Abaco, Bahamas at 26.5°N. *Journal of Physical Oceanography*, v. 20, p. 446-466.

LEE, T.N., LEAMAN, K.D., WILLIAMS, E. (1995) Florida current meanders and gyre formation in the Straits of Florida. *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 8607-8620.

LEE, T.N., JOHNS, W. E., ZANTOPP, R. (1996) Moored observations of western boundary current variability and thermohaline circulation 26.5°N in the subtropical North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, v. 26, p. 962-963.

LOCAT, J. (2001) Instabilities along ocean margins: a geomorphological and geotechnical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, v. 18, no. 4, p. 503-512.

LOCAT, J., LEE, H.J. (2002) Submarine landslides: advances and challenges. *Canadian Geotechnical Journal*, v. 39, p. 193-212.

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

LUCENTE, C.C., PINI, G.A. (2003) Anatomy and emplacement mechanism of a large submarine slide within a Miocene foredeep in the Northern Apennines, Italy: a field perspective. *American Journal of Science*, v. 303, p. 565-602.

LUCENTE, C.C., PINI, G.A. (2008) Basin-wide mass-wasting complexes as markers of the Oligo-Miocene foredeep-accretionary wedge evolution in the Northern Apennines, Italy. *Basin Research*, v. 20, no. 1, p. 49-71.

M

MAIKLEM, W.R. (1968) Some hydraulic properties of bioclastic carbonate grains. *Sedimentology,* v. 10**,** p. 101-109.

MARTINSEN, O.J. (1994) Mass movements, *in* Maltman, A. Ed., *The geological deformation of sediments*, p. 127-165.

MASAFERRO, J.L. (1997) Interplay of tectonism and carbonate sedimentation in the Bahamas Foreland Basin. *Unpublished Dissertation*, University of Miami, 147 p.

MASAFERRO, J.L., EBERLI, G.P. (1995) Tectonic destruction and segmentation of the Bahamas Carbonate Platform. *Geological Society of America Bulletin Abstracts with Programs*, 81.

MASAFERRO, J.L., EBERLI, G.P. (1999) Jurassic-cenozoic structural evolution of the southern great Bahama bank, *in* Mann, P. Ed., *Sedimentary Basins of the World*. Elsevier, 167-193 p.

MASAFERRO, J.L., POBLET, J., BULNES, M., EBERLI, G.P., DIXON, T.H., McCLAY, K.E.N. (1999) Palaeogene-Neogene/Present Day (?) growth folding in the Bahamian Foreland of the Cuban Fold and Thrust Belt. *Journal of the Geological Society*, v. 156, p. 617-631.

MASAFERRO, J.L., BULNES, M., POBLET, J., EBERLI, G.P. (2002) Episodic folding inferred from syntectonic carbonate sedimentation: the Santaren Anticline, Bahamas Foreland. *Sedimentary Geology*, v. 146, p. 11-24.

McCAVE, I.N., CARTER, L. (1997) Recent sedimentation beneath the Deep Western Boundary Current off northern New Zealand. *Deep Sea Research Part I*: *Oceanographic Research Papers*, v. 44, p. 1203-1237.

McILREATH, L.A. (1977) Accumulation of a Middle Cambrian deep-water limestone debris apron adjacent to a vertical escarpment, southern Rocky Mountains, Canada. *SEPM Special publication,* v. 25**,** p. 113-124.

McILREATH, I.A., JAMES, N.P. (1978) Carbonate slopes, *in* Walker, R.G., Ed., Facies Models, *Geological Association of Canada*, p. 189-199.

McKENZIE, J.A., SPEZZAFERRI, S., ISERN, A.R. (1999) The Miocene-Pliocene Boundary in the Mediterranean Sea and Bahamas: Implications for a Global Flooding Event in the Earliest Pliocene. *Memoire Societa Geologica Italiana*, v. 54, p. 93-108.

McNEILL, D.F., BUDD, A.F., BORNE, P.F. (1997) Earlier (late Pliocene) first appearance of the Caribbean reef-building coral Acropora palmata: Stratigraphic and evolutionary implications. *Geology*, v. 25, no. 10, p. 891-894.

MELIM, L.A., SWART, P.K., MALIVA, R.G. (1995) Meteoric-like fabrics forming in marine waters: Implications for the use of petrography to identify diagenetic environments. *Geology*, v. 23, no. 8, p. 755-758.

MEYERHOFF, A.A., HATTEN, C.W. (1974) Bahamas salient of North America: tectonic framework, stratigraphy, and petroleum potential. *AAPG Bulletin*, v. 58, no. 6, p. 1201-1239.

MICALLEF, A., MOUNTJOY, J.J. (2011) A topographic signature of a hydrodynamic origin for submarine gullies. *Geology,* v. 39**,** p. 115-118.

MIDDLETON, G.V., HAMPTON, M.A. (1973) Sediment gravity flows: Mechanics of flow and deposition, *in* Middleton, G.V., and Bouma, A.H., eds., Turbidites and deep-water sedimentation. *SEPM*, *Pacific Section Short Course*, p. 1-38.

MIDDLETON, G.V., HAMPTON, M.A. (1976) Subaqeous sediment transport and deposition by sediment gravity flows, *in* Stanley, D. J., and Swift, D. J. P., Eds., Marine sediment transport and environmental Management, *John Wiley & Sons*, p. 197-218.

MILLER, A., THOMPSON, J.C., PETERSON, R.E., HARAGAN, D.R. (1983) Elements of Meteorology, Columbus, Ohio, 382 p.

MITCHUM, R.M.J., VAIL, P.R., SANGREE, J.B. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences, *in* Payton, C.E. Ed., Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration, *AAPG Memoir*, v. 26, p. 117-133.

MOHRIG, D., ELVERHØI, A., PARKER, G. (1999) Experiments on the relative mobility of muddy subaqueous and subaerial debris flows, and their capacity to remobilize antecedent deposits. *Marine Geology*, v. 154, no. 1-4, p. 117-129.

MOORE, J.G., CLAGUE, D.A., HOLCOMB, R.T., LIPMAN, P.W., NORMARK, W.R., TORRESAN, M.E. (1989) Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge. *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 17465-17484.

MOUNTJOY, E.W., COOK, H.E., PRAY, L.C., McDANIEL, P.N. (1972) Allochthonous carbonate debris flows - world wide indicators of reef complexes, banks or shelf margins, *24th International geological congress* section 6, 172-190 p.

MULDER, T., COCHONAT, P. (1996) Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research*, v. 66, no. 1, p. 43-57.

MULDER, T., SYVITSKI, J.P.M. (1995) Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology*, v. 103, p. 285-299.

MULDER, T., ALEXANDER, J. (2001) The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, v. 48, p. 269-299.

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*, v. 40, no. 7, p. 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 regional tectonic tilting. *Geology,* v. 40, p. 771-774.

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. ET BORGOMANO, J. (2014) First Discovery of Channel–Levee Complexes In A Modern Deep-Water Carbonate Slope Environment. *Journal of Sedimentary Research,* v. 84**,** p. 1139-1146.

MULLINS, H.T. (1983) Modern carbonate slope and basins of the Bahamas, *in* Cook, H. E., Hine, A.C., & Mullins, H.T eds., Platform Margin and Deepwater Carbonates, *SEPM Course,* v. 12, no. 1-4, 138 p.

MULLINS, H.T., COOK, H.E. (1986) Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. *Sedimentary Geology*, v. 48, p. 37-79.

MULLINS, H.T., HINE, A.C. (1989) Scalloped bank margins: Beginning of the end for carbonate platforms? *Geology*, v. 17, no. 1, p. 30-33.

MULLINS, H.T., NEUMANN, A.C. (1979a) Geology of the Miami Terrace and its paleo-oceanographic implications. *Marine Geology*, v. 30, p. 205-236.

MULLINS, H.T., NEUMANN, A.C. (1979b) Deep carbonate bank margin structure and sedimentation in the Northern Bahamas. *SEPM special publication*, v. 27, p. 165-192.

MULLINS, H. T., VAN BUREN, H. M. (1979) Modern modified carbonate grain flow deposit. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 49, no. 3, p. 747-752.

MULLINS, H.T., NEUMANN, A.C., WILBER, R.J., HINE, A.C., CHINGURG, S.J. (1980) Carbonate sediment drifts in northern straits of Florida. *AAPG Bulletin,* v. 64, p. 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*, v. 31, no. 2, p. 141-168.

MULLINS, H.T., GARDULSKI, A.F., HINE, A.C. (1986) Catastrophic collapse of the West Florida carbonate platform margin. *Geology*, v. 14, p. 167-170.

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*, v. 98, no. 6, p. 702-713.

MULLINS, H.T., GARDULSKI, A.F., HINE, A.C., MELILLO, A.J., WISE, S.W, APPLEGATE, J. (1988) Three-dimensional sedimentary framework of the carbonate ramp slope of central West Florida: a sequential seismic stratigraphic perspective. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 514-533.

MULLINS, H.T., DOLAN, J., BREEN, N., ANDERSEN, B., GAYLORD, M., PETRUCCIONE, J.L., WELLNER, R.W., MELILLO, A.J. ET JURGENS, A.D. (1991) Retreat of carbonate platforms: Response to tectonic processes. *Geology,* v. 19, p. 1089-1092.

MULLINS, H.T., BREEN, N., DOLAN, J., WELLNER, R.W., PETRUCCIONE, J.L., GAYLORD, M., ANDERSEN, B., MELILLO, A.J., JURGENS, A.D. ET ORANGE, D. (1992). Carbonate platforms along the southeast Bahamas-Hispaniola collision zone. *Marine Geology,* v. 105**,** p. 169-209.

MUTTI, E. (1972) Un esempio di torbiditi di conoide sottomarina esterna : le arenarie di san salvatore (formazione di bobbio, Miocene) Nell'appennino di placenza, *in* scienze, A. d., Ed., p. 40.

MUTTI, E. (1979). Turbidites et cones sous-marins profonds. *Sédimentation détritique (fluviatile, littorale et marine),* v. 1, p. 353-419.

MUTTI, E. (1985). Turbidite systems and their relations to depositional sequences, *in* Provenance of arenites, *Springer*, p. 65-93

MUTTI, E., NORMARK, W.R. (1991) An integrated approach to the study of turbidite systems, *in* Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems, *Springer*, p. 75-106.

MUTTI, E., RICCI LUCCHI, F. (1978) Turbidites of the northern Appenines : introduction to facies analysis. *Internal Geology Revue*, v. 20, p. 125-166.

MUTTI, E., LUCCHI, F.R., SEGURET, M., ZANZUCCHI, G. (1984) Seismoturbidites: A new group of resedimented deposits. *Marine Geology*, v. 55, no. 1-2, p. 103-116.

MUTTI, E., TINTERRI, R., REMACHA, E., MAVILLA, N., ANGELLA, S., FAVA, L. (1999) An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective, *in* Mutti, E., Tinterri, R., Remacha, E., Mavilla, N., Angella, S., and Fava, L., Eds., *AAPG Continuing Education Course note series*, v. 39, p. 61.

N

NARDIN, T.R., HEIN, F.J., GORSLINE, D.S., EDWARDS, B.D. (1979) A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin systems, *in* Pilkey, L.J.D. Ed., Geology of Continental Slopes, *SEPM Special Publication*, p. 61-73.

NELSON, C.H., ESCUTIA, C., DAMUTH, J.E., TWICHELL, D.C., Jr. (2011) Interplay of mass-transport and turbidite-system deposits in different active tectonic and passive continental margin settings; external and local controlling factors, *in* Shipp, R.C., Weimer, P., Posamentier, H.W. Eds., Mass-Transport Deposits in Deepwater Settings, *SEPM Special Publication*, p. 39-66.

NEUMANN, A.C., LAND, L.S. (1975) Lime mud deposition and calcareous algae in the Bight of Abaco, Bahamas: a budget. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 45, p. 763-786.

NEUMANN, G., PIERSON, W.J. (1966). *Principles of physical oceanography*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ, 545 p.

NEWKIRK, D.R., MARTIN, E.E. (2009) Circulation through the Central American Seaway During the Miocene Carbonate Crash. *The Geological Society of America*, v. 37, p. 87-90.

NORMARK, W.R. (1970) Growth patterns of deep-sea fans. *AAPG Bulletin,* v. 54, p. 2170-2195.

NORMARK, W.R. (1978) Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. *AAPG Bulletin,* v. 62**,** p. 912-931.

NORMARK, W.R., CARLSON, P.R. (2003) Giant submarine canyons: Is size any clue to their importance in the rock record? *Special Papers-Geological Society of America***,** p. 175-190.

O

OWEN, G. (1987) Deformation processes in unconsolidated sands, *in* Jones, M.E., & Preston, R.M.F. Eds., Deformation of sediments and sedimentary rocks, *Geological Society Special Publication*, 11-24 p.

OWEN, G., MORETTI, M. (2011) Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sedimentary Geology*, v. 235, no. 3-4, p. 141-147.

P

PARSONS, J.D., BUSH, J.W., SYVITSKI, J.P. (2001) Hyperpycnal plume formation from riverine outflows with small sediment concentrations. *Sedimentology,* v. 48, p. 465-478.

PAYTON, C.E. (1977) Seismic Stratigraphy, Sequence Stratigraphy. *AAPG Special Volumes*.

PAYROS, A., PUJALTE, V. (2008b) Calciclastic submarine fans: An integrated overview. *Earth-Science Reviews,* v. 86**,** p. 203-246.

PEDLEY, H.M., CUGNO, G., GRASSO, M. (1992) Gravity slide and resedimentation processes in a Miocene carbonate ramp, Hyblean Platcau, southeastern Sicily. *Sedimentary Geology*, v. 79, no. 1-4, p. 189-202.

PINDELL, J. (1985) Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean. *Tectonics*, v. 4, no. 1, p. 1-39.

PINDELL, J., KENNAN, L. (2001) Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. *GCSSEPM Foundation 21st Annual Research Conference Transactions, Petroleum Systems of Deep-Water Basins***,** p. 193-220.

PINGREE, R.D., MARDELL, G.T., New, A.L. (1986) Propagation of internal tides from the upper slopes of the Bay of Biscay. *Nature,* v. 321**,** p. 154-158.

PIPER, D.J.W., COCHONAT, P., MORRISON, M.L. (1999) The sequence of events around the epicentre of the 1929 Grand Banks earthquake: initiation of debris flows and turbidity current inferred from sidescan sonar. *Sedimentology*, v. 46, no. 1, p. 79-97.

PLAYFORD, P.E. (1980) Devonian 'great barrier reef' of Canning Basin, Western Australia. *AAPG Bulletin*, v. 64, no. 6, p. 814-840.

PLAYTON, T., JANSON, X., KERANS, C. (2010) Chapter 18. Carbonate slopes, *in* James, N.P. & Dalrymple, R.W. *Eds.,* Facies Models, *Geological Association of Canada***,** p. 449-476.

POAG, C. W. (1991) Rise and demise of the Bahama-Grand Banks gigaplatform, northern margin of the Jurassic proto-Atlantic seaway. *Marine Geology*, v. 102, p. 63-130.

POMAR, L. (2001) Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Research*, v. 13, no. 3, p. 313-334.

POSAMENTIER, H.W., MARTINSEN, O.J. (2011) The character and genesis of submarine mass-transport deposits: Insights from outcrop and 3d seismic data, *in* Shipp, R.C., Weimer, P., Posamentier, H.W. Eds., Mass-Transport Deposits in Deepwater Settings, *SEPM Special Publication*, p. 7-38.

POSTMA, G. (1986) Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. *Geology*, v. 14, no. 4, p. 291-294.

POTTER, P.E., SZATMARI, P. (2009) Global Miocene Tectonics and the Modern World. *Earth-Science Reviews*, v. 96, no. 4, p. 279-295.

PRATSON, L.F., COAKLEY, B.J. (1996) A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows. *Geological Society of America Bulletin,* v. 108**,** p. 225-234.

PRATT, B. R., JAMES, N. P. (1986) The St George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas. *Sedimentology*, v. 33, no. 3, p. 313-343.

PRAY, L.C., COOK, H.E., MCDANIEL, P.N., MOUNTJOY, E.W. (1967) Allochthonous carbonate debris flows at devonian bank ("reef") margins, Alberta, Canada. In *Proceeding internal symposium Devonian system, Calgary, Alberta*, p. 128-129.

PRICE, I. (1977) Facies distinction and interpretation of primary cherts in a mesozoic continental margin succession, Othris, Greece. *Sedimentary Geology*, v. 18, no. 4, p. 321-335.

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*, v. 317, p. 27-42.

PRIOR, D.B., DOYLE, E.H. (1985) Intra-slope canyon morphology and its modification by rockfall processes, U.S. Atlantic continental margin. *Marine Geology*, v. 67, p. 177-196.

PUGA-BERNABÉU, Á., WEBSTER, J.M., BEAMAN, R.J., 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,* v. 289**,** p. 100-116.

PURDY, E.G. (1963) Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 1. Petrography and reaction groups. *The Journal of Geology*, v. 71, p. 334-355.

PURKIS, S., KERR, J., DEMPSEY, A., CALHOUN, A., METSAMAA, L., RIEGL, B., KOURAFALOU, V., BRUCKNER, A., RENAUD, P. (2014). Large-scale carbonate platform development of Cay Sal Bank, Bahamas, and implications for associated reef geomorphology. *Geomorphology,* v. 222**,** p. 25-38.

R

RANKEY, E.C., REEDER, S.L. (2010) Controls on platform-scale patterns of surface sediments, shallow Holocene platforms, Bahamas. *Sedimentology*, v. 57, no. 6, p. 1545-1565.

RANKEY, E.C., REEDER, S.L. (2011) Holocene Oolitic Marine Sand Complexes of the Bahamas. *Journal of Sedimentary Research*, v. 81, no. 2, p. 97-117.

RANKEY, E.C., ENOS, P., STEFFEN, K., DRUKE, D. (2004) Lack of Impact of Hurricane Michelle on Tidal Flats, Andros Island, Bahamas: Integrated Remote Sensing and Field Observations. *Journal of Sedimentary Research*, v. 74, no. 5, p. 654-661.

READ, J.F. (1982) Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: Types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, v. 81, no. 3-4, p. 195-212.

READ, J.F. (1985) Carbonate Platform Facies Models. *AAPG* Bulletin, v. 69, no. 1, p. 1-21.

REBESCO, M., CAMERLENGHI, A. (2008) *Contourites*. Elsevier. 793 p.

REBESCO, M., HERNÁNDEZ-MOLINA, F.J., VAN ROOIJ, D., WÅHLIN, A. (2014) Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations. *Marine Geology,* v. 352, p. 111-154.

REEDER, S.L., RANKEY, E.C. (2008) Interactions Between Tidal Flows and Ooid Shoals, Northern Bahamas. *Journal of Sedimentary Research*, v. 78, no. 3, p. 175-186.

REEDER, S.L., RANKEY, E.C. (2009) Controls on morphology and sedimentology of carbonate tidal deltas, Abacos, Bahamas. *Marine Geology*, v. 267, no. 3–4, p. 141-155.

REEDER, M.S., ROTHWELL, G., Stow, D.A.V. (2002) The Sicilian gateway: anatomy of the deep-water connection between East and West Mediterranean basins, *in* D. A. V. Stow, C. J. Pudsey, J. A. Howe, Faugères, J.-C., and Viana, A. R., Eds., Deep-water contourite systems: modern drifts and ancient series, seismic and sedimentary characteristics: London, UK,, *Geological Society of London*. Geological Society Memoir 22, p. 171-189.

REIJMER, J.J.G., SWART, P.K., BAUCH, T., OTTO, R., REUNING, L., ROTH, S., ZECHEL, S. (2009) A re-evaluation of facies on Great Bahama Bank I: new facies maps of western Great Bahama Bank, *in* Swart, P.K., Eberli, G.P.,McKenzie, J.A., Eds., Perspectives in Carbonate Geology: A Tribute to the Career of Robert Nathan Ginsburg, *Internal Association of Sedimentologists Special Publication,* p. 29-46.

REIJMER, J.J., PALMIERI, P., GROEN, R. (2012) Compositional variations in calciturbidites and calcidebrites in response to sea-level fluctuations (Exuma Sound, Bahamas). *Facies*, v. 58, no. 4, p. 493-507.

RENDLE, R.H., REIJMER, J.J.G. (2002) Quaternary slope development of the western, leeward margin of the Great Bahama Bank. *Marine Geology*, v. 185, no. 1-2, p. 143-164.

REUNING, L., REIJMER, J.J.G., BETZLER, C. (2002) Sedimentation cycles and their diagenesis on the slope of a Miocene carbonate ramp (Bahamas, ODP Leg 166). *Marine Geology*, v. 185, p. 121-142.

RICHARDSON, W.S., SCHMITZ, W.J., NIILER, P.P. (1969) The velocity structure of the Florida Current from the Straits of Florida to Cape Fear, *Deep-Sea Research*, v. 16, p. 225-231.

ROBBINS, L., BLACKWELDER, P. (1992) Biochemical and ultrastructural evidence for the origin of whitings: a biologically induced calcium carbonate precipitation mechanism. *Geology,* v. 20, p. 464-468.

ROSS, M.I., SCOTESE, C.R. (1988) A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean Region. *Tectonophysics*, v. 155, p. 139-168.

ROSS, W.C., HALLIWELL, B.A., MAY, J.A., WATTS, D.E., SYVITSKI, J.P.M. (1994) Slope readjustment: A new model for the development of submarine fans and aprons. *Geology*, v. 22, no. 6, p. 511-514.

ROTH, J.M., DROXLER, A.W., KAMEO, K. (2000) The Caribbean Carbonate Crash at the Middle to Late Miocene Transition: Linkage to the Establishment of the Modern Global Ocean Conveyor, *in* Leckie, R.M., Sigurdsson, H., Acton, G. D. & Draper, G. Eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v. 165, p. 249-273.

S

SALLER, A.H. (1989) Slope sedimentation associated with a vertically building shelf, Bone Spring Formation, Mescalero Escarpe field, southeastern New Mexico, *in* Crevello, P.D., Wilson, J.L., Sarg, J.F., Read, J.F. Eds., Controls on Carbonate Platform and Basin Development, *SEPM special publication*, p. 275-288.

SAVARY, B. (2003) Dynamique de dépôts et géométries des turbidites carbonatées: Barrémien-Aptien de l'Oman et du Sud-Est de la France, Thèse, Université Claude Bernard, Lyon 1, 453 p.

SAVARY, B., FERRY, S. (2004) Detailed geometry and petro-physical parameters of a calcarenitic turbidite lobe (Barremian-Aptian, S-E France). *Sedimentary Geology*, v. 168, p. 281-304.

SARG, J.F. (1988) Carbonate sequence stratigraphy, in Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. S. C., Posamentier, H. W., Ross C. A & Van Wagoner, J. C. Eds., *Sea*-Level Changes: An Integrated Approach, *SEPM Special Publication*, v. 42, p. 155-188.

SCHLAGER, W. (1981) The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *Geological Society of America Bulletin*, v. 92, no. 4, p. 197-211.

SCHLAGER, W. (1992) Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms, *AAPG*, Continuing education course series, v. 34, p. 1-71.

SCHLAGER, W., CAMBER, O. (1986) Submarine slope angles, drowning unconformities, and self-erosion of limestone escarpments. *Geology*, v. 14, p. 762-765.

SCHLAGER, W., CHERMAK, A. (1979) Sediment facies of platform basin-transition, Tongue of the Ocean, Bahamas, in Doyle, L.J. & Pilkey O.H. Eds., Geology of Continental Slopes, *SEPM Special Publication*, v. 27, p. 193-207.

SCHLAGER, W., GINSBURG, R. N. (1981) Bahama carbonate platforms — The deep and the past. *Marine Geology*, v. 44, no. 1–2, p. 1-24.

SCHLAGER, W., BOURGEOIS, F., MACKENZIE, G., SMIT, J. (1988a) Boreholes at Great Isaac and Site 626 and the history of the Florida Straits, in Austin, J.A., Schlager, W. *et al*. Eds., Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, *College Station, Texas, Ocean Drilling Program*, v. 101, p. 425-437.

SCHLAGER, W., BOURGEOIS, F., MACKENZIE, G., SMIT, J. (1988b) Boreholes at Great Isaac and Site 626 and the history of the Florida Straits. *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results,* v. 101**,** p. 425-437.

SCHLAGER, W., REIJMER, J.J.G., DROXLER, A. (1994) Highstand shedding of carbonate platforms. *Journal of Sedimentary Research*, v. 64, p. 270-281.

SCHMITZ, W. J., RICHARDSON, W. S. (1991) On the sources of the Florida Current. *Deep-Sea Research*, v. 38, no. Supplemental 1, p. S379-S409.

SCHNELLMANN, M., ANSELMETTI, F.S., GIARDINI, D., MCKENZIE, J.A. (2005) Mass movement-induced fold-and-thrust belt structures in unconsolidated sediments in Lake Lucerne (Switzerland). *Sedimentology*, v. 52, no. 2, p. 271-289.

SEALEY, N.E. (1994) Bahamian Landscapes: an introduction to the physical geography of the Bahamas, *in* Publishing, M., ed., Nassau, Bahamas, p. 128.

SHANMUGAM, G. (2000) 50 years of the turbidite paradigm (1950s - 1990s): deep-water processes and facies models - a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, v. 17, no. 2, p. 285-342.

SHANMUGAM, G. (2008) Deep-water bottom currents and their deposits. In: *Contourites* (Ed. by M. Rebesco & A. Camerlenghi), *Developments in sedimentology*, v. 60, p. 59-81.

SHEPARD, F.P. (1981) Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence. *AAPG Bulletin,* v. 65, p. 1062-1077.

SHERIDAN, R.E., CROSBY, J.T., BRYAN, G.M., STOFFA, P.L. (1981) Stratigraphy and structure of Southern Blake Plateau, Northern Florida Straits, and Northern Bahama Paltform from multichannel seismic reflection data. *AAPG Bulletin,* v. 65, p. 2571-2593.

SHINN, E.A., STEINEN, R.P., DILL, R.F., MAJOR, R. (1993) Lime-mud layers in high-energy tidal channels: A record of hurricane deposition. *Geology,* v. 21, p. 603-606.

SHIPP, R.C., WEIMER, P., POSAMENTIER, H.W. (2011) Mass-Transport deposits in deepwater settings: an introduction, *in* Shipp, R. C., Weimer, P., Posamentier, H. W., eds., Mass-Transport deposits in deepwater settings, *SEPM Special Publication*, v. 96, p. 3-6.

SHORE, B. (1972) Surface water temperature and density – Atlantic Coast, North and South America. *Shore Beach*, v. 40, p. 37-43.

SMITH, C.L. (1940) The Great Bahama Bank: Journal of Marine Research, v. 3, p. 147-189.

SMITH, N.P. (1995) On Long-Term Net Flow over Great Bahama Bank. *Journal of Physical Oceanography*, v. 25, no. 4, p. 679-684.

SMITH, N.P. (2001) Weather and hydrographic conditions associated with coral bleaching: Lee Stocking Island, Bahamas. *Coral Reefs*, v. 20, p. 415-422.

SPENCE, G.H., TUCKER, M.E. (1997) Genesis of limestone megabreccias and their significance in carbonate sequence stratigraphic models: a review. *Sedimentary Geology*, v. 112, no. 3-4, p. 163-193.

SPINELLI, G.A., FIELD, M.E. (2001) Evolution of continental slope gullies on the northern California margin. *Journal of Sedimentary Research,* v. 71, p. 237-245.

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*, v. 21, p. 1-25.

STOW, D.A.V. (1986) Deep clastics seas, *in* Reading, H.G., ed., Sedimentary Environments and Facies, *Blackwell Scientific Publications*, p. 398-444.

STOW, D.A.V., ARMISHAW, J.E., HOLES, R. (2002) Holocene contourite sand sheet on the Barra Fan slope, NW Hebridean margin, *in* Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugères, J.-C., and Viana, A. R. eds., Deep-water contourite systems: modern drifts and ancient series, seismic and sedimentary characteristics, *Geological Society of London*, Memoir 22, p. 99-119.

STOW, D., FAUGÈRES, J.-C. (2008) Contourite facies and the facies model. *Developments in Sedimentology,* v. 60, p. 223-256.

T

THEREAU, E. (2011) High Resolution seismic imaging: Great Bahama Bank case study (Bahamas), *Stage de Master*, 59 p.

TOURNADOUR, E., MULDER, T., BORGOMANO, J., HANQUIEZ, V., DUCASSOU, E., 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*, v. 317, p. 9-26.

TRAVERSE, A., GINSBURG, R.N. (1966) Marine Palynology Palynology of the surface sediments of Great Bahama Bank, as related to water movement and sedimentation. *Marine Geology*, v. 4, no. 6, p. 417-459.

TRINCARDI, F., ARGNAMI, A. (1990) Gela submarine slide: a major basin-wide event in the Plio-Quaternary foredeep of Sicily. *Geo-Marine Letters*, v. 10, p. 13-21.

TRIPSANAS, E.K., PIPER, D.J.W., JENNER, K.A., BRYANT, W.R. (2008) Submarine mass-transport facies: new perspectives on flow processes from cores on the eastern North American margin. *Sedimentology*, v. 55, no. 1, p. 97-136.

TUCKER, M.E., WRIGHT, V.P. (1990) Carbonate mineralogy and chemistry. *Carbonate Sedimentology*, p. 284-313.

U

UNTERSEH, S. (1999) Cartographie et Caractérisation du Fond Marin par Sondeur Multifaisceaux, Thèse, Institut National Polytechnique de Lorraine, 234 p.

V

VAIL, P.R., MITCHUM, R.M.J., TODD, R.G., WIDMIER, J.M., THOMPSON, S.I., SANGREE, J.B., BUDD, J.N., HATLELID, W.G. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level, in Payton C.E. Ed., Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration, *AAPG Memoir*. v. 26, p. 49-212.

VIANA, A.R., FAUGÈRES, J.C., STOW, D.A.V. (1998) Bottom-current-controlled sand deposits — a review of modern shallow- to deep-water environments. *Sedimentary Geology*, v. 115, no. 1–4, p. 53-80.

W

WAJSOWICZ, R.C. (2002) A modified Sverdrup Model of the Atlantic and Caribbean circulation. *Journal of Geophysical Oceanography*, v. 32, p. 973-993.

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

WANG, J., MOOERS, C.N.K. (1997) Three-dimensional perspectives of the Florida Current: transport, potential vorticity, and related dynamical properties. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, v. 27, no. 1-4, p. 135-149.

WEIMER, P. (1989) Sequence stratigraphy of the Mississippi fan (Plio-Pleistocene), Gulf of Mexico. *Geo-Marine Letters*, v. 9, no. 4, p. 185-272.

WEIMER, P. (1990) Sequence Stratigraphy, Facies Geometries, and Depositional History of the Mississippi Fan, Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, v. 74, no. 4, p. 425-453.

WEIMER, P., SHIPP, C. (2004) Mass Transport Complex: Musing on Past Uses and Suggestions for future Directions, Offshore Technology Conference. Offshore Technology Conference, Houston, Texas.

WILBER, R.J., MILLIMAN, J.D., HALLEY, R.B. (1990) Accumulation of bank-top sediment on the western slope of Great Bahama Bank: rapid progradation of a carbonate megabank. *Geology*, v. 18, p. 970-974.

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*, v. 20, p. 713-716.

WILSON, P.A., ROBERTS, H.H. (1995) Density cascading; off-shelf sediment transport, evidence and implications, Bahama Banks. *Journal of Sedimentary Research*, v. 65, p. 45-56.

WILSON, C.K., LONG, D., BULAT, J. (2004) The morphology, setting and processes of the Afen Slide. *Marine Geology*, v. 213, no. 1-4, p. 149-167.

WINLAND, H.D., MATTHEWS, R.K. (1974) Origin and significance of grapestone, Bahama Islands. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 44, no. 3, p. 921-927.

WRIGHT, J.D., Miller, K.G. (1996) Control of North Atlantic deep water circulation by the Greenland-Scotland Ridge. *Paleoceanography*, v. 11, no. 2, p. 157-170.

WRIGHT, V.P., BURCHETTE, T.P. (1996) Shallow-water carbonate environments, *in* Reading, H. D., ed., Sedimentary Environments : processes, facies and stratigraphy, *Blackwell science Ltd*, p. 325-394.

ANNEXES

ANNEXE 1

ARTICLE: Mulder et al. 2014

First discovery of channel–levee complexes in a modern deep-water carbonate slope environment

Journal of Sedimentary Research

Journal of Sedimentary Research, 2014, v. 84, 1139–1146
Current Ripples
DOI: http://dx.doi.org/10.2110/jsr.2014.90

FIRST DISCOVERY OF CHANNEL–LEVEE COMPLEXES IN A MODERN DEEP-WATER CARBONATE SLOPE ENVIRONMENT

THIERRY MULDER,[1] EMMANUELLE DUCASSOU,[1] HERVÉ GILLET,[1] VINCENT HANQUIEZ,[1] MÉLANIE PRINCIPAUD,[1] LUDIVINE CHABAUD,[1] GREGOR P. EBERLI,[2] PASCAL KINDLER,[3] ISABELLE BILLEAUD,[5] ELIANE GONTHIER,[1] FRANÇOIS FOURNIER,[4] PHILIPPE LÉONIDE,[4] AND JEAN BORGOMANO[5]

[1]*Université de Bordeaux, UMR 5805 EPOC, 33405 Talence cedex, France*
[2]*University of Miami, Division of Marine Geology and Geophysics, RSMAS, 4600 Rickenbacker Causeway, Miami, Florida 33149, U.S.A.*
[3]*University of Geneva, Section of Earth and Environmental Sciences, 13 Rue des Maraîchers, 1205 Geneva, Switzerland*
[4]*Universite de Provence d'Aix-Marseille 1, Research Center of Geology of Carbonate Systems, 3 Place Victor Hugo, Marseille 13331, Cedex 3*
[5]*Total CSTJF, Pau, France*
e-mail: t.mulder@epoc.u-bordeaux1.fr

ABSTRACT: **New high-quality high-resolution seismic data along the western slope of the Great Bahama Bank reveals a present-day channel–levee complex developed in a pure carbonate setting. This complex grew over two buried complexes separated by erosion surfaces, suggesting both the continuity of downslope gravity-driven processes along this carbonate slope, and channel migration through avulsion, processes similar to what happens along siliciclastic slopes. Complex morphology and geometry are similar to analogs described in siliciclastic systems, but the size of the presented carbonate complex is smaller by a factor of ten. Integrating high-resolution seismic and core studies shows that this complex was built by the stacking of gravity-flow deposits, including turbidites. It presently is inactive and buried by deposits from hemipelagic fallout or low-energy density processes channeled by the gully network; Recent sediments are reworked by along-slope bottom currents dominated by internal tides. The discovery of these channel–levee complexes has implications both on the conceptual models describing the behavior of carbonate slope systems and on hydrocarbon exploration by enhancing the reservoir-bearing potential of carbonate slopes.**

INTRODUCTION

Channel–levee complexes are a common feature in deep-sea siliciclastic turbidite systems (Normark 1978; Hueneke and Mulder 2010). They form at the outlet of submarine canyons on the continental rise and may extend over hundreds of kilometers down to the abyssal plain, particularly in mud-dominated sedimentary systems along passive margins (Droz et al. 2003). Channel–levee complexes are formed by a channel in which energetic turbidity currents are confined. Channels are either erosional or zones of sediment bypass with little deposition. When turbidite activity decreases, channels are progressively filled by coarse-grained sediment deposited by hyperconcentrated and concentrated flows. After abandonment, they might be filled finally by a fine-grained hemipelagic drape. The coarse-grained deposits typically form high-amplitude reflectors (HARs) marking the vertical aggradation of the channel. In siliciclastic systems with minor diagenesis, coarse-grained channel fills can form excellent hydrocarbon reservoirs. Levees in these systems grow by the spilling of the uppermost parts of turbidity currents, either by overbanking when the flow height exceeds the channel bank height (Hiscott et al. 1997) or by flow spilling or stripping when a centrifugal force acts on a stratified flow, for example in a channel meander (Piper and Normark 1983; Skene et al. 2002; Peakall et al. 2007). Levees are also aggrading sedimentary bodies formed mainly by an autocyclic process: the progressive vertical growth of the levee induces the progressive deposition of finer-grained spilling turbidites. For this reason, levees both fine and thin upward. Several examples show that the frequent flow spilling or stripping can explain both the typical "bird-wing" shape along a transverse section and the presence of low-amplitude and long-wavelength symmetrical and asymmetrical sediment waves formed by the deposition from the spilling secondary flows (Normark et al. 1980; Migeon et al. 2001; Migeon et al. 2012). The lack of erosion on levees also allows the recording of allocyclic forcing such as changes in turbidite frequency and magnitude (Toucanne et al. 2010). In mid and high latitudes, levees typically are asymmetrical because of the Coriolis effect and the preferential spilling on the right-hand side in the northern hemisphere and the left-hand side in the southern hemisphere (Komar 1969; Piper et al. 1984). In carbonate systems, channel–levee complexes are included in conceptual models either using examples in ancient environments (e.g., Pleistocene, Harwood and Towers 1988 or Permian, Phelps and Kerans 2007), or by extrapolation of concepts defined on siliciclastic systems, but have never been described from present-day systems (Mullins et al. 1984; Playton et al. 2010). In this paper, we describe the first channel–levee complex observed along a modern carbonate slope.

SETTINGS AND METHODS

Data presented here were collected during the first leg of the Carambar cruise (Oct. 31st to Nov. 14th 2010; Mulder et al. 2012a, 2012b) on the r/v Le Suroît along the slopes of Little and Great Bahama Banks (Fig. 1). Onboard equipment included a Kongsberg EM302 multibeam echosounder to collect bathymetry (Figs. 1B, 2) and acoustic imagery, a sub-bottom profiler (Chirp frequency modulation; Fig. 3), and a Kullenberg

Published Online: November 2014
Copyright © 2014, SEPM (Society for Sedimentary Geology) 1527-1404/14/084-1139/$03.00

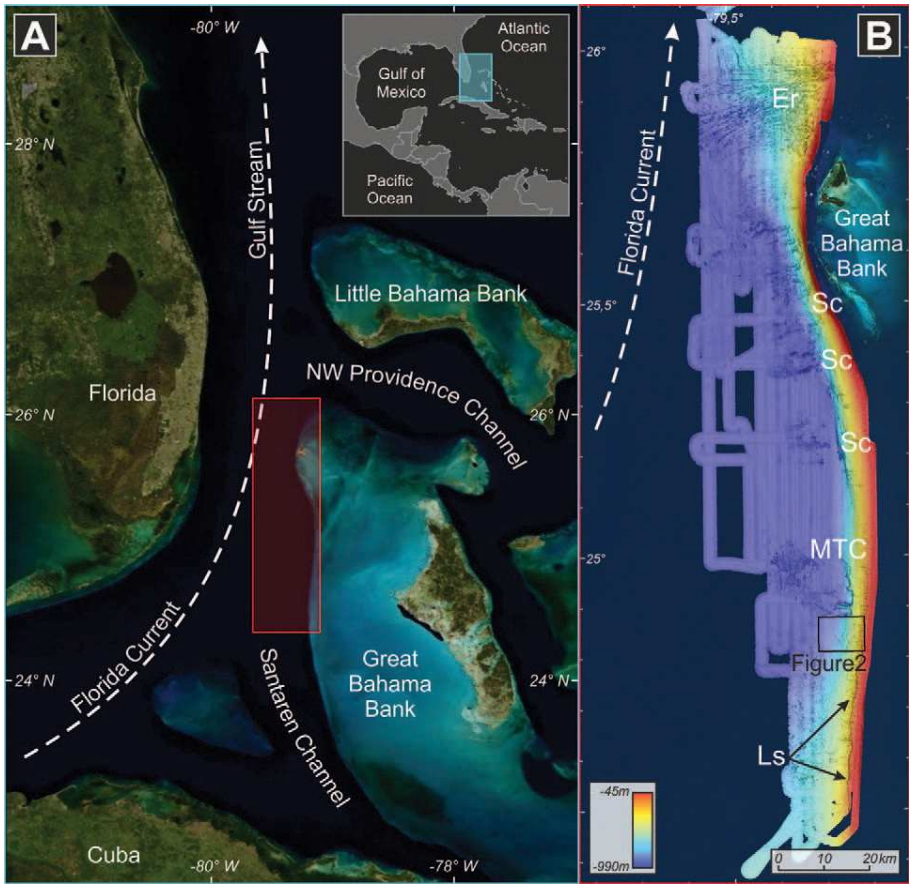


FIG. 1.—**A)** MODIS satellite image showing the location of study area off the western margin of Great Bahama Bank. **B)** Multibeam bathymetry collected along the GBB slope. Ls: large scar. Note that the study area is under the influence of the Florida Current. It is located in the gullied slope of the Great Bahama Bank in area where little erosion (Er), small slump scars (Sc), or mass transport complexes (MTC) are observed.

gravity corer (Fig. 4). Core CARKS07 was collected at a water depth of 723 m (N24°50.328′, W79°16.603′). Its length is 7.32 m, representing 49% of recovery. Classical sedimentological analysis has been made on this core including sediment description, photography, and X-ray analysis associated with the Scopix Image processing method (Migeon et al. 1999).

RESULTS

Data collected along the western slope of Great Bahama Bank (GBB) between 400 and 900 m of water depth (Fig. 1B; Mulder et al. 2012b) reveal that the upper part of the slope (between 400 and 600 m of water depth) shows a large escarpment that is dissected by a downslope-oriented gully network (Figs. 1B, 2A; Mulder et al. 2012). A similar gullied upper slope has been described along the Little Bahama Bank (Mullins et al. 1984; Harwood and Towers 1988). The lower part of the slope (water depth 600–800 m) shows a shallow, slightly sinuous depression. The present topographic expression of this depression is 6 m. The depression is bordered by topographically higher and asymmetrical sides, the northern edge being higher and steeper (6 m and 1.7°, respectively) than the southern edge (< 2 m and 0.4°, respectively). The depression sides show 2-km-long, gently dipping sediment wedges made of layered, and almost continuous, very low-amplitude reflectors. The pinching of the wedges on the northern side is less pronounced than the pinching on the southern side. The depression is overprinted partially by sediment waves extending at the outlets of the gullies, with the orientation of the crests suggesting an along-slope migration parallel to the gully direction (Fig. 2).

High-resolution sub-bottom seismic data show a 4-km-wide, bird-wing shaped asymmetrical structure (C3 in Fig. 3) extending over 9 km downslope (Fig. 3A). It includes a depression with its northern side (right-hand in a downflow direction) steeper than its southern side (left-hand in a downflow direction). The depression is filled with four sedimentary units dominated by high-amplitude reflectors (Fig. 3A, B). A first (basal) unit is made of high-amplitude, discontinuous chaotic reflections (U1 in Fig. 3A, B). A second unit is compound of low-amplitude discontinuous subhorizontal reflections (U2 in Fig. 3A, B). A third unit is made of high-amplitude continuous planar reflections that are interrupted by a chaotic facies (U3 in Fig. 3A, B). An upper unit (U4 in Fig. 3A, B) is made of sediment waves with crests perpendicular to the slope dip and the steep (lee) side oriented westwards (basinward) (Fig. 3B).

The youngest depression overlies an older depression filled with high-amplitude, discontinuous layered reflectors with rough hyperbolae and chaotic facies (C2 in Fig. 3A). Northward, another depression bordered by topographic highs extends over 2.7 km in width and shows high-amplitude, continuous reflectors (C1 in Fig. 3A). Higher-amplitude reflectors are present over a very small surface (width < 250 m) just in the axis of the channel. A cross section through this sedimentary body shows clearly a bird-wing, slightly asymmetrical shape with asymmetry in a direction opposite the two younger channels.

Another system including a depression bordered by bird-wing-shaped topographic highs is visible in a downstream direction of C3 (Fig. 3C) where it forms a very small negative topography (around 1 m). However, it is not visible anymore on the bathymetry because of the too small resolution of the multibeam bathymetry tool. Internal sedimentary architecture in this system shows the superposition of high-amplitude continuous stratified facies, chaotic facies, and westward-prograding sediment waves.

Core CARKS07 (Fig. 1B), from the sediment waves forming the upper seismic unit (U4 of the most recent system, Fig. 3A, B), reveals

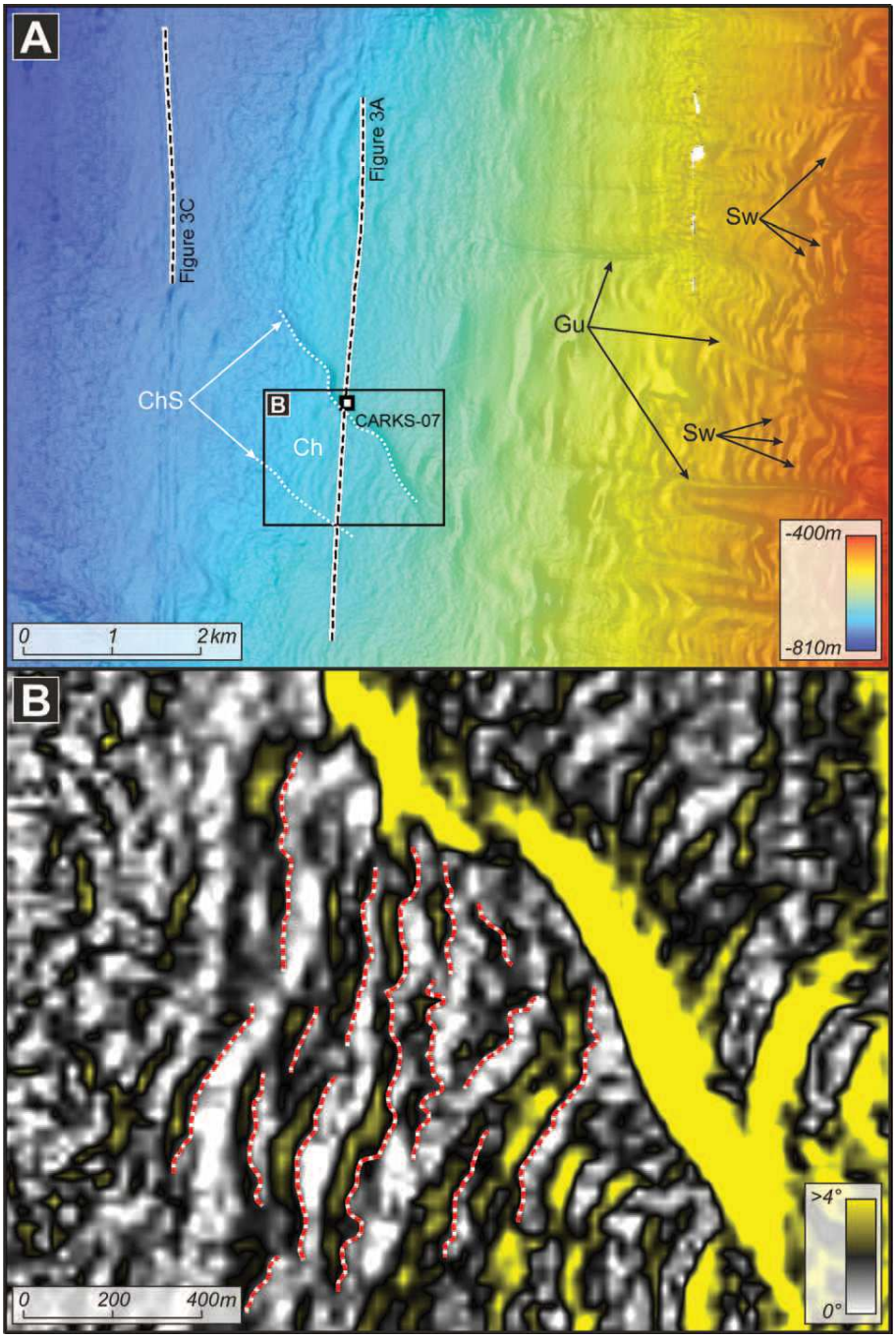


FIG. 2.—**A)** Detail of the multibeam bathymetry showing the location of the newly discovered carbonate channel–levee complexes at the base of the gullied slope (white dotted line) and the location of core CARKS07. Ch, Channel; ChS, Channel sides; Sw, Sediment wave; Gu, gully. **B)** Map showing the bathymetric gradient of area outlined in part A. Red dashed lines highlight interpreted sediment wave crests.

sedimentologic character. It consists mainly of moderately bioturbated foraminiferal wackestone and mudstone with abundant monosulfides and diffuse contacts (Fig. 4).

DISCUSSION

The topographic depression observed on the bathymetric map (Fig. 2) is long and narrow, and slightly sinuous. This shape is very similar to turbidite channels in siliciclastic channel–levee complexes, despite the fact that these examples are at least an order of magnitude smaller. The measured dimensions are rather similar to those measured on very tiny channels located at the surface of channeled lobes in distal part of deep-sea siliciclastic turbidite systems (e.g., Bonnel 2005; Jegou 2008; Jegou et al. 2008). The dimensions of these channels typically are meters in depth and kilometers in length.

The channel is bordered by wedge-shaped topographic highs. Several attributes of these highs, including their bird-wing shape, dissymmetry, and layered seismic facies are comparable to levees in siliciclastic systems (Stow et al. 1996). Again, the main difference is the dimension. For example, in the middle fan of the Amazon system (Flood et al. 1991) or in the middle fan of the Mississippi (Weimer 1990), the channel depth (d) is close to 40 m and the levee width (w) is at least 30 km (d/w = 0.0013). In the middle fan of the Zaire, channel depth is close to 90 m for a levee width of about 30 km (d/w = 0.003; Babonneau et al. 2002). The d/w in

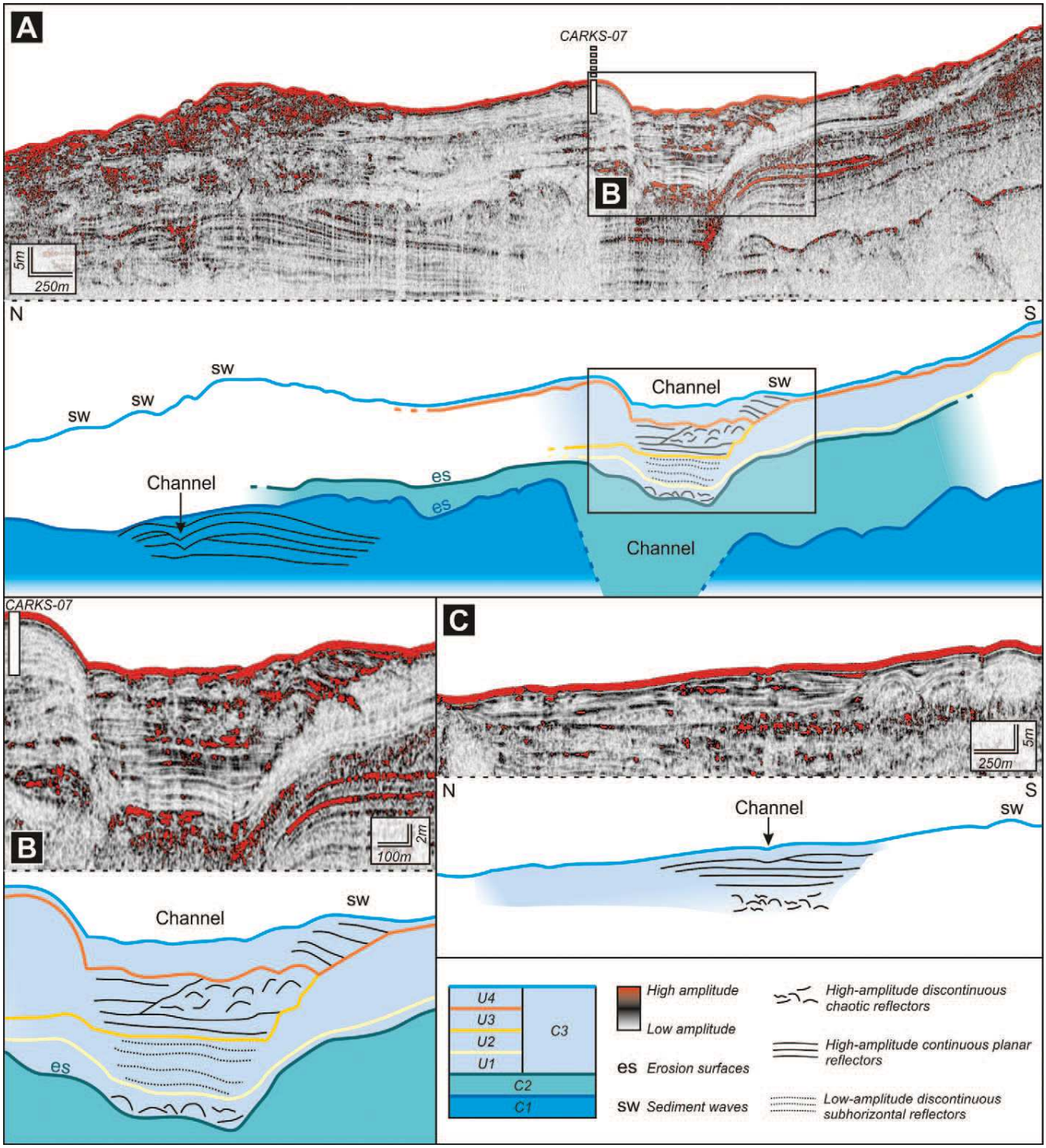


FIG. 3.—Sub-bottom seismic profiles and interpretative line drawing of the channel–levee complexes. See Figure 1 for locations. **A)** Upper part of the most recent channel–levee complex (C3) and the two buried channel–levee complexes (C1 and C2 delimited by erosion surfaces); modified from Mulder et al. 2012b. U1 to U4 are the successive sedimentary units forming the filling of the most recent channel. **B)** Detail of the most recent channel–levee complex. **C)** More distal part of the channel–levee complex. The detailed explanation of seismic facies is provided in the text.

the Bahamas example is 0.0016 (6 m/4 km), which compares with those of large siliciclastic channel–levee complexes, except that the dimensions are an order of magnitude smaller. In summary, the Bahamian slope channel has dimensions similar to those observed in siliciclastic lobes but it still has levee deposits on its sides (which is not the case for siliciclastic lobes).

Seismic interpretations of carbonate slope facies are rare and commonly are described in lesser detail than interpretations of carbonate

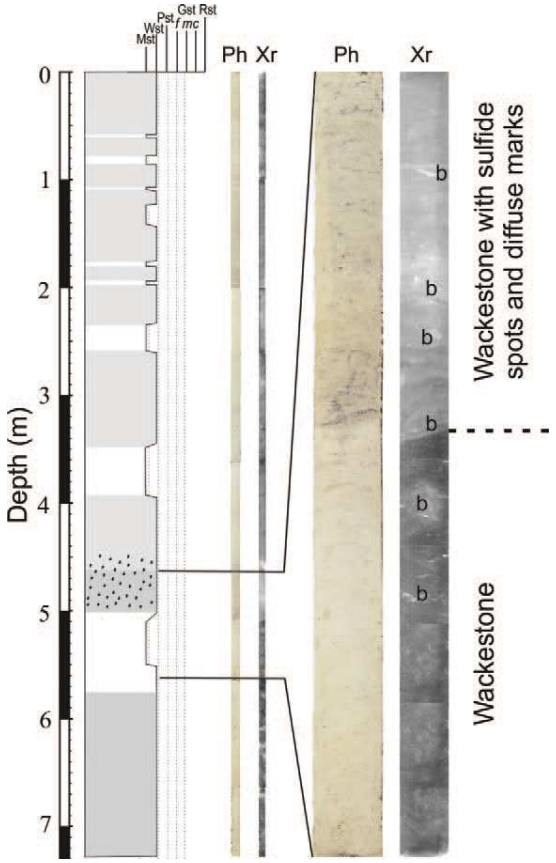


FIG. 4.—Photograph (Ph), X-ray (Xr) image, and sedimentological description of CARKS-07 (see Fig. 1 for location). b, burrow; Mst, Mudstone; Wst, Wakestone; Pst, Packstone; Gst, Grainstone; Rst, Rudstone; c, coarse; f, fine; m, medium. Note that the core lithology is very homogeneous consisting mainly of moderately bioturbated foraminiferal wackestone and mudstone with abundant monosulfides and diffuse contacts.

shelf seismic facies. Some seismic profiles exist along the Bahamian slope. They have been collected during DSDP–ODP expeditions, but they have been made using a seismic source with a lower frequency than the one we used in this study and do not have a resolution as high as the data presented in Figure 4. (e.g., Eberli et al. 2004a, 2004b; Janson et al. 2007). Anselmetti et al. (2000) distinguish "cut-and-fill" facies shaped by submarine incision and depositional processes (channel and fill), chaotic facies including stacked mass-flow deposits, and layered, low-amplitude facies interpreted as drift deposit and carbonate mound facies (chaotic and transparent reflections). Betzler et al. (2013) recognized drift facies that included discontinuous reflectors, and wavy reflectors interpreted to indicate migration of submarine dunes. They did not distinguish any high- to moderate-amplitude sigmoidal-shaped reflections or wedge-shaped reflection bundles with moderate- to low-amplitude, oblique-tangential reflection in slope deposits.

Siliciclastic analogs may provide insights for understanding the relation between sedimentologic character and seismic facies in the Bahamas channel example. Seismic facies in siliciclastic turbidite systems include high-amplitude reflectors (HARs) and high-amplitude-reflector packets (HARPs), generally high-amplitude, discontinuous layered reflectors that form the bottoms of turbidite channels. In distal parts of channels, the channel-fill facies can pass to sand fill forming discontinuous layered, variable-amplitude seismic facies. Variable-amplitude, continuous reflectors with a wedge geometry commonly are interpreted as levee deposits. Parallel layered facies with variable amplitude are interpreted as pelagic or hemipelagic deposits. Chaotic facies terminated by progradational wedges are interpreted as slump deposits. Low-amplitude to transparent facies are interpreted as sandy deposits sometimes encountered in levees.

In this context, high-amplitude reflectors forming U1 (Fig. 3A, B) are interpreted as a series of coarse-grained turbidites or mass-flow deposits. Lower-amplitude discontinuous reflections forming U2 (Fig. 3A, B) are interpreted as medium- to fine-grained turbidites. Consistent with the interpretation of U1, the chaotic facies forming U3 (Fig. 3A, B) is interpreted as mass-flow deposits, with associated high-amplitude subhorizontal reflections interpreted as coarse-grained turbidite deposits. The upper unit (U4, Fig. 3A, B) is made of sediment waves with the steep (lee) side oriented westward (i.e., in the direction opposite to the apparent progradation of the internal foresets; Fig. 3A, B), comparable to the "inverse asymmetrical sediment waves" of Migeon et al. (2001) or antidunes of Prave and Duke (1990). The upslope (eastward) flank of the sediment waves is smoother and longer than the downslope (westward) flank. On turbidite levees, these antidunes are interpreted by considering the change in turbidity-current velocity on the sides of the antidunes (Migeon et al. 2001). On the smooth (stoss) side, the turbidity current moves upslope and decelerates (depletive flow of Kneller 1995; Kneller and Branney 1995). This deceleration causes the turbidite to settle, forming foresets with an apparent up-current migration. Conversely, the current accelerates on the lee side (accelerative flow of Kneller 1995; Kneller and Branney 1995) and erodes the steep lee side. The antidunes thus migrate in a direction opposite of the flow. Using this model, we interpret the development of the sediment waves observed at the mouths of gullies as the result of the lateral expansion of downslope gravity processes that probably form also gullies. Depletive flows along the concave-up carbonate slope are first erosional and form gullies. At the toe of the slope, the gradient decreases, and the flow becomes depositional and forms sediment waves. We extrapolate these interpretations made on the younger system to the older systems and suggest that all depressions flanked by bird wing-shaped topographic highs are channel–levee complexes. Thus, the most recent channel overlies an older channel filled with coarse-grained turbidites and mass-flow deposits (channel C2 in Fig. 3A). Northward of this stacked channel–levee complex, another buried channel–levee complex is filled with turbidites (channel C1 in Fig. 3A). This interpretation suggests that lateral migration of the channel (avulsion) can occur, broadly similar to what happen in siliciclastic systems (Pirmez and Flood 1995). Seismic profiles (Fig. 3A, B) suggest that very high-amplitude reflectors, present over a very small area and in just the axis of the channel, could correspond to restricted HARs. A cross section through this sedimentary body shows a clear bird-wing slightly asymmetrical shape with asymmetry in the direction opposite the two younger channels.

The system (C3), located downslope, shows the distal evolution of the youngest channel–levee complex (Fig. 3C). Internal sedimentary architecture suggests the presence of a chaotic facies and a final fill by inverse asymmetrical sediment waves (antidunes) (cf. Migeon et al. 2001).

The 7.3-m-long core (CARKS07; Figs. 1B, 2A, 3A, B, 4) shows that the filling of the channel–levee complex is due only to hemipelagic ooze, suggesting that no recent turbidite activity occurred in the channel. Filling is due only to sediment advection from hemipelagic fallout or export from the platform. Consequently, the antidunes observed on the present-day seafloor are not related to turbidity-current activity.

The seismic data show classical channel–levee morphology similar to that described in siliciclastic systems (Flood et al. 1991; Babonneau et al. 2002). In contrast to the slope of Little Bahama Bank (Mulder et al. 2012a), no feeder canyon has been detected along the GBB slope. However, Mulder et al. (2012b) showed that slump scars are common on the upper slope of GBB. In siliciclastic systems, transformation of a slump into a mass flow and finally into a turbidity current is a well-

understood and documented process (e.g., Piper et al. 1992). Applying this conceptual model to the Bahamas channels, initiation of channel–levee complexes would begin by the emplacement of the mass-flow deposits (corresponding to the lower unit filling the most recent channel; U1 in Figure 3A, B). This process compares to what happens at a larger scale in some large siliciclastic systems such as the Mississippi deep-sea fan, where complexes lie on mass-transport deposits (Weimer 1990). The sediment coming from failure scars similar to those along the GBB (Mulder et al. 2012b; Fig. 1B) supply a short channel. In this channel, the slumped material can quickly convert into a mass flow because of sea-water entrainment (Mohrig et al. 1999), and finally, transform in diluted turbidity currents. An alternative hypothesis is that channel–levee complex is supplied by one of the numerous gullies observed along the slope (Mulder et al. 2012b). These types of turbidity currents are interpreted to erode the lower GBB slope, and spill over to form levee deposits on the sides of the channels. Deposition associated with these currents is interpreted to have formed units U2 and U3 of the most recent channel (Fig. 3A, B). The presence of mass-flow deposits alternating with high-amplitude continuous planar reflections in U3 suggests that turbidites deposited by downslope-moving channelized turbidity currents alternate with less-differentiated mass-flow deposits initiated by the failure of the steep consolidated flanks of the channel, as occurs commonly in siliciclastic turbidite channels (e.g., Faugères et al. 1997). The finest sediment of the turbidity current spills over the channel sides. The height between the highest side (north side) of the most recent channel and the channel bottom (considering the channel unfilled) is about 30 m (hypothesis of true cut and fill). This value represents the height of the turbidity current, and is quite moderate relative to the height of turbidity currents in modern siliciclastic turbidite systems, which can exceed 150 m (Damuth and Flood 1985) but is consistent with the difference of size between large siliciclastic turbidite systems and this small carbonate turbidite system. Core analysis shows that particles deposited along the slope consist mainly of low-buoyancy carbonate mud with a very small fraction of high–buoyancy biogenic tests. The fill of the upper part of the channel by westward-prograding dunes that are connected to the small gullies incising the southern slope of GBB (Figs. 1B, 2A) suggests that turbidite channels presently are inactive. The channels are filled with deposits resulting from downslope processes initiated on the upper slope, at the location where the gullies appear.

This interpretation from the seismic section is consistent with the core data. The main facies of unit U4 corresponds to bioturbated foraminiferal ooze with diffuse contacts, strata interpreted as carbonate contourite and hemipelagite deposits. No evidence for deposition from turbidites is observed in this $>$ 7-m-long core.

The asymmetry of this channel–levee complex in this carbonate system is slightly different from the asymmetry observed in siliciclastic complexes. The largest levee is on the right (northern) flank. However, this asymmetry cannot be related to the Coriolis force because of the small intensity of this force at this low latitude (25° N) and because the channel is too short to allow development of the Coriolis effect. In addition, the opposite asymmetry between channels C1, C2, and C3 exclude the dominant impact of the Coriolis effect. In the GBB case, the asymmetry of the channel flanks is unlikely to be related to the interaction of downslope turbidity currents with a contour current. The depth of the observed channel–levee complex corresponds to the base of the northward-moving Florida Current, which is mainly a temperature-driven surface current, with speed decreasing with water depth (Leaman et al. 1995). These authors suggest that the Florida Current can be active down to 600 m water depth in the Santaren Channel (Fig. 1), which includes the study area. This observation means that in most of the turbidite system the speed of the Florida Current is not great enough to transport fine-grained particles and explain the channel asymmetry. The benthic current along the slope of GBB is also characterized by an internal tide that reverses direction every six hours, from north to south and back. The current strength and direction measured with an AUV just 10 km north of the channel–levee complex shows that this tidal-current velocity is up to 30 cm/s (Grasmueck et al. 2006; Correa et al. 2012). Despite high particle aggregation due to the high cohesion of fine carbonate particles, this speed may be sufficient to transport silt-size particles, even in the deepest part of the turbidite systems, and internal tides may reasonably explain channel asymmetry of the turbidite systems. In addition, this interpretation would explain the opposite trend in asymmetry between turbidite systems C1 and C3. The superimposition of three channel–levee complexes suggests that several phases of channel–levee construction, including filling, abandonment, and shift of the channel axis (avulsion; Pirmez and Flood 1995), occurred during recent progradation of the GBB (Eberli and Ginsburg 1989). In this case, channel avulsion would occur either because of the shift of the gully position upstream, or because of the development of a new failure supplying a new channel–levee complex. During the period of channel activity, the finest fraction of the particles carried by the downslope-moving turbidity currents were possibly captured by the along-slope moving current related to internal tides (Fig. 1B; Mullins et al. 1980) and deposited on the north side of the channel as fine-grained turbidite deposits. During periods of weak turbidity current activity, the turbidite channel is filled by antidunes deposited in the distal part of the gullies by the low-density downslope flows responsible for gully formation. However, the recent filling of the most recent channel by antidunes suggests an absence of turbidity-current activity in the observed channel during the present-day sea-level highstand, in contrast to what is described in the literature concerning the activity of carbonate turbidite systems (Schlager et al. 1994). During periods of weak turbidity-current activity, the turbidite channel is filled by antidunes.

The implications of the discovery of channel–levee complexes in a carbonate slope are of major importance both for academic and industrial purposes. Considering the academic purpose, in siliciclastic turbidite systems, fine-grained levee deposits consist of alternation of (hemi) pelagites and fine-grained turbidites resulting from turbidity-current spillover. The presence of (hemi) pelagites allows the building of a reliable stratigraphic framework (Ducassou et al. 2009) in turbidite systems along slopes and allows constraint of periods of turbidite activity. Similar analysis in carbonate systems would allow correlation of the sedimentary activity along carbonate slopes with the well-known sedimentary activity on carbonate banks, and to precisely relate the periods of carbonate production on the bank and the period of carbonate export along slopes and toward the basin.

Considering the industrial purpose, the presence of channel–levee complexes along carbonate slopes is important inasmuch as these sedimentary structures act as a "sorting machine," formed by the progressive deposition of fine-grained particles by turbidity-current spillover and simultaneous concentration of coarser sediment. This process can form thick reservoir-prone strata in both channels (as suggested by the presence of high-amplitude seismic facies) and in lobes, if carbonate diagenesis does not occlude porosity. The detection of thin lobate sedimentary bodies ($<$ 10 m thick) showing transparent seismic facies on the lower GBB slope and interpreted as packstone to grainstone lobes suggest that carbonate lobes form in distal parts of carbonate channel–levee complexes (Mulder et al. 2012b). The discovery of a complete turbidite system along a carbonate slope including a true channel–levee complex suggests the potential formation of good reservoir rock along carbonate slopes and aprons. This pushes towards an increased effort in the study of carbonate slopes: New small-size reservoir targets for oil might have been missed during exploration of carbonate systems.

In addition, if similar turbidite systems are important and common on carbonate slopes, turbidity currents would become an important process

in remolding carbonate slopes but could also impact the global carbon cycle because deposition and trapping of mineral carbon in carbonates and organic carbon in organic matter are the basics of the global carbon cycle. The transport of mineral carbon to deeper seas by turbidity currents could induce enhanced carbonate dissolution and recycling on carbon in the global cycle.

CONCLUSIONS

The paper shows topographic and high-resolution seismic data revealing a sedimentary structure interpreted as a channel–levee complex along the carbonate slope of the Great Bahama Bank. The channel has a low topographic expression and shows successive phase of filling with several types of sedimentary processes including mass flows and turbidity currents. The most recent filling is related to (hemi)pelagites remolded by the activity of bottom currents. The levee is dissymmetrical and has a typical bird-wing shape. Globally, the shape and geometry of the complex is very similar to those observed in siliciclastic systems but is about one order of magnitude smaller. The channel size in this carbonate complex rather corresponds to the channel size observed in siliciclastic lobes, i.e., in the most distal parts of siliciclastic turbidite systems. The supply of the channel–levee complex could be either from gullies or by slope failures. At present, no turbidity-current activity is recorded in the recent sedimentary series, suggesting that the channel is inactive during the present-day lowstand.

The discovery of this channel–levee complex could be important to correlate sedimentary activity along carbonate slopes and aprons with carbonate production on the carbonate bank because levees usually allow preservation of continuous, well-dated successions of turbidites. In addition, the efficient sorting of particles that occurs in channel–levee complexes because of the spillover of the upper part of turbidity currents allows the formation of good oil-bearing reservoirs in siliciclastic systems. The presence of HARs in the turbidite channel pushes towards the presence of such reservoirs. If diagenesis does not close intergranular porosity, similar small-size reservoirs could be present along carbonate slopes and missed during previous explorations.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank the captain and crew of the R/V *Suroît* for the quality of the acquired data and Ifremer-Genavir for cruise organization. This work has been supported by the French Institut National des Sciences de l'Univers program "Actions Marges." Reviewer Xavier Janson, Associate Editor Michael Grammer, and Editor Gene Rankey are kindly thanked for their constructive comments on early versions of the manuscript.

REFERENCES

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, v. 112, p. 829–844.

Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., and Klein, B., 2002, Morphology and architecture of the present channel system of Zaire Deep-Sea Fan: Marine and Petroleum Geology, v. 19, p. 445–467.

Betzler, C., Fürstenau, J., Lüdmann, T., Hübscher, C., Lindhorst, S., Paul, P., Reijmer, J.J.G., and Droxler A.W., 2013, Sea-level and ocean-current control on carbonate platform growth, Maldives, Indian Ocean: Basin Research, v. 25, p. 172–196.

Bonnel, C., 2005, Mise en place des lobes distaux dans les systèmes turbiditiques actuels: analyse compare des systèmes du Zaïre, Var et Rhône [Ph.D. Thesis]: Université Bordeaux 1, 293 p.

Correa, T.B.S., Grasmueck, M., Eberli, G.P., Reed, J., Verwer, K., and Purkis, S., 2012, Variability of cold-water coral mounds in a high sediment input and tidal current regime, Straits of Florida: Sedimentology, v. 59, p. 1278–1304.

Damuth, J.E., and Flood, R.D., 1985, Amazon Fan, Atlantic Ocean, *in* Bouma, A., Normark, W., and Barnes, N., eds., Submarine Fans and Related Turbidite Systems: New York, Springer-Verlag, p. 97–106.

Droz, L., Auffret, G.A., Savoye, B., and Bourillet, J.-F., 1999, L'éventail profond de la marge Celtique: stratigraphie et évolution sédimentaire: Académie des Sciences, Paris, Comptes Rendus, v. 328, p. 173–180.

Droz, L., Marsset, T., Savoye, B., and Spy-Anderson, F.L., 2003, Architecture of an active mud rich turbidite system: the Zaire Fan (Congo–Angola margin, southeast Atlantic): results from ZaiAngo 1 and 2 cruises: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 87, p. 1145–1168.

Ducassou, E., Migeon, S., Mulder, T., Murat, A., Capotondi, L., Bernasconi, S.M., and Mascle, J., 2009, Evolution of the Nile Deep-Sea Turbidite System during the Late Quaternary: influence of climate change on fan sedimentation: Sedimentology, v. 56, p. 2061–2090.

Eberli, G.P., and Ginsburg, R.N. 1989, Cenozoic progradation of north-western Great Bahama Bank, a record of lateral platform growth and sea-level fluctuations, *in* Crevello, P.D., Wilson, J.L., Sarg, J.F., and Read, J.F., eds., Controls on Carbonate Platforms and Basin Development: SEPM, Special Publication 44, p. 339–351.

Eberli, G.P., Massaferro, J.L., and Sarg, J.F., 2004a, Introduction: seismic images of carbonate reservoirs and systems, *in* Eberli, G.P., Massaferro, and J.L, Sarg, J.F., eds., Seismic Imaging of Carbonate Reservoirs and Systems: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 81, p. 1–9.

Eberli, G.P., Anselmetti, F.S., Betzler, C., Van Konijnenburg, J.-H., and Bernoulli, D., 2004b, Carbonate platform to basin transition on seismic data and in outcrop: Great Bahama Bank and the Maiella platform, Italy, *in* Eberli, G.P., Massaferro, J.L., and Sarg, J.F., eds., Seismic Imaging of Carbonate Reservoirs and Systems: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 81, p. 207–250.

Faugères, J.-C., Gonthier, E., Bobier, C., and Griboulard, R., 1997, Tectonic control on sedimentary processes in the southern termination of the Barbados prism: Marine Geology, v. 140, p. 117–140.

Flood, R.D., Manley, P.L., Kowsmann, R.O., Appi, C.J., and Pirmez, C., 1991, Seismic facies and late Quaternary growth of Amazon submarine fan, *in* Weimer, P., and Link, M.H., eds., Seismic Facies and Sedimentary Processes of Modern and Ancient Submarine Fans: New York, Springer-Verlag, p. 415–433.

Grasmueck, M., Eberli, G.P., Viggiano, D.A., Correa, T., Rathwell, G., and Luo J, 2006, Autonomous underwater vehicle (AUV) mapping reveals coral mound distribution, morphology, and oceanography in deep water of the Straits of Florida: Geophysical Research Letters, v. 33, p. L23616.

Harwood, G.M., and Towers, P.A., 1988, Seismic sedimentologic interpretation of a carbonate slope, north margin of Little Bahama Bank, *in* Austin, J.A., Schlager W., et al., eds., Proceedings of the Ocean Drilling Program: College Station, Texas, Scientific Research, v. 101, p. 263–277.

Hiscott, R.N., Hall, F.R., and Pirmez, C., 1997, Turbidity current overspill from the Amazon Channel: texture of the silt/sand load, paleoflow from anisotropy of magnetic susceptibility, and implications for flow processes, *in* Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A., and Peterson, L.C., eds., Proceedings of the Ocean Drilling Program: College Station, Texas, Scientific Results, v. 155, p. 53–78.

Hueneke H, and Mulder T, 2010, Deep-Sea Sediments: Amsterdam, Elsevier, Developments in Sedimentology, v. 3, 849 p.

Janson, X., Eberli, G.P., Bonnaffe, F., Gaumet, F., and De Casanova, V., 2007, Seismic expression of a prograding carbonate platform margin, Mut Basin, Turkey: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 91, p. 685–713.

Jegou, I., 2008, Etude de la transition chenal/levee/lobe dans les systèmes turbiditiques récents. Application à l'éventail turbiditique de l'Amazone et au néofan du Petit-Rhône [Ph.D. thesis]: Université de Bretagne Occidentale, 351 p.

Jegou, I., Savoye, B., Primez, C., and Droz, L., 2008, Channel-mouth lobe complex of the recent Amazon Fan: the missing piece: Marine Geology, v. 252, p. 62–77.

Kneller, B.C., 1995, Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction, *in* Hartley A.J, and Prosser D.J., eds., Characterization of Deep Marine Clastic Systems: Geological Society of London, Special Publication 94, p. 31–49.

Kneller, B.C., and Branney, M., 1995, Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands: Sedimentology, v. 42, p. 1–10.

Komar, P.D., 1969, The channelized flow of turbidity currents with application to Monterey deep-sea fan channel: Journal of Geophysical Research, v. 74, p. 4544–4548.

Leaman, K.D., Vertes, P.S., Atkinson, L.P., Lee, T.N., Hamilton, P., and Waddel, E., 1995, Transport, potential vorticity, and current/temperature structure across Northwest Providence and Santaren Channel and the Florida Current off Cay Sal Bank: Journal of Geophysical Research, v. 100, p. 8561–8569.

Migeon, S., Weber, O., Faugères, J.-C., and Saint-Paul, J., 1999, SCOPIX: a new X-ray imaging system for core analysis: Geo-Marine Letters, v. 18, p. 251–255.

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-waves construction: Marine and Petroleum Geology, v. 18, p. 179–208.

Migeon S, Mulder, T., Savoye, B., and Sage, F., 2012, Hydrodynamic processes, velocity structure and stratification in natural turbidity currents: results inferred from field data in the Var Turbidite System: Sedimentary Geology, v. 245–246, p. 48–62.

Mohrig, D., Elverhoi, A., and Parker, G., 1999, Experiments on the relative mobility of muddy subaqueous and subaerial debris flows, and their capacity to remobilize antecedent deposits: Marine Geology, v. 154, p. 117–129.

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., 2012a, Canyon morphology on a modern carbonate slope of the Bahamas: evidence of regional tectonic tilting: Geology, v. 40, p. 771–774.

Mulder, T., Ducassou, E., Hanquiez, V., Gonthier, E., Kindler, P., Principaud, M., Fournier, F., Léonide, P., Billeaud, I., Marsset, B., Reijmer, J.J.G., Bondu, C., Joussiaume, R., and Pakiades, M., 2012b, New insights into the morphology and sedimentary processes along the western slope of Great Bahama Bank: Geology, v. 40, p. 603–606.

Mullins, H.T., Neumann, A.C., Wilber, R.J., Hine, A.C., and Chinburg, S.J., 1980, Carbonate sediment drifts in the northern Straits of Florida: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 64, p. 1701–1717.

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, v. 31, p. 141–168.

Normark, W.R., 1978, Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 62, p. 912–931.

Normark, W.R., Hess, G.R., Stow, D.A.V., and Bowen, A.J., 1980, Sediment waves on the Monterey fan levee: a preliminary physical interpretation: Marine Geology, v. 37, p. 1–18.

Peakall, J., Amos, K.J., Keevil, G.M., Bradbury, P.W., and Gupta, S., 2007, Flow processes and sedimentation in submarine channel bends: Marine and Petroleum Geology, v. 24, p. 470–486.

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, v. 77, p. 939–964.

Piper, D.J.W., and Normark, W.R., 1983, Turbidite depositional patterns and flow characteristics, Navy Submarine fan, California Borderland: Sedimentology, v. 30, p. 681–694.

Piper, D.J.W., Stow, D.A.V., and Normark, W.R., 1984, Laurentian Fan: Sohm Abyssal Plain: Geo-Marine Letters, v. 3, p. 141–146.

Piper, D.J.W., Cochonat, P., Ollier, G., Le Dreezen, E., Morrison, M., and Baltzer, A., 1992, Evolution progressive d'un glissement rotationnel en un courant de turbidité: cas du séisme de 1929 des Grand Bancs (Terre Neuve): Académie des Sciences, Paris, Comptes Rendus, v. 314, p. 1057–1064.

Pirmez, C., and Flood, R.D., 1995, Morphology and structure of Amazon Channel: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, v. 155, p. 23–45.

Playton, T., Janson, X., and Kerans, C., 2010, Carbonate Slopes, Chapter 18, *in* James, N.P., and Dalrymple, R.W., eds., Facies Models 4: Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland, p. 449–476.

Prave, A.R., and Duke, W.L., 1990, Small-scale hummocky cross-stratification in turbidites: a form of antidune stratification: Sedimentology, v. 37, p. 531–539.

Schlager, W., Reijmer, J.J.G., and Droxler, A., 1994, Highstand shedding of carbonate platforms: Journal of Sedimentary Research, v. 64, p. 270–281.

Skene, K.I., Piper, D.J.W., and Hill, P.S., 2002, Quantitative analysis of variations in depositional sequence thickness from submarine channel–levees: Sedimentology, v. 49, p. 1411–1430.

Stow, D.A.V., Reading, H.G., and Collison, J.D., 1996, Deep seas, *in* Reading, H.G., ed., Sedimentary Environments: Processes: Facies and Stratigraphy: Oxford, Blackwell Science, p. 395–453.

Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J.-F., Cremer, M., Marieu, M., Kageyama, M., Eynaud, F., and Turon, J.-L., 2010, First-ever estimation of "Fleuve Manche" palaeoriver discharge during the last deglaciation: evidence for Fennoscandian Ice Sheet meltwater flow through the Dover Strait 18 ka ago: Earth and Planetary Science Letters, v. 290, p. 459–473.

Weimer, P., 1990, Sequence stratigraphy, facies geometries, and depositional history of the Mississippi fan, Gulf of Mexico: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 74, p. 425–453.

Received 2 May 2013; accepted 6 September 2014.

ANNEXE 2 :

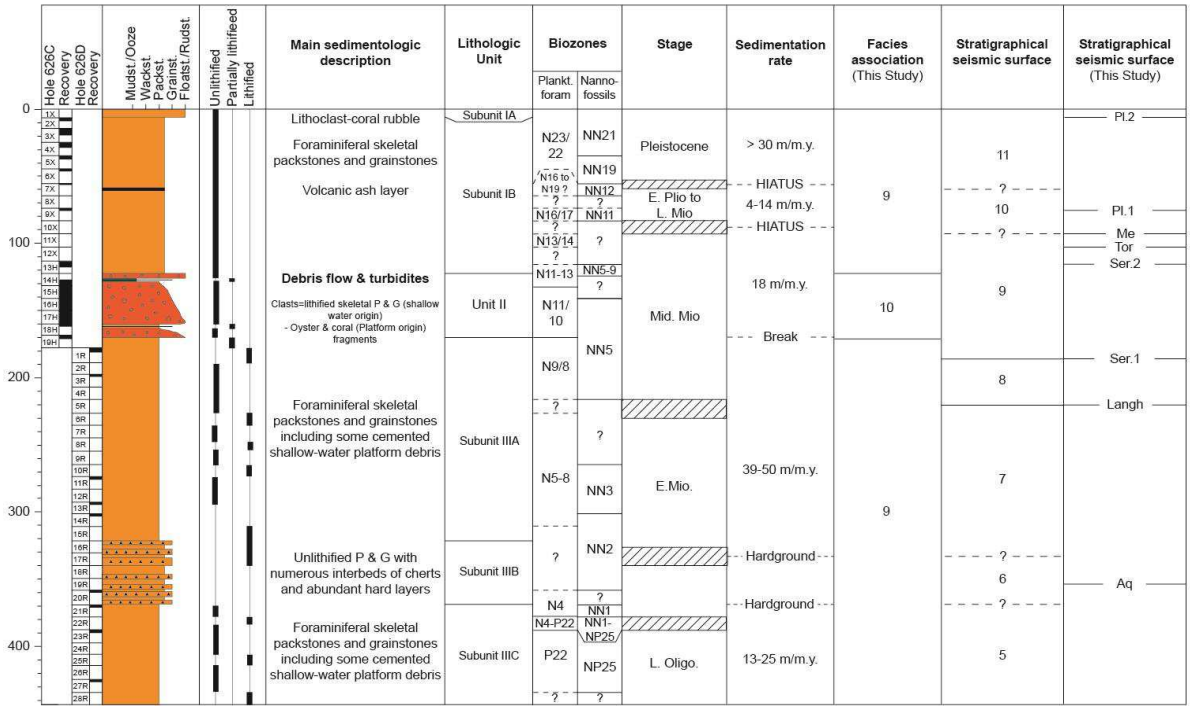
SYNTHÈSE SÉDIMENTOLOGIQUE DES PUITS ODP

FACIES ASSOCIATION	SEDIMENTOLOGICAL DESCRIPTIONS (LITHOLOGY, TEXTURE, LITHIFICATION, COLOR)	MINERALOGICAL CONTENT	BIOLOGICAL/LITHOLOGICAL ALLOCHTEMS	BIOTURBATION TYPE & INTENSITY	STRATIGRAPHIC AGE & UNITS	REFERENCES	HYDRAULIC PROCESSES	DEPOSITIONAL ENVIRONMENT
FA 1	Poorly lithified white, light grey to light olive grey or pale yellow **nannofossil ooze/chalk**	**Aragonite** (Pleist.) Low-Mg calcite High-Mg calcite (Pleist.) Dolomite	**Major:** Planktonic foram. **Minor:** Benthic foram., pteropods, sponge spicules, echinoderm spines, shell fragments (rare), ostracodes, peloids (only Pleist.)	**Low to moderate** Mottling Discrete burrows *Zoophycos isp.* *Chondrites isp.*	**Late Miocene** Unit II (1003) & Unit III (1007) **Early Pliocene** Unit II (1007), Unit III (1007) **Pleistocene** Base Subunit IA (1003-1007)	Eberli et al., (1997) p. 77-79-298	fall-out	Middle to lower slope
FA 2	Partially lithified light grey, brownish grey to darkish **bio-mudstone to wackestone**	Low-Mg calcite Dolomite Aragonite	**Major:** Planktonic foram., benthic forams, echinoderm debris, pteropods **Minor:** Bioclasts, ostracodes, tunicate spicules, intraclasts	**Low to moderate** Mottling	**Late Mio - Mid. Mio :** Base Unit III (1003-1007), Units III & IV (1005), Base Unit VB (1003) **E. Pliocene:** Unit II (1003-1005)	Eberli et al., (1997) p. 79-80	fall-out	Upper to middle slope
FA 3	Light olive to brown unlithified **peloidal mudstone to wackestone** cm- to m- scale intervals of light colored clay and silt-poor sedim & intervals of dark colored clay and silt-rich sedim	Aragonite (needles matrix) Low-Mg calcite High-Mg calcite Micrite, Dolomite	**Major:** Peloids **Minor:** Benthic & plankt. forams, pteropods, echinoderm spines, gastropods, coral debris (Halimeda), red algae, bivalvs	**Moderate to intensive** Mottling Burrows	**Pleistocene:** Unit IB (1007), Unit IA (1003), Subunit IA (1004) ; **Late Pliocene** Subunit IB (1004), Unit I (1005)	Eberli et al., (1997) p. 77-295-296	cohesive debris-flow (mud-supported debrites ? + fall-out	Upper to middle slope
FA 4/5 (Gradational transition and alternance of both)	Light-grey, grey to olive grey lithified, uncompacted **bio-wackestone to packstone** - Green to dark grey, lithified, **compacted wackestone to packstone** with **clays** (2 to 20%)	Poor in organic carbon & aragonite Low-Mg calcite Aragonite Dolomite (few) Micritic matrix Rich in organic carbon & aragonite	**Major:** Planktonic forams, shallow-water benthic forams (*Cibicides s p.* & *Amphistegina sp.*), coral debris (*Halimeda)*, bioclasts (only in bio W/P) **Minor:** Echinids spines, shells fragments, molds, phosphatic fish debris	**Moderate to high** Mottling Burrows (firmgrounds) *Thalassanoides isp.* *Zoophycos isp.* *Chondrites isp.* *Plamolites isp.*	**Upper Oligocene to Miocene** Units IV, V, VI, VII, VIII (1007) Units VI & VII (1003)	Eberli et al., (1997) p. 82-83-299-304 Betzler et al., (1999) p. 1130-1131 Betzler et al., (2000) p. 141-142 Reuning et al., (2002) p. 128-129	Low density turbidites ? - - - - - - - - - - - ?	Upper to lower slope
FA 6/7	**Bio-packstone to floatstone** - **Bio-grainstone to rudstone** Sharp based, scoured, rippled, wavy to planar laminated fining-upwards patterns, normal grading, associated with firmgrounds (mud-supported P/W)	Low-Mg calcite Aragonite (few) Dolomite (few) Chert (few)	**Major:** Planktonic & benthic forams, lithoclasts, bioclasts, intraclasts **Minor:** coral debris (*Halimeda*), Red & green algae debris, bivalves, pteropods (rares)	**Absent to low** Mottling Chondrites isp.	**Upper Oligocene to Miocene** Subunits IVA, VA, VIA (1003) Upper unit V and within subunit VIA (1007) Subunit III (626)	Eberli et al., (1997) p. 79-80-82-299-300 Betzler et al., (199) p. 1131 Betzler et al., (2000) p. 142 Austin et al., (1986) p. 60	«Mud-supported» low-density calci-turbidites - - - - - - - - - - - «Grain-supported» low-density calci-turbidites	Middle to lower slope
FA 8	**Peloidal bio-wackestone, packstone to floastone** with clay (few) **Grainstone** (mainly hole 1007) Normal grading, laminated, cross bezdded (local)	Aragonite (matrix + needles elements) Low-Mg calcite (base) High Mg-calcite Dolomite (few)	**Major:** Peloids, lithoclasts (>1cm), planktonic & benthic forams **Minor:** Calcareous nannofossils, coral debris (*Halimeda*), bivalves, gastropods, echinoderm spines, red algae	**Low to moderate** Mottling	**Late Pliocene** Subunits IC & ID (1007) **Pleistocene** Subunits IA & IB (1003)	Eberli et al., (1997) p. 77-78-297-298	Cohesive debris-flow (mud-supported debrites + High-density aragonitic turbidites (grain-supported)	Middle to lower slope
FA 9	Very coarse-grained to gravelly **clast-skeletal** unlithified **bio-packstone, floatstone to rudstone**	Micritic matrix in P/F Calcitic unit to moldic in R/G (?)	Cm-sized lithified lithoclasts of skeletal packstone & grainstone, oyster shells and coral fragments Micritized forams, bivalves, bryozoans, echinids, red algae	None Burrows in grainstones	**Mid. Miocene** Unit II (626) **Pleistocene** Subunit IA (626)	Austin et al., (1986) p. 57-58	Winnowing (Subunit IA) Non-cohesive debris-flow (F/R)	Middle to lower slope
FA 10	Unlithified medium- to coarse-grained **foraminiferal skeletal bio-packstone to grainstone**	Micritic matrix in pack-stones Calcitic cement in grainstones (?) Glauconite (1-5%)	Medium to coarse grained clasts, planktonic forams, neritic biota, skeletal fragments, local volcanic ash, dark olive grey chert fragments	**?**	**Mid. Miocene to Holocene** Subunit IB (626)	Austin et al., (1986) p. 57 to 60	Bottom-current winnowing (coase contourites)	Basin
FA 11	Unlithified ligh-grey, white to pale yellow **nannofossil ooze/chalk interbedded with** grey and olive-grey **clay & silts**	Low-Mg calcite Aragonite Dolomite	**Major:** Planktonic forams **Minor:** Benthic forams, echinoderm debris, peloids, pteropods, shell fragments, ostracods, fish debris (rare)	**Low to moderate** Mottling Burrows *Chondrites isp.* (local)	**Mid. Miocene to Pleistocene**	Eberli et al., (1997) p. 238 to 242	Bottom-current winnowing (very fine contourites)	Basin

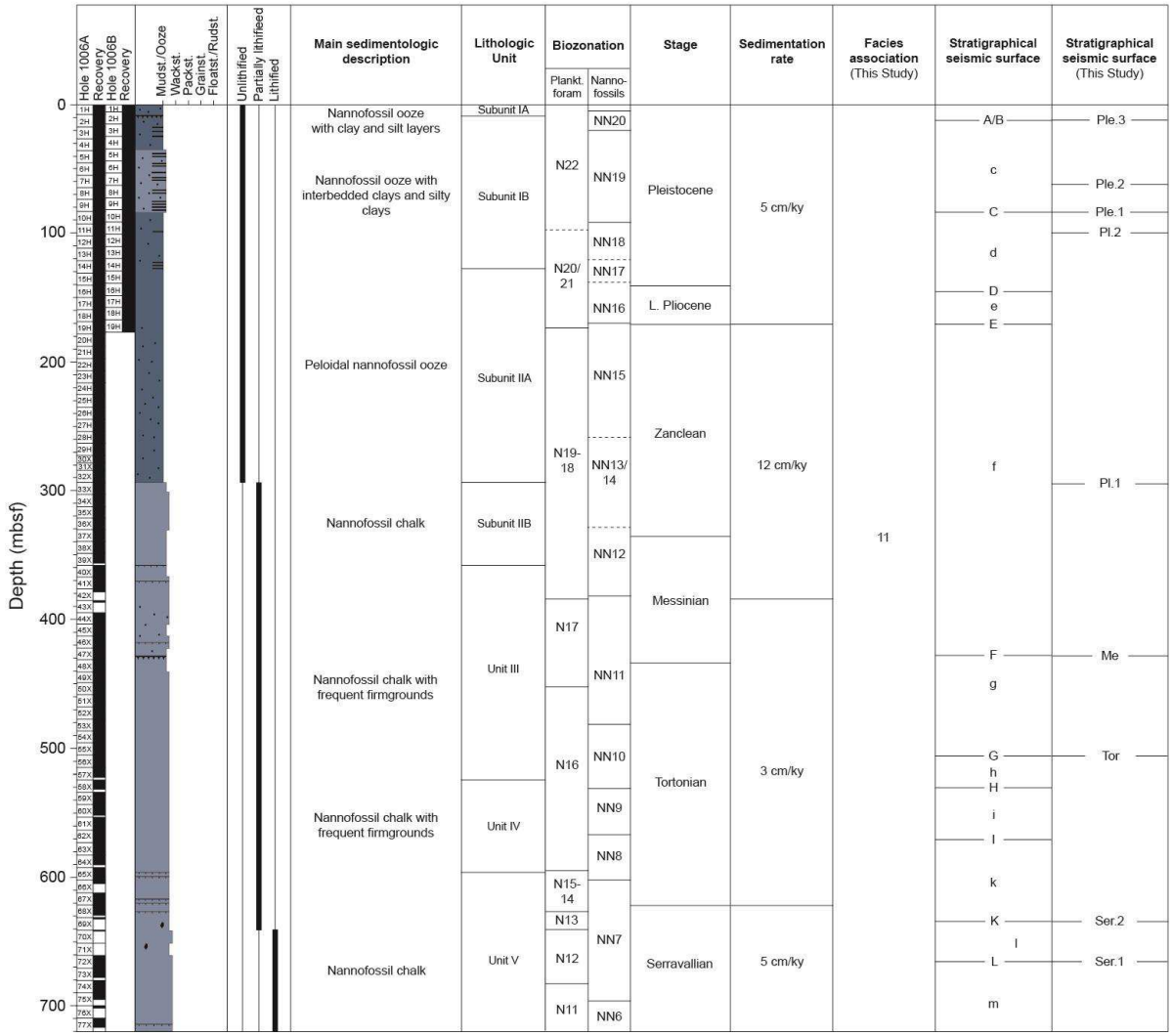
ANNEXE 3 :

LOG SYNTHETIQUES DES PUITS ODP

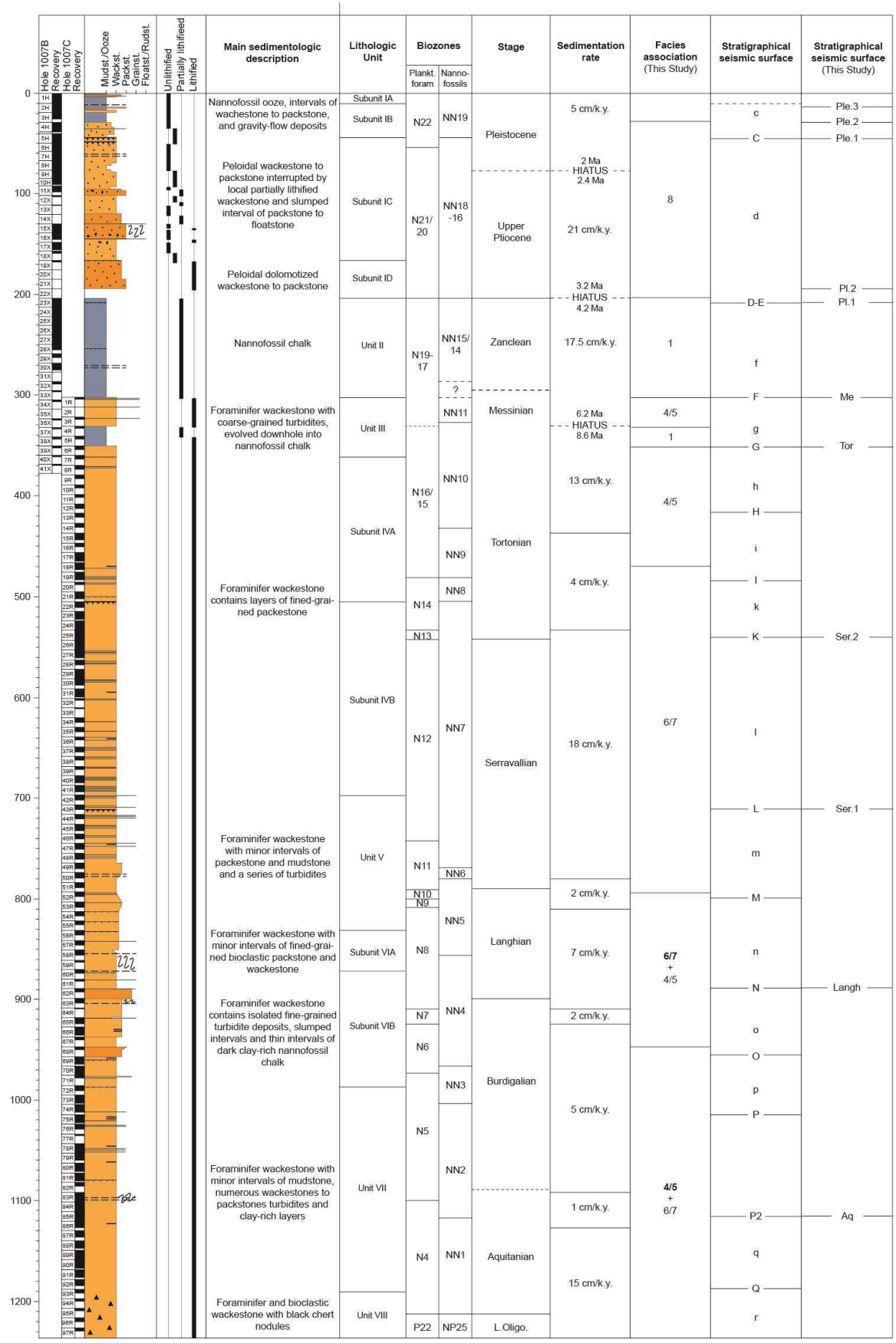
ODP Leg 101: Site 626



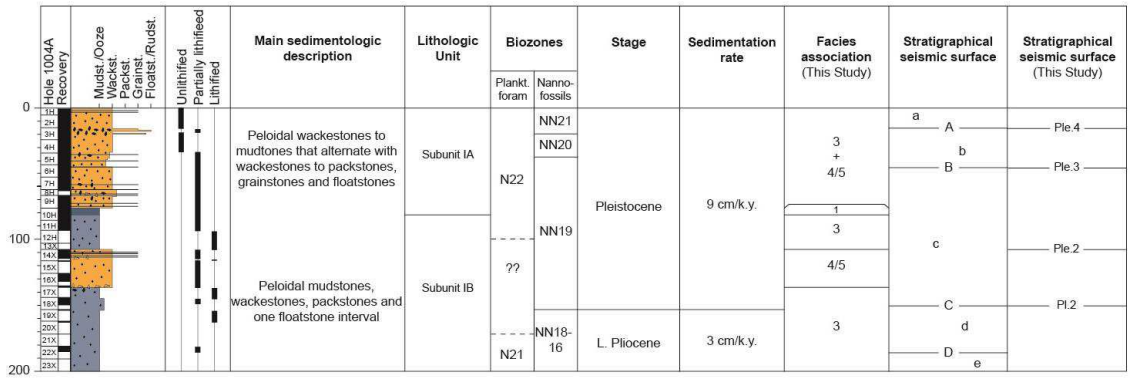
ODP Leg 166: Site 1006



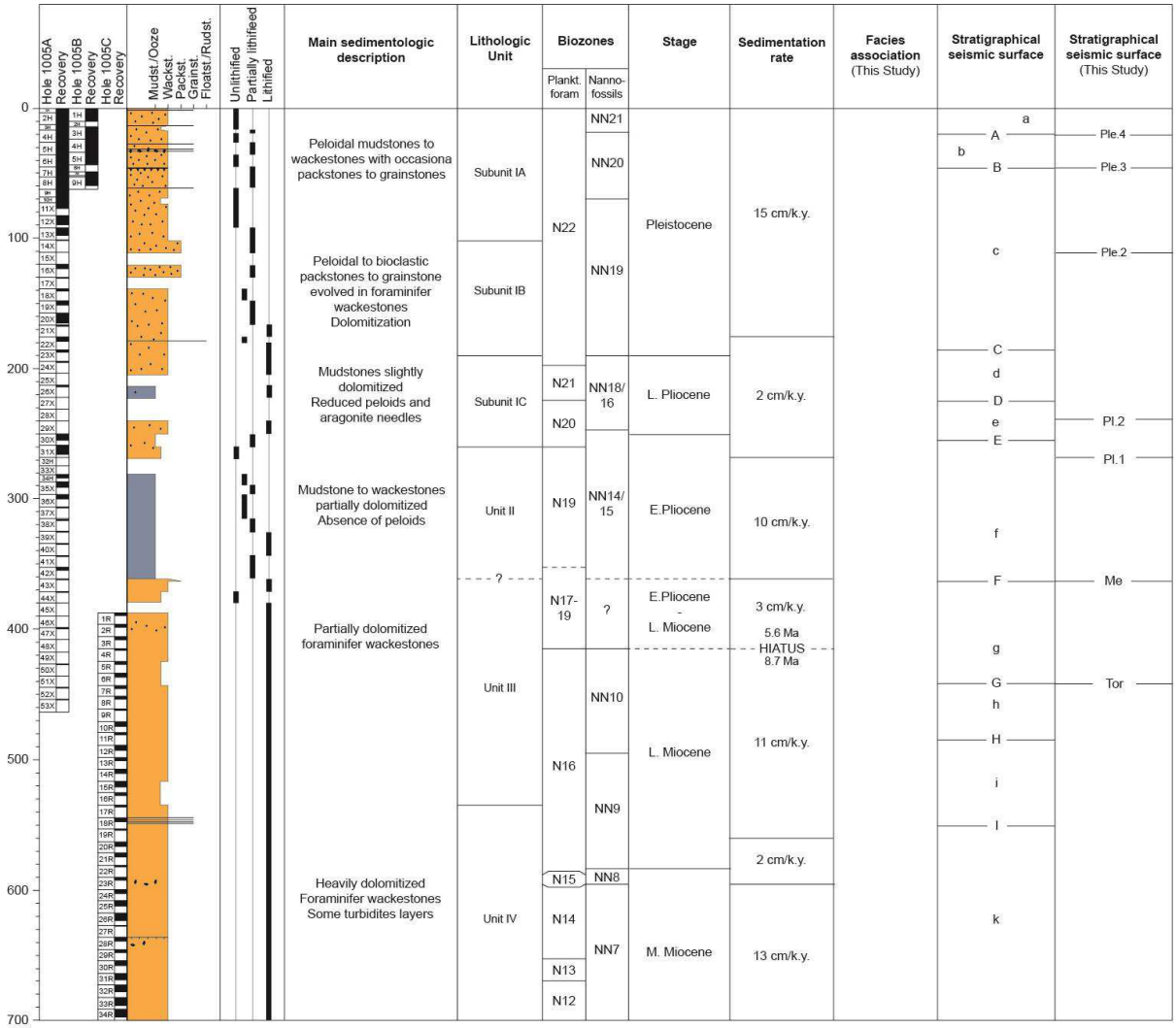
ODP Leg 166: Site 1007



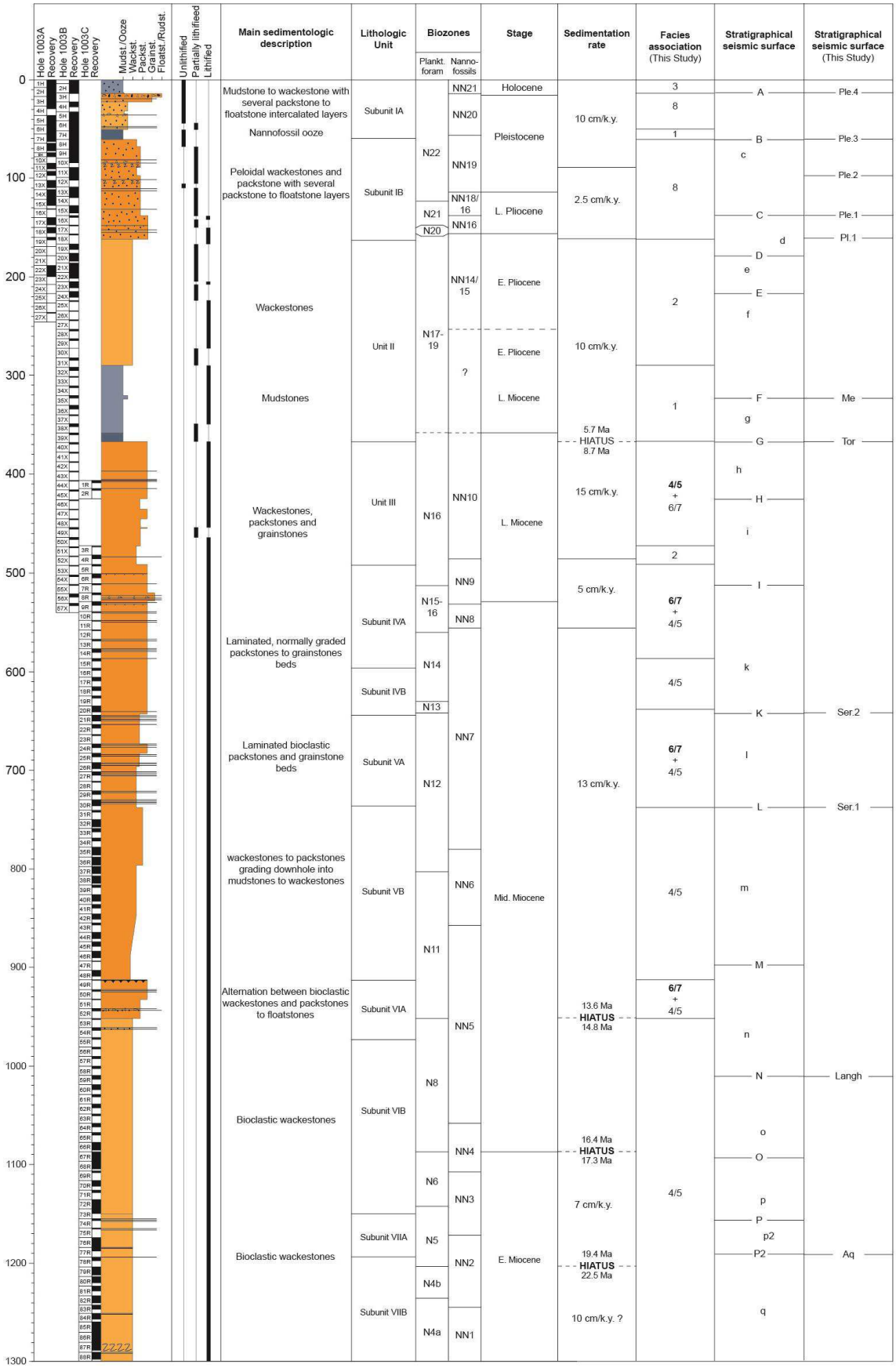
ODP Leg 166: Site 1004



ODP leg 166: Site 1005



ODP Leg 166: Site 1003



ANNEXE 4 :

POSTER : Congrès EGU, Vienne (Autriche) 8-12 avril 2013

Carbonate slope gully system on the westside Great Bahama Bank

M. Principaud, T. Mulder, J. Borgomano, E. Ducassou, H. Gillet,
V. Hanquiez, V. Marieu, P. Sorriaux

CARBONATE SLOPE GULLY SYSTEM ON THE WESTSIDE GREAT BAHAMA BANK

*M. Principaud[1], T. Mulder[1], J. Borgomano[2], V. Marieu[1], E. Ducassou[1], L. Chabaud[1], V. Hanquiez[1], H. Gillet[1], and P. Sorriaux[2]

[1]UMR 5805 EPOC, Université de Bordeaux, France; [2]Total CSTJF, Pau, France

m.principaud@epoc.u-bordeaux1.fr

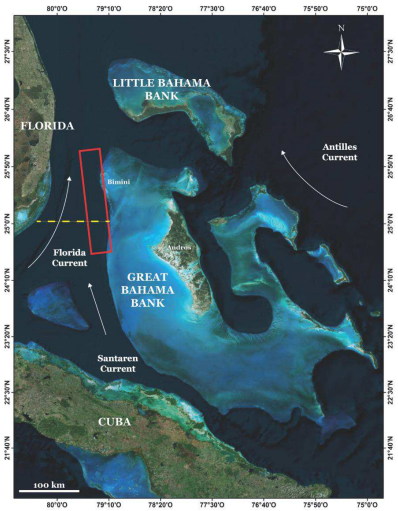
European Geosciences Union
General Assembly 2013
Vienna / Austria / 8 - 12 April 2013

INTRODUCTION

Gullies are commonly observed on submarine slopes along siliciclastic continental margins. They are generally short, straight, shallow channels with a depth that does not exceed a few tens of meters. They form on relatively steep slopes. They are important features for downslope sediment transfer from the outer continental shelf to the continental slope and rise. The western slope of the Great Bahama Bank is a carbonate sedimentary environment characterized by the presence of gullies that extend about 100 km from North to South along the carbonate platform.

Gullies can play an important role in the general evolution of the carbonate margin. This study provides a description of the alongslope and downslope evolution of gully morphology and distribution and their impact on slope sedimentation and evolution.

LOCATION AND DATA SET

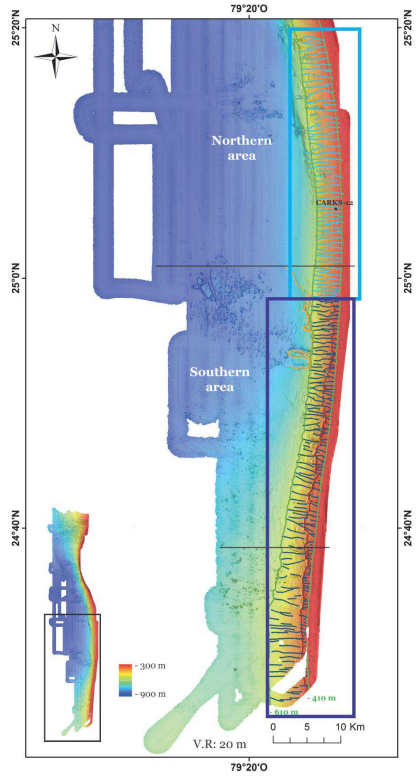


The **Bahama archipelago** is located in the West Atlantic tropical zone. It is constituted by shallow isolated carbonate platforms mostly controlled by interactions between atmosphere and ocean.

The study area is 180 km long and 30 km wide (red rectangle) and located east of the Florida Straigth, leeward of the Great Bahama Bank. It is characterized by fine-grained deposits. It is bathed by the Florida Current down to 700 m water depth.

The Leg 1 of the Carambar cruise (Nov. 1st-Nov. 15th, 2010 ; *Mulder & al, 2012*) on the R/V «Le Suroît» permitted to collect different types of data :
- Bathymetry (3064 km EM 302 navigation)
- 3064 m Very-High Resolution seismic profiles (CHIRP, 3.5 kHz)
- 17 Cores (5 to 10 m long) Küllenberg

MORPHOMETRIC ANALYSIS



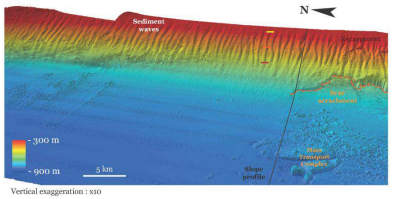
Gullies are observed on the upper slope (3°), between approximately 410 m and 610 m water depth, just downslope of small sediment waves.

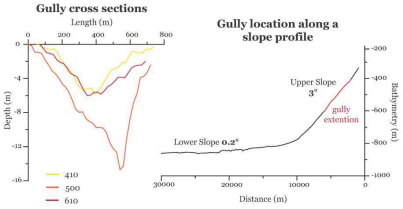
Morphometric analysis shows two distinct areas:
- The **Northern area** characterized by regularly-spaced gullies, generally linear, sub-parallel and with an average length of 4 km.
- The **Southern area** characterized by irregularly-shaped gullies that are usually truncated by a large 40 m-high N-S deformation escarpment.

Gullies have a longitudinal morphologic evolution. They are narrower, more incised and more asymmetric in their central part.

In the southern area, the escarpment generated a re-incision of gullies at about 455 m water depth.

NORTHERN AREA

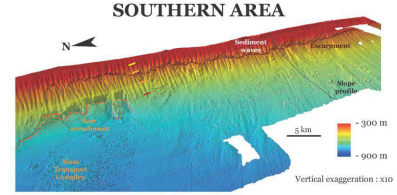


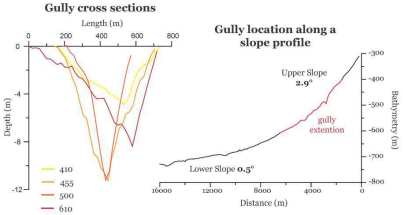


Gully morphology

	Water Depth	Width (m)	Depth (m)	Right slope (°)	Left slope (°)
Northern area	410 m	890	5,10	0,65	0,75
	455 m	756	5,23	0,98	0,75
	500 m	714	6,40	1,27	0,92
	555 m	737	7,14	1,23	0,93
	610 m	758	5,00	0,69	0,70

SOUTHERN AREA

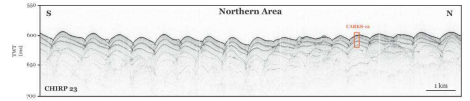


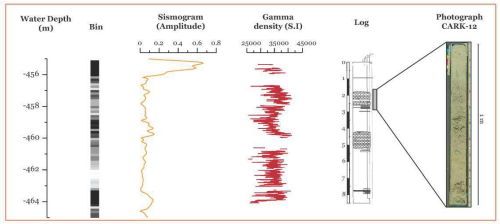


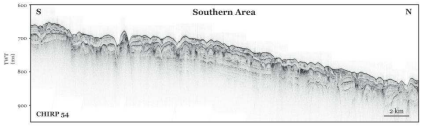
Gully morphology

	Water Depth	Width (m)	Depth (m)	Right slope (°)	Left slope (°)
Southern area	410 m	655	4,63	0,86	0,83
	455 m	668	8,82	1,87	1,54
	500 m	738	7,79	1,26	1,02
	555 m	758	5,42	1,01	0,79
	610 m	876	4,73	0,64	0,60

CORRELATION SEISMIC - CORES







Seismic data indicate two distinct zones of acoustic facies:
- **regularly-undulated** layered facies
- **irregularly-undulated** layered facies

Core data show an **alternation of mudstone and wackestone** which are correlated with transparent low-amplitude and high-amplitude echo-facies, respectively.

CONCLUSIONS

Synthesis of morphometric and seismic data indicate **two phases** of gully formation : **(1)** An **incision** phase by plunging of a non-buoyant surface plume generated by the reconcentration of the surface nepheloid layer similar to the «density cascading» described by *Wilson and Roberts (1995)* (Fig. 1). **(2)** A **draping** phase of pelagic fall-out resulting from surface advection (Fig. 1).

The **N-S morphologic evolution** of gullies depends largely on the presence of a large escarpment and a mass transport complex. Gully shape is perturbated in the southern area because of a general instability.

Maximum incision in the central part of the gullies seems to be related to the maximum erosion that occurs between 450 and 500 m of water depth because of the **concave-up shape of the bathymetric profile**. The **asymmetry** is likely the result of the S-to-N **Florida current activity** (Fig. 2).

Further research on which processes are involved in gully formation and multichannel seismic data will allow determining if there are preferential periods for their formation.

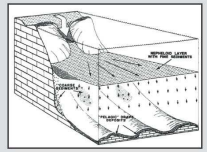


Figure 1: Schematic summary of a density cascading event (Wilson & Robert, 1995)

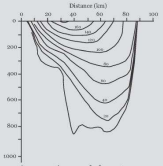


Figure 2: Cross-sections and downstream current velocity contours (cm/s) of the Florida Straits (yellow dotted line in «localisation and data set» section) (Richardson & al., 1969)

REFERENCES

Mulder T., Ducassou E., Eberli G. P., Hanquiez V., Principaud M., Kindler P., Gonthier E., Fournier F., Leonide P., Billeaud I., Marsset B., and Reijmer J. J., 2012, Morphology and sedimentary processes along the carbonate slope of Great Bahama Bank, Bahamas, 2012, *Geology*, Vol. 40, N°7, p. 603-606

Richardson W. S., Schmitz W. J. Jr., and Niiler P. P., 1969, The velocity structure of the Florida Current from the Straits of Florida to Cape Fear, *Deep-Sea Research*, Vol. 16, p. 225-231

Wilson P. A. and Roberts H. H, 1995, Density cascading: off-shelf sediment transport, evidence and implications, Bahama Banks, *Journal of Sedimentary Research*, Vol. A65, N°1, p. 45-56

RÉSUMÉ

Une analyse de données de sondeur multifaisceaux, de sondeur de sédiments (Chirp) et de sismique multitraces, présente la morphologie et la dynamique sédimentaire actuelle ainsi que l'évolution architecturale et stratigraphique du Néogène-Quaternaire opérant le long d'une marge *leeward*, au nord-ouest du *Great Bahama Bank*.

L'analyse morpho-bathymétrique révèle un talus dominé par de la boue aragonitique, et une grande variété de structures sédimentaires, liées à des processus hydrodynamiques diversifiés. Les courants de *density cascading* associés aux courants de marée et aux vents d'est représentent les mécanismes de transport sédimentaire dominant le long de la marge. La zone de Bimini présente localement un talus court et abrupt, stabilisé en bordure de plate-forme par une barrière récifale, ce qui limite l'export *off-bank* de sédiments.

L'architecture stratigraphique montre une évolution complexe du talus au cours du Néogène. La fin du Paléogène est marquée par un talus continu aggradant détaché de la plate-forme par un escarpement sur faille. Il passe à un système très peu incliné de type *slope-apron*, attaché à la plate-forme au Miocène et se termine par un système en accrétion fortement incliné au Pléistocène. Bien que les dépôts de talus soient dominés par de la boue, ils présentent des variations latérales rapides du Sud au Nord tout au long du Néogène (< 30 km) avec la mise en place de tabliers turbiditiques, de nappes de débrites, et de larges *Mass Transport Complexes*. Ces faciès interagissent depuis le Langhien avec le *Santaren Drift* qui s'étend et migre progressivement le long du talus jusqu'à aujourd'hui. Le maximum d'empiétement des contourites se produit au Pliocène supérieur et coïncide avec une réorganisation océanographique globale ainsi que des changements climatiques majeurs dans l'hémisphère nord liés à la fermeture de la *Central American Seaway*.

Mots clés : *Great Bahama Bank*, talus, carbonates gravitaires, drift contouritique, architecture stratigraphique, géomorphologie sismique, Néogène-Quaternaire.

ABSTRACT

An analysis of multi-beam echo sounder, sub-bottom profiler (Chirp) and multichannel seismic, highligths the present-day sedimentary dynamics and the Neogene-Quaternary architectural and stratigraphic evolution along the northwestern leeward margin of the Great Bahama Bank.

The morpho-bathymetric analysis reveals an aragonite mud-dominated slope, and a broad spectrum of sedimentary structures, related to various hydrodynamic processes. The density cascading currents associated with tidal currents and prevailing easterly winds correspond to the dominant transport mechanisms operating along the margin. The Bimini area displays a short and steep slope, stabilized at shelf edge by rimmed reefal barrier, which constrains the off-bank export of materials.

The stratigraphic architecture shows a complex evolution of the slope during the Neogene. The end of the Paleogene is marked by a continuous aggrading slope detached from the shelf by a fault escarpment. It passes into a low angle slope-apron attached to the platform in the Miocene, and ends with an accretionary system with a steepened slope in the Pleistocene. Although the slope deposits are mud-dominated, they show rapid lateral variations (< 30 km) from South to North throughout the Neogene with the establishment of turbidite aprons, debrite layers and large Mass Transport Complexes. These facies interact since the Langhian with the Santaren Drift which gradually extends and migrates along the slope until today. The maximum extent of the drift occurs during the upper Pliocene and coincides with a global oceanographic reorganization and major climate changes in the northern hemisphere, related to the closure of the Central American Seaway.

Keywords: Great Bahama Bank, slope, gravity-flow carbonates, contourite drift, stratigraphic architecture, seismic geomorphology, Neogene-Quaternary.