



HAL
open science

Modèle stratigraphique et processus sédimentaires au Quaternaire sur deux pentes carbonatées des Bahamas (leeward et windward)

Ludivine Chabaud

► **To cite this version:**

Ludivine Chabaud. Modèle stratigraphique et processus sédimentaires au Quaternaire sur deux pentes carbonatées des Bahamas (leeward et windward). Sciences de la Terre. Université de Bordeaux, 2016. Français. NNT : 2016BORD0106 . tel-01355583

HAL Id: tel-01355583

<https://theses.hal.science/tel-01355583>

Submitted on 23 Aug 2016

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

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

THÈSE PRÉSENTÉE
POUR OBTENIR LE GRADE DE
DOCTEUR DE
L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX

ÉCOLE DOCTORALE des Sciences et Environnements
SPÉCIALITÉ : Sédimentologie Marine

Par **Ludivine CHABAUD**

**Modèle stratigraphique et processus sédimentaires au
Quaternaire sur deux pentes carbonatées des Bahamas
(leeward et windward)**

Sous la direction de : Thierry Mulder

Soutenue le 06 juillet 2016

Membres du jury :

Mme VENNIN, Emmanuelle
M. REIJMER, John
Mme DUCASSOU, Emmanuelle
M. CONESA, Gilles
M. BORGOMANO, Jean
Mme POLI, Emmanuelle
M. MULDER, Thierry

Professeur, Université de Bourgogne
Professeur, VU University Amsterdam
Maître de conférence, Université de Bordeaux
Maître de conférence, Aix-Marseille Université
Professeur, Aix-Marseille Université
Ingénieur, TOTAL
Professeur, Université de Bordeaux

Président
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur
Examineur
Directeur de thèse

Cette étude présente une reconstruction du fonctionnement sédimentaire au Quaternaire de deux pentes carbonatées des Bahamas (*leeward* et *windward*). Elle est basée sur les analyses stratigraphique et sédimentaire de 34 carottes principalement collectées lors de la mission CARAMBAR (2010). Une étude stratigraphique à haute résolution a été développée à partir de plusieurs outils stratigraphiques, dont l'écostratigraphie basée sur les assemblages de foraminifères planctoniques qui a permis de dater l'ensemble des séquences sédimentaires en s'affranchissant des problèmes liés à la diagenèse précoce. L'analyse sédimentaire des carottages a permis de proposer une nouvelle classification des sédiments carbonatés meubles qui caractérise les fractions dominantes du sédiment au moment du dépôt. Elle permet notamment de discriminer les dépôts fins et d'identifier les processus de transport *off-bank*, les dépôts contouritiques, gravitaires ou légèrement diagenétisés. Les processus de transport *off-bank* permettent l'accumulation de boue carbonatée de plate-forme (aiguilles d'aragonite et silts) au niveau des pentes des Bahamas lorsque la plate-forme est ennoyée. Les derniers 4 ka cal BP, le MIS 5e et le début du MIS 11 sont les principales périodes d'accumulation sédimentaire au cours des derniers cycles climatiques. L'érosion intra-pente, l'action des courants de fond et les processus de diagenèse précoce ont également été mis en évidence. La pente *leeward* se caractérise par une sédimentation très importante (wackestone) alors que la pente *windward* a conservé sa morphologie pliocène avec localement des accumulations sédimentaires quaternaires de faible épaisseur (wackestone à packstone).

Mots clés : Pente carbonatée des Bahamas, *Little Bahama Bank*, *Great Bahama Bank*, écostratigraphie, péri-plate-forme drift, processus sédimentaires, Quaternaire

This study proposes a reconstruction of the quaternary sedimentary history of two Bahamian slopes (*leeward* and *windward*). This work is based on the stratigraphic and sedimentary analysis of 34 marine cores recovered mainly from the CARAMBAR oceanographic cruise (2010). A high-resolution stratigraphic study was conducted by coupling several tools including ecostratigraphy based on planktonic foraminifera assemblages, which allowed dating all sedimentary sequences despite early diagenesis processes. The sedimentary analysis of the marine cores proposes a new classification for carbonate sediment. It characterizes the dominant particle distributions at the time of deposition and allows for discriminating the fine sediments and for determining the depositional processes such as off-bank transport, contouritic or gravity deposits, and slightly altered sediment. Off-bank transport is the main process responsible for high-accumulation of platform carbonate ooze (aragonite needles and silt) on the Bahamian slopes. It predominates during major flooding of the platform, so during the last 4 ka cal BP, the MIS 5e and at the onset of the MIS 11. Intra-slope erosion, bottom currents, and early marine diagenesis processes have also been highlighted. The leeward slope is characterized by a high accumulation of wackestone sediment whereas the windward slope preserved its Pliocene morphology with local quaternary sediment accumulation (wackestone to packstone).

Keywords : Bahamas, carbonate slopes, peri-platform drift, ecostratigraphy, sedimentary processes, Quaternary, *Little Bahama Bank*, *Great Bahama Bank*

Remerciements

Je souhaite d'abord remercier mon directeur de thèse, Thierry Mulder, pour m'avoir lancé sur l'étude des pentes carbonatées des Bahamas. Notre première rencontre s'est déroulée en 2009, pendant mon master 1, où vous m'avez permis de participer, de manière volontaire, au terrain sur les flyshs du Pays Basque. Je garde en tête ce souvenir d'un professeur ultra motivé, prêt à tout pour faire découvrir le monde fascinant de la sédimentologie. Je tiens à vous remercier de m'avoir encadré pendant ma thèse mais également de m'avoir laissé une liberté dans mon travail, qui m'a permis de réaliser un véritable travail exploratoire. De même, je vous remercie de m'avoir permis de présenter mes travaux de thèse lors de nombreux congrès, de suivre différentes formations, et de participer à des excursions géologiques, dont nous sommes tant friants.

Je tiens également à remercier ma co-directrice de thèse, Emmanuelle Ducassou, pour m'avoir fait découvrir le monde des foraminifères planctoniques. Pour répondre à ta question, oui j'ai pris beaucoup plaisir à travailler avec ces faunes, et à développer ces écozones. Merci de m'avoir soutenu tout au long de ma thèse, de m'avoir laissé une liberté dans mon travail et de m'avoir remis sur le droit chemin quand nécessaire. Ton énergie et tes précieux conseils m'ont permis d'appréhender le monde de la sédimentologie et de la géologie marine.

Cette thèse n'aurait jamais été financée sans la confiance de Cécile Pabian-Goyheneche, je ne saurais te dire à quel point je te suis reconnaissante.

J'exprime également toute ma gratitude envers Emmanuelle Vennin et John Reijmer qui m'ont fait l'honneur d'être les deux rapporteurs de ma thèse. Je vous remercie pour la pertinence de vos commentaires qui m'ont permis d'améliorer mon travail et de prendre beaucoup de recul. Je tiens aussi à remercier en particulier John Reijmer pour ses commentaires pertinents lors de la rédaction des publications, pour son aide tout au long de ma thèse, et d'être resté fêter ma soutenance de thèse à la Guinguette.

Je tiens à remercier Emmanuelle Poli d'avoir examiné mon travail, et de m'avoir donné quelques conseils pertinents pour la présentation de la soutenance de thèse. Également un grand merci pour l'astuce pour lutter contre le décalage horraire, lors des prochains entretiens, je m'en rappellerai.

Je tiens également à remercier les collègues de Marseille, Jean borgomano et Gilles Conesa, avec qui j'ai beaucoup interagit tout au long de la thèse, et qui ont accepté d'examiner mon travail de thèse. Merci Jean, pour ces journées ouverture de carottes pendant lesquels votre expertise a permis de comprendre les problématiques associés aux dépôts de pente des Bahamas. Votre humour et votre caractère enthousiastique ont donné une touche particulière à ces réunions de travail. Merci Gilles, pour ces moments à travailler sur la détermination des bioclastes, pour ces échanges de mails fructueux et pour vos encouragements qui ont nourris en moi une source de motivation, presque intarissable. J'ai adoré travailler à vos côtés, et avoir de longues discussions sur les carbonates, la diagenèse et les organismes.

Merci à François Fournier et Philippe Léonide pour les conseils apportés sur l'analyse des lames minces et de la diagenèse. Un merci chaleureux à J.- P. Margerel pour votre initiation sur la reconnaissance des foraminifères benthiques, pour votre patience, et votre passion. Reposez en paix.

Je tiens à remercier Eric Lebraux de l'ICMCB pour avoir partagé ces connaissances avec moi sur la diffractométrie aux rayons X. De même, je remercie Alain Keffelec, du laboratoire PACEA, pour son aide avec le microscope RAMAN.

Au sein du laboratoire EPOC, je tiens à remercier l'ensemble des membres de l'équipe sédimento, en particulier les gérants du microgranulomètres laser : Gérard Chabaud, mon cousin lointain, Béatrice Cosson, et Marie-Claire Perello. Je tiens à remercier Vincent Hanquiez pour son aide avec le logiciel Arcgis, et les données sismiques de la mission CARAMBAR 1.5. J'espère que tu prendras soin de ta nouvelle bouture, de la lumière et de l'eau.. et un peu de terre feront l'affaire. Merci à Hervé Gillet, mon collègue lors de la mission CARAMBAR 1.5, dont la compagnie fut très agréable, et sa capacité à régler rapidement tous les problèmes est juste impressionnante ! Merci tout spécial à Sébastien Zaragosi, pour sa motivation, et aussi pour m'avoir prêté son super microscope !

Un grand merci à l'équipe de la plate-forme qui comprends Pascal Lebleu, Olivier Ther et Isabelle Billy. Votre aide, votre bonne humeur et votre motivation m'a permis d'apprécier ces longues journées d'ouverture de carottes, de description, et d'échantillonnage. Merci beaucoup !!

Je tiens à remercier l'ensemble de l'équipe paléo dont la bonne humeur et la motivation est si agréable. Un grand merci, en particulier Karine Charlier, pour son aide précieuse avec le spectromètre de masse, Bruno Malaizé pour l'interprétation des courbes isotopiques, Linda Rossignol, pour son aide quand je doutais dans la reconnaissance des espèces de foraminifères planctoniques, Frédérique Eynaud, pour sa bonne humeur et Muriel Georget pour son aide pour faire des frottis de différents types. Un grand merci à Jacques Giraudeau pour tous les analyses des acmés de coccolithophores. Je garder en tête votre patience et bonne humeur.

Je tiens à remercier Léa Keiser, Margot Joumes, Joanna Lapuyade, Guillaume Rapinat, Gaëlle McDermott, Camille Grimaldi pour leur motivation et énergie lors de leur stage d'été ou de master. Vous avez tous été d'une grande aide, et vous encadrer pendant ces mois de stage fut une agréable expérience. Je ne peux rentrer dans les détails, mais j'espère qu'on aura l'occasion de se revoir, et de partager de bons moments.. la vie est longue !

Je tiens à remercier l'ensemble des doctorants pour leur bonne humeur et leur soutien quand la motivation faiblie ! Un grand merci particulier à Salomé, ma collègue de bureau, mon maître d'art mais surtout amie.. Ne vous fiez pas aux apparences, elle est bien plus motivée que moi quand il faut aller courrir sous la pluie. On ne se perdra pas de vue Mselle la coupeuse de tête, ça c'est sûr !

Un grand merci au duo inséparable de Léa et Léo, je vous préviens les filles, j'ai encore une recette bizarre à vous faire découvrir.. un gâteau au chocolat très spécial ! Pas sûr que Léa aime, mais aucun que Léo voudra la recette !! Un grand merci à Mélanie Wary pour ces fous rires, il faut dire que le spectro est source de rires infinis.. On se revoit bientôt, et j'espère que toi aussi tu auras des recettes bizarres à nous faire partager. Merci à Charlie, Mélanie P., pour les discussions scientifiques et surtout les aprem Calycéo ! On s'en refait un quand tu veux d'ailleurs..

Un grand merci à Sophie, la seule à avoir été là du tout début, quand on était encore en master jusqu'à la fin ! (ça s'est jouée à pas grand-chose !). Merci à Damien d'avoir été mon collègue de bureau pendant quelques temps, je garderai en tête ta détermination et ta bonne humeur ! Loris, quel plaisir de te cotoyer dans ce couloir ... Pour ton info, je ne viens pas au labo en pyjama mais en tenue de sport !! Au plaisir de te revoir !!

Un merci spécial à Marjo qui est la personne la plus motivée que je connaisse, merci pour ta joie, cette balade le long de la Leyre et pr les futures randonnées qu'on va se faire !! Je sais que tu arriveras à obtenir tout ce que tout souhaites ! Un grand merci à Pierre, son acolyte de tous les jours, merci pour tes gâteaux au chocolat, qui resteront gravés dans ma mémoire ! Pour info, j'ai une super recette de gâteau au chocolat, mais il y a un ingrédient secret et très spécial !!

Un grand merci à Ana, mon ancienne collègue de bureau, tu n'es plus sur Bordeaux, mais toi-même tu sais on se retrouvera à Saint Môme ou ailleurs !

Lauren, je ne saurais te dire suffisamment merci pour tout ce que tu m'as apportées, tu es la personne la plus merveilleuse que je connaisse et je te souhaite tout le bonheur du monde à Maine. I won't forget anything.

Pour finir, je tiens à remercier ma famille donc ma mère Cathy, mon père Jojo, mon petit frère Steven, ainsi qu'Alaïs et Coco dont le soutien et les encouragements et pour toujours avoir été là quand j'en avais besoin. Un merci spécial à Marie-jo, pour ton soutien mais aussi pour la relecture du manuscrit, et tes corrections orthographiques tellement minutieuses. Merci à vous tous, je vous dédicace cette thèse.

Vis comme si tu devais mourir demain.
Apprends comme si tu devais toujours vivre.
Gandhi

INTRODUCTION	1
I. Problématique	2
II. Objectifs de l'étude	3
III. Organisation du mémoire	4
PARTIE A. SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE	5
CHAPITRE 1. LES SYSTEMES CARBONATES	7
I. Cycle du carbone océanique	9
II. Chimie de l'eau et minéraux carbonatés	12
III. Les principales particules carbonatées modernes et les paramètres de contrôle sur la production carbonatée	14
III.1. Les usines à carbonates	14
III.2. Les particules biogènes	16
III.2.1. Les particules squelettiques	16
III.2.2. Les particules non squelettiques	19
III.3. La micrite : particule carbonatée aux origines diverses	20
III.4. Paramètres de contrôle, minéralogie et chimie de la boue carbonatée	23
IV. Géométrie des plates-formes carbonatées et environnements sédimentaires.....	25
V. Les processus de transport des sédiments carbonatés	26
V.1. Les processus gravitaires	27
V.1.1. Les glissements en masse.....	27
V.1.2. Les écoulements gravitaires	27
V.1.3. Evolution des processus gravitaires.....	32
V.2. Les contourites.....	33
V.3. Les vitesses de décantation et de transport et distance de transport ...	37
VI. Diagenèse marine des systèmes carbonatés.....	40
VI.1. Les environnements diagénétiques carbonatés	40
VI.2. Structure et formation des ciments submicrocristallins	42
VII. Terminologie et classification des sédiments carbonatés	43
VII.1. Terminologie des sédiments carbonatés	43
VII.2. Classification des sédiments et roches carbonatés	44

CHAPITRE 2. LES PLATES-FORMES CARBONATEES DU GBB ET DU LBB47

I.	Contexte géographique et océanique.....	49
II.	Contexte climatique.....	52
III.	Contexte tectonique et géologique des Bahamas.....	55
III.1.	Evolution géodynamique et sédimentaire à l'échelle régionale.....	55
III.2.	Evolution de la plateforme du GBB.....	57
III.3.	Evolution paléo-océanographique.....	59
IV.	Contexte sédimentologique et processus de transport.....	61
IV.1.	Description des plates-formes du LBB et du GBB.....	61
IV.1.1.	Bathymétrie du LBB et du GBB.....	61
IV.1.2.	Faciès sédimentaires du LBB et du GBB.....	61
IV.1.3.	Géométrie et corps sédimentaires.....	65
IV.2.	Les marges et le transport vers le bassin profond.....	72
IV.2.1.	Marges favorisant les processus de transport vers la plate-forme.	72
IV.2.2.	Marges favorisant les processus de transport vers le bassin.....	73
IV.2.3.	Facteurs et capacité de transport des processus <i>off-bank</i>	75
IV.3.	Les environnements de pente.....	78
IV.3.1.	Morphologie de la pente.....	78
IV.3.2.	Variabilité spatiale de la sédimentation de la pente.....	81
IV.3.3.	Variabilité temporelle de la sédimentation de la pente.....	84
CHAPITRE 3. MATERIEL ET METHODES.....		87
I.	Les données de la campagne CARAMBAR.....	89
I.1.	Les outils d'investigation acoustique.....	89
I.2.	Les carottages.....	89
II.	Les méthodes d'analyse des carottages.....	92
II.1.	Les méthodes sédimentologiques.....	92
II.1.1.	Description visuelle et photographie.....	92
II.1.2.	Spectrophotocolorimétrie.....	92
II.1.3.	Radioscopie rX (SCOPIX).....	92
II.1.4.	Mesures XRF.....	93
II.1.5.	Diffraction des rayons X.....	94
II.1.6.	Teneur en carbonates.....	94
II.1.7.	Analyses des éléments traces métalliques.....	95
II.1.8.	Taille des grains (granulométrie).....	95
II.1.9.	Lames minces indurées.....	96
II.1.10.	Analyse des constituants.....	96

III.	Les méthodes stratigraphiques	97
III.1.	Stratigraphie isotopique	97
III.1.1.	Mesures radiocarbone sur les tests de foraminifères planctoniques	97
III.1.2.	Principe du $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$	98
III.1.3.	Mesures d'isotopes stables de l'oxygène sur les tests de foraminifères planctoniques	98
III.2.	Biostratigraphie et écostratigraphie : analyse des microfaunes calcaires 100	
III.2.1.	Assemblages des nannofossiles calcaires	100
III.2.2.	Assemblages des foraminifères planctoniques.....	101
III.3.	Le signal du strontium.....	107

PARTIE B. RESULTATS 109

CHAPITRE 1. Stratigraphie des sédiments marins des Bahamas 111

I.	Mesures isotopiques de l'oxygène : $\delta^{18}\text{O}$	115
II.	Les datations ^{14}C	118
III.	L'activité du $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$	122
IV.	Le signal du strontium	124
IV.1.	Le signal brut du strontium	124
IV.2.	Le rapport Sr/Ca	128
V.	Lithostratigraphie : les niveaux riches en argiles de la pente nord du LBB	135
VI.	Biostratigraphie basée sur les assemblages de coccolithophores	139
VII.	Ecostratigraphie basée sur les assemblages de foraminifères planctoniques.....	141
VII.1.	Ecostratigraphie du dernier cycle climatique (MIS 1- 4) sur les pentes du GBB	142
VII.2.	Ecostratigraphie des 5 derniers cycles climatiques (MIS 1 à 11) sur les pentes du LBB	147
VII.3.	Application des trames écostratigraphiques aux autres carottes	155

CHAPITRE 2. LES FACIES SEDIMENTAIRES 165

PARTIE C. DISCUSSION 189

CHAPITRE 1. Le drift de péri-plate-forme du LBB 191

CHAPITRE 2. Processus sédimentaires sur une pente exposée aux vents dominants et entaillée de canyons (pente nord du LBB) 213

I. Evolution des taux de sédimentation au cours du temps sur la pente nord du LBB	216
II. Processus sédimentaires sur la pente nord du LBB	219
II.1. Pentes moyenne à inférieure : CARKS-22, CARKS-23 et CARKS-33	219
II.1.1. Contextes spatial et morpho-sédimentaire des carottes	219
II.1.2. Processus sédimentaires liés au remplissage du glissement 1	223
II.1.3. Processus sédimentaires sur la pente inférieure	226
II.2. Transect canyon 4-lobe: CARKS-24, CARKS-30, CARKS-31, CARKS-32 et CARGC-25B	230
II.2.1. Contextes spatial et morpho-sédimentaire des carottes	230
II.2.2. Processus sédimentaires dans la zone proximale du canyon n°4 ..	235
II.2.3. Processus sédimentaires dans les sillons distributaires	238
II.2.4. Processus sédimentaires dans la partie distale de la pente inférieure	242
II.3. Terrasses des canyons de la pente moyenne : CARKS-24, CARKS-25, CARKS-27, et CARKS-28	249
II.3.1. Contextes spatial et morpho-sédimentaire des carottes	249
II.3.2. Processus sédimentaires dans la terrasse située entre les canyons n° 6 et 7	254
II.3.3. Processus sédimentaires sur les terrasses des canyons n°11-12 et n°14	257
II.4. Interfluves de la pente supérieure : CARKS-26 et CARKS-29	263
II.4.1. Contextes spatial et morpho-sédimentaire des carottes	263
II.4.2. Processus sédimentaires sur la pente supérieure	263
III. Synthèse des processus sédimentaires sur la pente nord du LBB au cours des derniers 424 ka	269
III.1. Période actuelle (0-4,4 ka cal BP = ennoisement maximal de la plate-forme pendant le MIS 1)	269
III.1.1. Les sédiments de pente et de la plate-forme du LBB	269
III.1.2. Production et exportation de la boue aragonitique (<63 µm) ...	272
III.1.3. Comparaison est-ouest de la pente nord du LBB	274
III.1.4. Influence du courant des Antilles	276
III.1.5. Comparaison avec les autres périodes d'ennoisement maximal de la plate-forme : MIS 5e et début du MIS 11	277

III.2.	Processus et source sédimentaires pendant les périodes interglaciaires sans ennoisement majeur de la plate-forme	277
III.3.	Processus et source sédimentaires pendant les terminaisons post MBE	279
III.4.	Processus et source sédimentaires pendant les périodes glaciaires	280
III.4.1.	La dernière période glaciaire (MIS 2-4)	280
III.4.2.	Comparaison avec les périodes glaciaires précédentes.....	281

CHAPITRE 3. Processus sédimentaires sur une pente sous le vent (pente ouest du GBB) **285**

I.	Evolution des taux de sédimentation au cours du temps sur la pente ouest du GBB	288
II.	Processus sédimentaires sur la pente ouest du GBB.....	291
II.1.	Transect Ravine - Chenal - Levée - lobe : CARKS-08, CARKS-07, CARKS-06, CARKS-03, CARKS-02 et CARKS-01	291
II.1.1.	Contextes spatial et morpho-sédimentaire des carottes	291
II.1.2.	Processus sédimentaires de la ravine au système chenal-levée	298
II.1.3.	Processus sédimentaires liés au remplissage du lobe.....	307
II.2.	Transect du remplissage de la cicatrice du MTC jusqu'aux blocs : CARKS-09, CARKS-05, et CARKS-04	314
II.2.1.	Contextes spatial et morpho-sédimentaire des carottes	314
II.2.2.	Les dépôts du remplissage de la cicatrice du MTC jusqu'au bloc ...	318
II.3.	Transect Ravine - Pente inférieure : CARKS-12, CARKS-11 et CARKS-10	326
II.3.1.	Contextes spatial et morpho-sédimentaire des carottes	326
II.3.2.	Processus sédimentaires au niveau des ravines et de la pente inférieure	330
II.4.	Transect Pente – Pockmark : CARKS-13 et CARKS-14.....	335
II.4.1.	Contextes spatial et morpho-sédimentaire des carottes	335
II.4.2.	Processus sédimentaires au niveau de la pente et du pockmark ...	338
II.5.	Dépôt de la pente moyenne au nord de Bimini	343
II.5.1.	Contextes spatial et morpho-sédimentaire de la carotte	343
II.5.2.	Processus sédimentaires de la pente moyenne au nord de Bimini.	343
III.	Synthèse à l'échelle de la pente ouest du GBB	347
III.1.	Période actuelle (0-6 ka cal BP = ennoisement de la plate-forme pendant le MIS 1)	347
III.1.1.	Les sédiments de la pente occidentale du GBB	347

III.1.2.	Les sédiments de la plate-forme du GBB et exportation.....	351
III.1.3.	Influence du courant de Floride	354
III.1.4.	Comparaison avec la période d'enneigement maximal précédente (MIS 5e)	355
III.2.	Comparaison avec les périodes sans enneigement majeur	356
III.2.1.	MIS 1 (6 - 14 ka cal BP).....	356
III.2.2.	MIS 5a-d (71 - 115 ka cal BP)	356
III.2.3.	MIS 7 (191-243 ka cal BP) et MIS 9 (300-337 ka cal BP).....	359
III.2.4.	Périodes glaciaires	359
III.3.	Modèle de dépôt de la pente ouest du GBB et lien avec le fonctionnement d'un système chenal-levée	360
Synthèse, conclusions et perspectives		363
I.	Synthèse des résultats principaux.....	365
II.	Comparaison des processus sédimentaires entre la pente occidentale du GBB (<i>leeward</i>) et la pente septentrionale du LBB (<i>windward</i>)	368
II.1.	Erosion intra-pente et héritage néogène (Pliocène).....	368
II.2.	L'action du courant de Floride et du courant des Antilles.....	370
II.3.	Les processus <i>off-bank</i> et la diagenèse précoce sur les pentes <i>windward</i> et <i>leeward</i> au Quaternaire	372
III.	Perspectives.....	374
III.1.	Etude de l'uppermost slope	374
III.2.	Etude de la partie distale des systèmes carbonatés bahamiens	375
III.3.	Lithologie et stratigraphie.....	375
Références bibliographiques		377
Annexes		405
Annexe1		407
Annexe 2		411
Annexe 3		415

INTRODUCTION

I. Problématique

La connaissance des systèmes sédimentaires profonds actuels est principalement fondée sur des exemples de systèmes silicoclastiques essentiellement situés sur les marges passives. Ces systèmes correspondent à la zone de dépôt des sédiments issus de l'érosion continentale et transportés ensuite jusqu'à l'embouchure. Contrairement aux marges continentales, les plates-formes carbonatées représentent un environnement particulier où l'essentiel de la production sédimentaire est d'origine biogène.

Ces plates-formes carbonatées ont pu être très fréquentes et particulièrement étendues dans le passé, notamment entre il y a 200 et 300 millions d'années. A l'Actuel, seules quelques plates-formes sont carbonatées, mais la plupart sont soit rattachées à un continent, soit liées à des îles volcaniques. **Les seules plates-formes carbonatées isolées actuelles sont celles des Bahamas.**

Les environnements sédimentaires sur les plates-formes carbonatées des Bahamas sont très bien décrits dans la littérature (e.g. Purdy, 1963b ; Enos, 1974 ; Reijmer et al., 2009 ; Harris et al., 2014). Plusieurs études sur les environnements de pente ont permis de définir les premiers modèles concernant les processus de transfert de sédiment depuis la plate-forme vers le bassin (Schlager, 2005). Ainsi, contrairement aux systèmes silicoclastiques, c'est en période de haut niveau marin que la production carbonatée est maximale en domaine carbonaté. Ce type de fonctionnement est décrit par le modèle de *highstand shedding* (Droxler et Schlager, 1985 ; Schlager et al., 1994).

La majorité des études concernant les pentes carbonatées des Bahamas concerne les analyses sédimentaires et sismiques des puits ODP Leg 101 (Austin et al., 1986), ODP Leg 166 (Eberli et al., 1997). Ces études ont permis de caractériser les différents éléments architecturaux (drifts contouritiques, canyons, ravines, chenaux, lobes) ainsi que les faciès sédimentaires déposés depuis le haut de pente jusqu'au bassin. La compréhension des processus sédimentaires agissant sur ces pentes a mis en évidence le rôle des variations eustatiques et des courants marins. Les dépôts les plus anciens remontent jusqu'au Mésozoïque (Albien, 112-115 Ma). La résolution stratigraphique obtenue est de l'ordre de plusieurs millions d'années pour les sédiments les plus récents.

D'autres études se sont concentrées sur l'analyse des sédiments récents de surface et sub-surface sur les pentes carbonatées des Bahamas, sans nécessairement contraindre l'âge des dépôts observés (e.g. Schlager et James, 1978 ; Heath et Mullins, 1984 ; Mullins et al., 1984). Les analyses sédimentaire et stratigraphique de sédiments récents n'ont été réalisées que sur quelques carottes (e.g. Lantzsh et al., 2007 ; Roth et Reijmer, 2008, 2009 ; Jorry et al., 2010 ; Reijmer et al., 2012).

Le manque de contrôle temporel sur la formation des différents dépôts sédimentaires combiné au manque de synthèse entre les différentes études ne permet pas de contraindre les facteurs de contrôle ni l'évolution spatio-temporelle des dépôts et des processus hydrodynamiques influençant les pentes des Bahamas. Ainsi, jusqu'à présent, le fonctionnement détaillé de l'ensemble des processus hydrodynamiques (érosion, transport et sédimentation), depuis les plates-formes des Bahamas jusqu'au bassin, reste difficile à définir.

II. Objectifs de l'étude

Ce travail correspond à la première véritable étude détaillée d'une pente carbonatée actuelle utilisant plusieurs outils modernes d'analyse des fonds marins, qu'il s'agisse de systèmes acoustiques ou de carottage. La campagne CARAMBAR (2010) visait à étudier un système de pentes carbonatées à partir d'une étude morphobathymétrique (sondeur multifaisceaux), géométrique (données sismiques haute résolution et très haute résolution) et des processus sédimentaires (carottages). Deux zones ont été ciblées: la pente occidentale *leeward* du Grand Banc des Bahamas (GBB) et la pente septentrionale *windward* du Petit Banc des Bahamas (LBB).

Cette étude est issue de la collaboration internationale entre plusieurs universités : les universités de Bordeaux, Miami, Amsterdam, Genève, Aix- Marseille et Rennes, ainsi que le groupe pétrolier TOTAL. Ce travail de thèse a été financé par l'entreprise TOTAL et a été réalisé au sein de l'Unité Mixte de Recherche UMR-5805 EPOC (Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux) de l'Université de Bordeaux. Cette étude a été soutenue par le programme INSU Action Marges.

Ce travail de thèse inclut les 32 carottages Küllenbergl, les données de sismique THR et les données bathymétriques collectées lors de la mission CARAMBAR. Les données acoustiques ont été interprétées lors de deux thèses précédentes (Principaud, 2015 ; Tournadour, 2015). Des données supplémentaires, incluant quelques bennes et carottages, issues de la mission CARAMBAR 1.5 (2014) et BACAR 3 ont été ajoutées dans le set de données.

Les objectifs de ce travail sont :

- (1) de décrire les différents dépôts sédimentaires des deux différents types de pentes *leeward* et *windward* et de les interpréter en termes de processus sédimentaires ;
- (2) de définir un cadre chrono-stratigraphique robuste à l'échelle des deux types de pentes à l'aide de plusieurs méthodes et outils stratigraphiques ;
- (3) de définir les environnements de dépôt des carottages grâce aux données bathymétriques et sismiques THR ;
- (4) de déterminer quelles sont les particules les plus exportées depuis la plate-forme ? à quelle fréquence et dans quelles périodes de temps l'export depuis la plate-forme est prédominant ?
- (5) de comprendre l'évolution des dépôts sédimentaires au cours des cinq derniers cycles climatiques (~424 ka) pour la pente nord du LBB et au cours du dernier cycle climatique (~71 ka) pour la pente ouest du GBB ;
- (6) de comparer les processus hydrodynamiques dominants entre la pente *windward* (nord du LBB) et la pente *leeward* (ouest du GBB) et de les mettre en lien avec la morphologie et la sédimentologie de la plate-forme.

III. Organisation du mémoire

Ce manuscrit est organisé en 3 parties et 8 chapitres.

La première partie (**Partie A**) présente le contexte scientifique de l'étude et comprend trois chapitres. Le **Chapitre 1** est une synthèse bibliographique non exhaustive des concepts généraux associés aux systèmes sédimentaires profonds et en particulier aux environnements carbonatés. Le **Chapitre 2** présente le cadre régional des plates-formes du LBB et du GBB. Le **Chapitre 3** décrit les types de données, leur mode d'acquisition, ainsi que les méthodes mises en œuvre pour leur analyse.

La deuxième partie (**Partie B**) correspond à la présentation des résultats et se subdivise deux chapitres. Le **Chapitre 1** décrit les modèles stratigraphiques développés pendant les derniers 424 ka sur la pente nord du LBB et pendant les derniers 71 ka sur la pente ouest du GBB. Le **Chapitre 2** correspond à la description et à la classification des faciès sédimentaires des sédiments récents de pente carbonatée. Ce chapitre est présenté sous la forme d'un article soumis au *Journal of Sedimentary Research*.

La troisième partie (**Partie C**) correspond à la discussion des différents résultats et comprend trois chapitres. Le **Chapitre 1** présente l'analyse intégrée de la morphologie, de la sédimentologie et de l'évolution temporelle et spatiale des dépôts sédimentaires du drift de péri-plate-forme du LBB. Ce chapitre est présenté sous la forme d'un article scientifique publié en 2015 dans le volume spécial de *Marine Geology* intitulé : « The contourite log-book: significance for palaeoceanography, ecosystems and slope instability » de David Van Rooij, D. Calvin Campbell, Andres Rueggeberg, et Anna Wahlin. Le **Chapitre 2** présente l'analyse intégrée de la morphologie, de la sédimentologie et de l'évolution spatio-temporelle des dépôts sédimentaires situés sur la pente nord du LBB dans la zone entaillée par des canyons. Le **Chapitre 3** présente l'analyse intégrée de la morphologie, la sédimentologie et de l'évolution spatio-temporelle des dépôts sédimentaires de la pente ouest du GBB.

Le manuscrit se termine par une conclusion qui synthétise les résultats majeurs issus de ce travail. De nouvelles perspectives de recherche sont proposées, notamment sur les processus de transport depuis la production de certaines particules sur la plate-forme carbonatée jusqu'à leur dépôt dans l'*ultra-deep offshore*, entre 4500 et 5000 m de bathymétrie.

PARTIE A. SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE

CHAPITRE 1. LES SYSTEMES CARBONATES

Illustration d'un système carbonaté ancien: exemple de la Céüse près de Digne (crédit S. Ferry et D. Grosheny)



I. Cycle du carbone océanique

Le carbone (C) est un élément chimique abondant sur Terre que l'on rencontre dans quatre environnements différents, appelés réservoirs : la lithosphère, l'hydrosphère, l'atmosphère et la biosphère. Le cycle du carbone comprend l'ensemble des échanges de carbone entre ces différents réservoirs (CNRS, 2016). Le carbone est principalement présent dans la lithosphère, partie superficielle de la Terre, sous forme de CaCO_3 (80×10^6 Gt), dont une part non négligeable (27×10^3 Gt) est stockée dans la matière organique fossile (charbon, pétrole, gaz). Le carbone est également présent dans l'hydrosphère (39×10^3 Gt), sous forme de dioxyde de carbone (CO_2) dissous (HCO_3^- et CO_3^{2-}). La quantité de carbone au sein de la biosphère est estimée à 3200 Gt. Contrairement à ce qu'on pourrait penser, le carbone est très peu présent dans l'atmosphère (770 Gt). Le cycle du carbone océanique comprend les processus impliqués dans la distribution du dioxyde de carbone dans le domaine marin, et l'accumulation du carbone sous forme de carbonate de calcium (CaCO_3) dans les fonds marins (Figure 1-1). Ce cycle est synthétisé ci-dessous à partir de plusieurs études (Morse et Mackenzie, 1990 ; Thomas, 2003 ; Arnaud Vanneau, 2004).

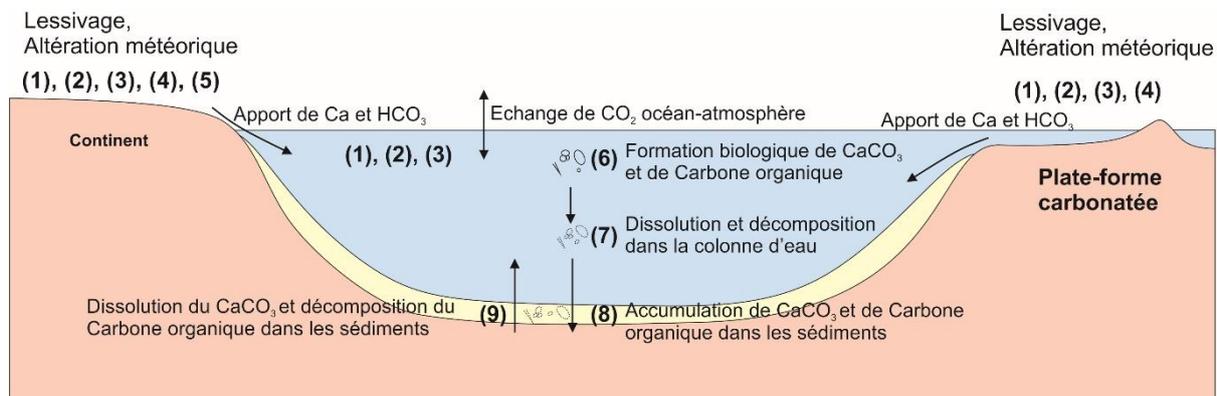
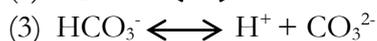


Figure 1-1: Modèle simplifié des quatre paramètres majeurs du carbone dans l'océan (modifié d'après Morse et Mackenzie, 1990).

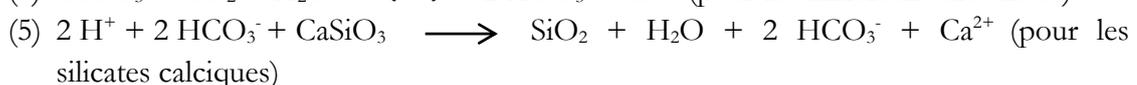
En domaine océanique ou continental, le dioxyde de carbone atmosphérique se dissout facilement dans l'eau, et va former un acide carbonique selon l'équilibre :



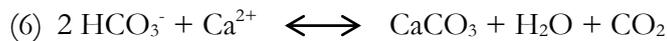
En solution aqueuse, l'acide carbonique peut se dissocier deux fois dans l'eau en ions bicarbonates (HCO_3^-) et en ions carbonates (CO_3^{2-}) selon les équations :



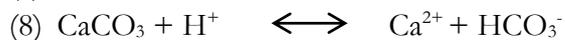
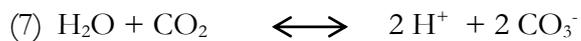
En domaine continental ou de plate-forme carbonatée, l'altération météorique va affecter les minéraux de surface tels que les silicates calciques (plagioclase calcique, pyroxène, amphibole, wollastonite) ou des carbonates et ainsi permettre la libération de calcium sous forme soluble (Ca^{2+}) dans l'eau selon les équations suivantes :



Le calcium dissous est ensuite transféré vers le domaine marin où il va être utilisé par les organismes vivants pour sécréter leur squelette, leur test ou leur coquille calcaire. La précipitation du carbonate de calcium s'exprime selon l'équilibre suivant :



Au final, une molécule de CO_2 par molécule de CaCO_3 est stockée dans l'organisme vivant. Après sa mort, la partie minérale de l'organisme va sédimenter, et la matière organique va se décomposer dans la colonne d'eau et sur le fond marin si l'enfouissement n'est pas rapide. La dégradation de la matière organique libère du CO_2 dans les eaux océaniques profondes naturellement sous-saturées en ions carbonates (Morse et Mackenzie, 1990 ; Tucker and Wright, 1990). Ces deux paramètres favorisent la dissolution partielle ou complète des squelettes et des coquilles des organismes carbonatés selon les équations suivantes :



Seule une petite fraction de la quantité initiale de carbonate de calcium produite va s'accumuler de façon permanente dans les dépôts sédimentaires (8). Par la suite, les phénomènes physico-chimiques de la diagénèse (précoce puis tardive) vont transformer le sédiment en roche. Cette étape implique une phase de dissolution et de cimentation des squelettes ou des coquilles carbonatés (9). Cette notion sera plus détaillée dans le paragraphe VI.

En conclusion, le sens de tous ces équilibres chimiques va être fortement influencé par la quantité de CO_2 dissous dans les eaux marines : une augmentation de CO_2 dissous favorise la dissolution. Cette quantité dépend principalement des échanges de CO_2 à l'interface océan-atmosphère, de l'activité biologique, de la circulation océanique, de la température, de la salinité et de la profondeur du fond marin. Deux limites importantes ont été définies : la lysocline et la profondeur de compensation ; leur valeur de profondeur varient en fonction du minéral concerné mais également du bassin océanique (ici aragonite, calcite ou calcite fortement magnésienne).

- La lysocline correspond à la profondeur à partir de laquelle les premiers indices de dissolution des squelettes ou coquilles carbonatées sont observés (Berger, 1975 ; Broecker et Peng, 1982). En-dessous de la lysocline, la forte augmentation de la solubilité des carbonates induit une moins bonne préservation des squelettes ou des coquilles carbonatées dans les dépôts sédimentaires (Peterson, 1966 ; Berger, 1968 ; Parker et Berger, 1971). Dans l'océan moderne, la profondeur de la lysocline pour la calcite est d'environ 4 à 4,5 km de profondeur dans l'Atlantique et d'environ 3,5 km dans l'océan Pacifique (Broecker et Peng, 1982 ; Feely et al., 2004 ; Figure 1-2). Dans les Bahamas, la valeur de la lysocline a été estimée pour la calcite fortement magnésienne entre 9 et 1,5 km et à près de 4 km de profondeur pour l'aragonite (Droxler et al., 1988). La lysocline pour l'aragonite est beaucoup plus profonde au niveau des Bahamas que dans l'océan atlantique central où elle est située entre 2800 et 3200 m (Berner et al., 1976).

- La profondeur de compensation est une surface qui correspond à la profondeur à partir de laquelle tous les carbonates sont dissous, empêchant ainsi leur accumulation (Murray et Renard, 1891 ; Bramlette, 1961). La profondeur de compensation de la calcite (CCD) varie d'un bassin océanique à l'autre, et se situe entre 4,5 km et 5,5 km dans l'Atlantique Nord (Seibold et Berger, 1996). La profondeur de compensation de l'aragonite (ACD) est la limite caractérisant la disparition des ptéropodes dans les dépôts sédimentaires (Berger, 1978). Dans les Bahamas, la profondeur de compensation de l'aragonite et de la calcite fortement magnésienne ont été extrapolées respectivement entre 5 et 5,2 km et entre 3,7 et 4 km (Droxler et al., 1988).

La distribution de la quantité de carbonates de calcium dans les dépôts sédimentaires a été estimée dans l'Atlantique Nord (Biscaye et al., 1976 ; Figure 1-2). L'accumulation de carbonates est principalement dépendante de la profondeur d'eau, et deux limites ont été définies : les lysoclines et les limites de compensation des carbonates. Ces deux limites vont être influencées par la productivité de surface, la dissolution (dépendant du degré de saturation) et la dilution par sédiments non carbonatés (biogénique, terrigène ou volcanoclastique) et du minéral concerné. Autour de 4000/5000 m de profondeur, une diminution importante dans le pourcentage de carbonates est observée et correspond à la profondeur de compensation de la calcite (CCD ; Biscaye et al., 1976). La caractéristique principale est la ride médio-atlantique dont la topographie s'élève au-dessus de la CCD permettant l'accumulation de carbonates en quantité importante (> 75 % CaCO_3).

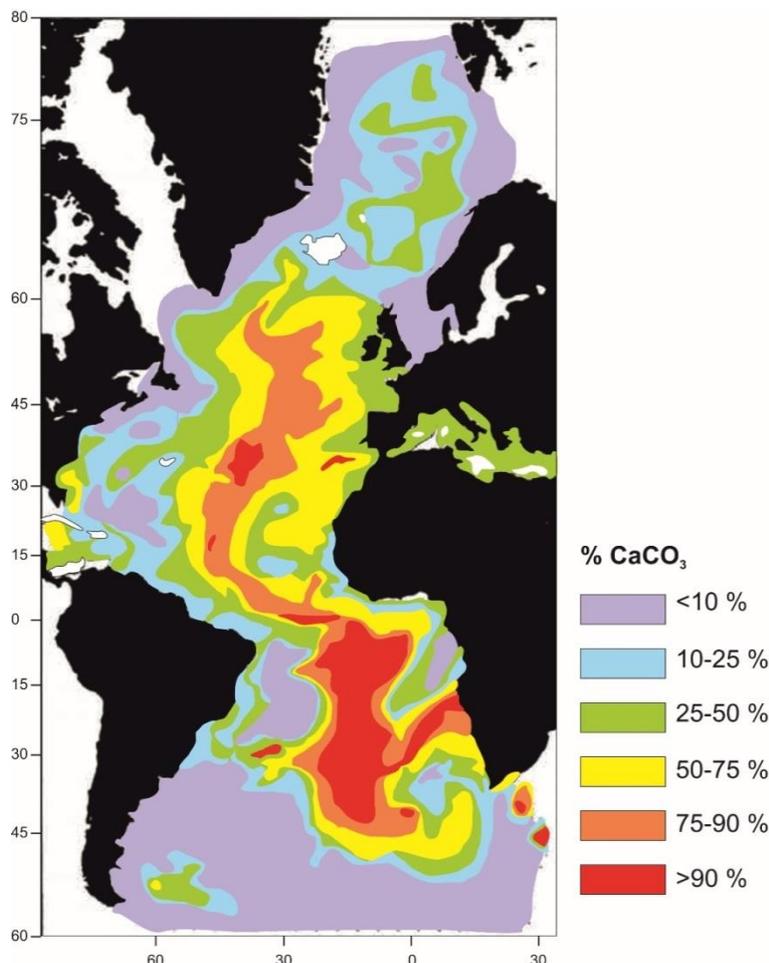


Figure 1-2: Distribution de la quantité de carbonate (CaCO_3) en pourcentage (%) dans les dépôts sédimentaires de l'océan Atlantique (modifié d'après Biscaye et al., 1976).

II. Chimie de l'eau et minéraux carbonatés

La salinité moyenne de l'eau de mer est de 35 mais varie d'une zone océanique à l'autre (Figure 1-31-4). L'eau de mer contient des sels dissous sous forme ionique (cations et anions) des différents éléments majeurs, mineurs ou traces existants dans la nature. A eux seuls, le sodium (sous forme Na^+), le calcium (sous forme Ca^{2+}), le magnésium (sous forme Mg^{2+}), le strontium (sous forme Sr^{2+}), le potassium (sous forme K^+), le chlorure (sous forme Cl^-), le bromure (sous forme Br^-), le carbone (sous forme CO_3^{2-} ou HCO_3^-), et le sulfure (sous forme SO_4^{2-}) représentent 99,9% du total des sels dissous dans l'eau de mer (Milliman, 1974 ; Bathurst, 1975). Les ions prédominants vont préférentiellement s'incorporer dans la composition chimique des coquilles et des squelettes des organismes carbonatés marins (Morrison et Brand, 1986). Plusieurs paramètres vont influencer l'incorporation de ces ions, comme la salinité, la température, la quantité d'oxygène dissous, les concentrations des différents ions dans l'eau de mer mais également la minéralogie du squelette et l'activité métabolique de l'organisme (Morrison et Brand, 1986).

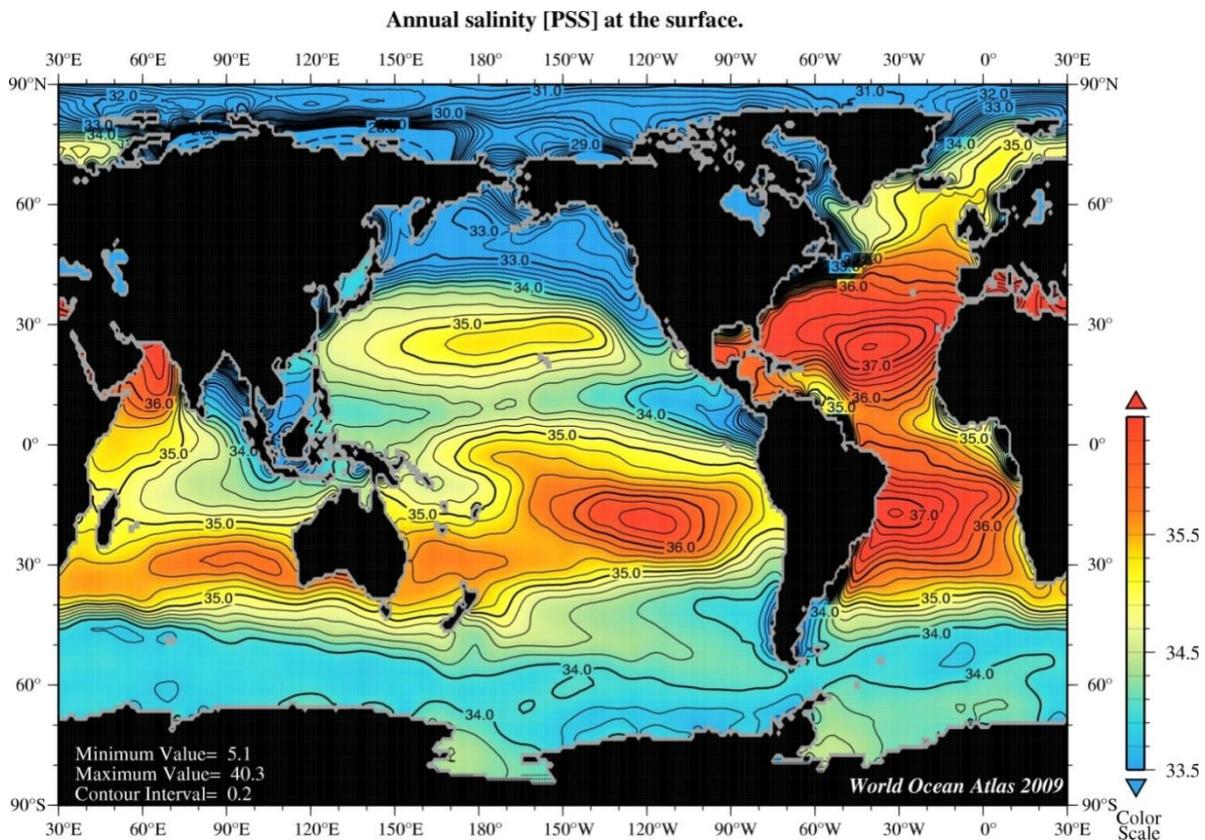


Figure 1-3: Salinité annuelle moyenne de surface à l'échelle mondiale (Antonov et al., 2010).

Tous les minéraux carbonatés ont une structure qui s'organise autour de l'ion carbonate CO_3^{2-} . La plupart d'entre eux cristallisent dans le système rhomboédrique, sauf l'aragonite et la strontianite qui cristallisent dans le système orthorhombique (Bridge et Demicco, 2008) et la vaterite qui cristallise dans le système hexagonal (Carrio-Schaffhauser, 2004 ; Fig. 1-5). Les principaux minéraux carbonatés présents dans les environnements sédimentaires sont l'aragonite, la calcite et la dolomite (Schlager, 2005). Leur formule chimique peut varier de la composition théorique en intégrant d'autres ions présents dans l'eau de mer tels que les cations suivants : Ca^{2+} , Mg^{2+} , Ba^{2+} , Fe^{2+} , Pb^{2+} , Sr^{2+} , Zn^{2+} , Mn^{2+} (Tableau 1 **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). Les substitutions ioniques vont être principalement contrôlées par la taille et la charge des ions. La

forme orthorhombique de la structure cristalline de l'aragonite confère un espace plus grand à l'atome de calcium que dans la forme rhomboédrique (Carrio-Schaffhauser, 2004). Ainsi les cations à petit rayon ionique comme le magnésium (Mg^{2+}) vont préférentiellement se substituer (jusqu'à 50 %) au calcium dans les structures calcitiques et les cations à grand rayon ionique tels que le strontium (Sr^{2+}) vont préférentiellement se substituer au calcium (0,1 à 1 %) dans les structures aragonitiques (Morse et Mackenzie, 1990).

La calcite peut être dite faiblement magnésienne, si moins de 4 mol % $MgCO_3$ sont incorporés, ou la calcite est dite fortement magnésienne si plus de 4 mol % $MgCO_3$ sont incorporés dans la structure cristalline (Tucker and Wright, 1990). Cette limite à 4 mol % $MgCO_3$ traduit la valeur seuil à partir de laquelle la quantité de magnésium incorporé va influencer la solubilité de la calcite (Tucker and Wright, 1990). Ainsi, par ordre de solubilité décroissante, il y a : la calcite fortement magnésienne (>12 mol % $MgCO_3$), puis l'aragonite, puis la calcite fortement magnésienne (4-12 mol % $MgCO_3$), puis la calcite faiblement magnésienne et enfin la dolomite (Morse et Mackenzie, 1990 ; Schlager, 2005). Seules la calcite et la dolomite sont des formes stables aux conditions de température et de pression de surface (Schlager, 2005).

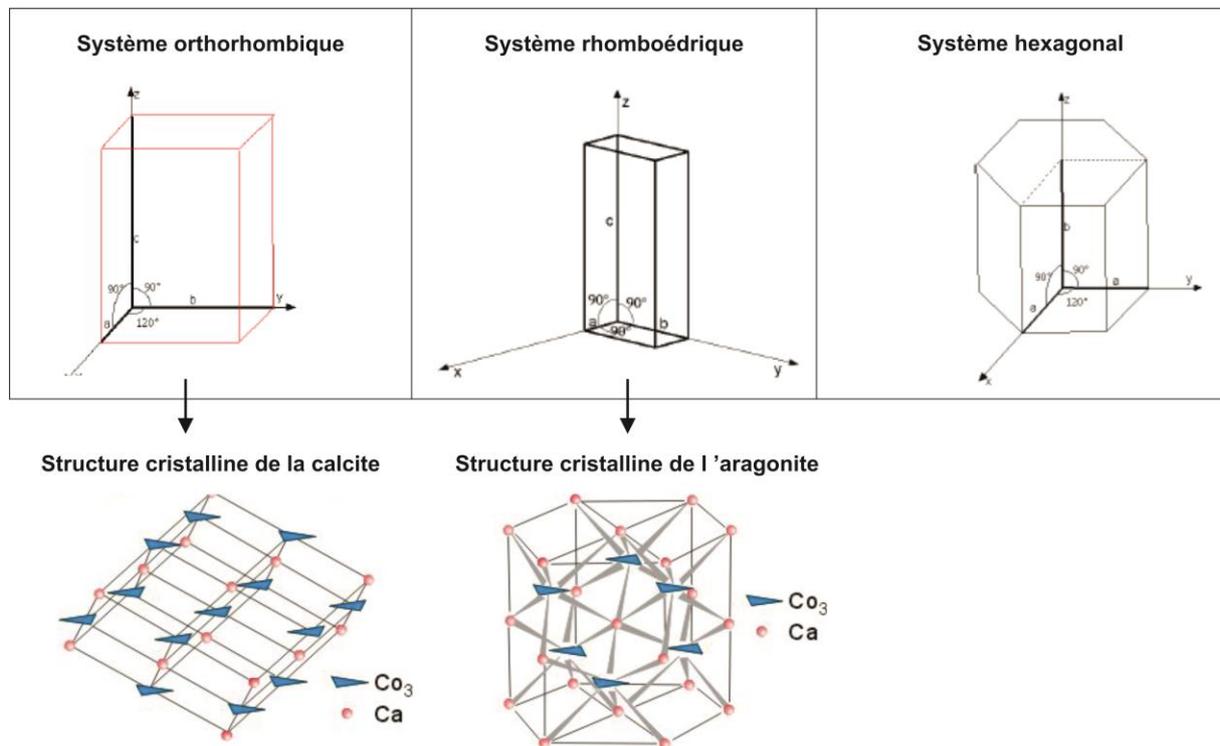


Figure 1-4 : Schéma des 3 systèmes cristallins existant dans les minéraux carbonatés et exemple des structures cristallographiques de la maille de la calcite et de l'aragonite (modifié d'après Boulvain, 2014).

La calcite fortement magnésienne et l'aragonite sont métastables (au vu de leur solubilité importante), et pourtant les sédiments carbonatés des environnements tropicaux en contiennent en grande quantité (Schlager, 2005). Deux raisons peuvent expliquer ce paradoxe :

- 1) La précipitation des squelettes ou coquilles calcaires est contrôlée par des organismes qui déterminent la composition (aragonite ou calcite), la position, le début et la fin des processus. Dans ce cas, les cinétiques des réactions abiotiques ne sont pas suffisantes pour contrer celles des réactions biotiques (Schlager, 2005).

2) Le cas particulier du magnésium est connu sous le nom de « l'effet poison du magnésium » (Bathurst, 1975 ; Morse, 1983). La présence d'ions Mg^{2+} dans l'eau de mer favorise la précipitation du carbonate de calcium ($CaCO_3$) sous forme aragonitique plutôt que sous sa forme stable calcitique (Berner, 1975). L'hypothèse admise est que le Mg^{2+} dissous dans l'eau de mer n'est pas facilement adsorbé sur les surfaces aragonitiques, ainsi la croissance cristalline de l'aragonite n'est pas affectée par la présence d'ions Mg^{2+} (Berner, 1975). A l'inverse l'ion Mg^{2+} dissous dans l'eau de mer est facilement adsorbé sur les surfaces calcitiques et est même incorporé dans la structure cristalline, rendant la calcite fortement magnésienne plus soluble que la calcite pure (Berner, 1975).

Tableau 1-1: Propriétés minéralogiques et chimiques des principaux minéraux carbonatés sédimentaires (Tucker and Wright, 1990 ; Boulvain, 2004 ; Carrio-Schaffhauser, 2004; Schlager, 2005).

Résumé des principaux minéraux carbonatés					
Minéral	Formule	Système cristallin	Mol% $MgCO_3$	Elements traces	Occurrence
Aragonite	$CaCO_3$	Orthorhombique	trace	Sr, Ba, Pb, K	marin peu profond
Calcite	$CaCO_3$	Rhomboédrique	< 4%	Mg, Fe, Mn, Zn, Cu	météorique, marin peu profond
Mg-Calcite	$CaMgCO_3$		4-20/30 %	Fe, Mn, Zn Cu	marin peu profond
Dolomite	$CaMg(CO_3)_2$		40-50 %	Fe, Mn, Zn, Cu	marin peu profond, évaporitique, enfouissement

III. Les principales particules carbonatées modernes et les paramètres de contrôle sur la production carbonatée

III.1. Les usines à carbonates

Contrairement aux environnements silicoclastiques, l'essentiel des sédiments carbonatés est d'origine biologique, ce qui va donc contrôler la taille et la distribution des particules sédimentaires. La connaissance de l'origine des particules carbonatées est donc essentielle dans la compréhension de la sédimentation au niveau de la pente. La sédimentation carbonatée, étant essentiellement d'origine biologique, est influencée par les facteurs environnementaux tels que la température des eaux de surface, la salinité, l'intensité lumineuse, et la quantité en nutriments (Schlager, 2005). Quatre systèmes de production carbonatée ont été définis : les usines (factory) à carbonate dites « T », « C », « M », et « CWCR » (pour une synthèse voir Schlager, 2005 ; Reijmer et al., 2015).

L'usine à carbonates tropicaux ou « **T-factory** » correspond à la production carbonatée en zones chaudes et peu profondes (Schlager, 2005). Cette production se fait principalement par la précipitation biotique et la plupart des organismes contributeurs sont photo-autotrophes. Elle dépend donc de la profondeur de la zone photique. Cette usine peut exporter de larges quantités de sédiment mais est très dépendante du niveau marin relatif. Quand la plate-forme est inondée, la zone de production carbonatée est maximale. Ainsi, son mode de sédimentation a été étiqueté « spread » pour traduire l'efficacité des processus de transport depuis la plate-forme vers les pentes en haut niveau marin (Reijmer et al., 2014). En période de bas niveau marin, la plate-forme peut-être exondée, c'est-à-dire exposée à l'air libre, et est sujette aux phénomènes de diagénèse précoce et d'altération chimique (karstification).

L'usine « **CWCR** » correspond à la production carbonatée sous forme de monts carbonatés sous la zone de photique (~50 m) jusqu'à de fortes profondeurs d'eau, supérieures à 3000 m (Roberts et al., 2006). Ces monts peuvent atteindre plus de 300 de mètres de haut sur quelques kilomètres de mètres de diamètre (Freiwald et al. 1997 ; van Weering et al. 2003). Dans le détroit de Floride, ces monts vont plutôt se développer sur une dizaine de mètres de haut (~50 m) et sur plusieurs centaines (~300 m) de mètres de diamètre (Neumann et al., 1977 ; Messing et al., 1990 ; Mullins et al., 1981). Dans la partie sud du détroit de Floride, des structures en forme monts avait été interprétés dans un premier temps comme des monts carbonatés d'eau froides (Correa et al., 2012). Mais, des observations directes ont permis de conclure que ces structures constituent des blocs carbonatés avec parfois un développement minimes de coraux d'eaux froides (Hebbeln et al., 2012).

Dans certaines régions, des failles tectoniques ont été cartographiées sous les structures de monts, suggérant que ces failles puissent être des conduits d'hydrocarbures (méthane) permettant l'alimentation des organismes vivant au sein de monts carbonatés (Hovland et al., 1990 ; 1994). Les dimensions importantes des monts sont permises par le développement d'organismes carbonatés de type « constructeurs », tels que les coraux d'eaux profondes ahermatypiques, les crinoïdes, et les bryozoaires (Neumann et al., 1977 ; Pratt et al., 1995). Leur structure branchue permet de piéger les particules fines (de la taille des argiles ou des silts) remplissant les espaces poreux à l'intérieur du mont (Mullins et al., 1981 ; Reimer et al., 2014). Ainsi, son mode de sédimentation a été étiqueté « frame » pour mettre en évidence l'importance de leur structure (Reijmer et al., 2014). Une zonation existe au sein du mont avec : la zone à coraux, la zone à zootharia, et la zone à crinoïdes qui est fortement dépendante du régime de courant mais également du substrat (Messing et al., 1991).

L'usine à carbonates d'eaux froides ou « **C-factory** » correspond à la production carbonatée en zones profondes ou tempérées (Schlager, 2005). Cette production est contrôlée également par la précipitation biotique mais la plupart des organismes contributeurs sont hétérotrophes. Cette usine est très dépendante des courants et de l'orientation des vagues. Ainsi, son mode de sédimentation a été étiqueté « move » car elle migre en fonction des courants (Reijmer et al., 2014).

L'usine à carbonates « **M** » correspond à la production carbonatée par des bactéries formant des « *mud mounds* » (Schlager, 2005). Ce système est caractérisé par la possibilité de construire des pentes très raides grâce aux phénomènes de cimentation qui y sont très efficaces. Ainsi, son mode de sédimentation a été étiqueté « stick » pour imaginer leur capacité à cimenter (Reijmer et al., 2014).

III.2. Les particules biogènes

Ce paragraphe synthétise les informations principales des différentes particules carbonatées biologiques et non biologiques trouvées dans les usines à carbonate tropicales de type « *T-factory* » (pour une synthèse voir Schlager, 2005 ; Bergman et al., 2010).

III.2.1. Les particules squelettiques

- Les **coccolithophoridés** (Fig. 1-6A) sont des algues microscopiques, planctoniques et flagellées qui sont apparues au Rhétien (Gardin et al., 2012). Elles se sont diversifiées depuis le Jurassique (Chamley et Deconinck, 2011). Dès lors leurs restes se retrouvent en abondance et sont très utiles en biostratigraphie des sédiments marins (Bolli et al., 1985). Exclusivement marines et pélagiques, elles forment une partie du phytoplancton, la base de la chaîne alimentaire en milieu océanique (Winter et Siesser, 1994). Les coccolithophoridés ont la capacité de sécréter autour de leur unique cellule des plaques de calcite en forme de disques appelées « coccolithes » (Winter et Siesser, 1994). Du fait de la production en continu des coccolithes, ces algues phytoplanctoniques sont considérées comme l'organisme carbonaté le plus productif et pourraient jouer un rôle important dans la pompe à carbone (Winter et Siesser, 1994).

- Les **foraminifères** sont des protozoaires principalement de taille microscopique (< 1 mm) mais dont certaines espèces sont pluri-centimétriques ; ils sont très abondants dans les environnements marins (Chapman, 1902). Ils sont formés d'une coquille carbonatée appelée « test » qui comprend une ou plusieurs loges présentant une ou plusieurs ouvertures (foramen) (Cushman, 1928). La reconnaissance des différentes espèces est mondialement utilisée dans les corrélations stratigraphiques en géologie malgré le grand nombre d'espèces (Cushman, 1928). Le nombre d'espèces modernes a été estimé aux alentours de 10 000 (Vickerman, 1992). Les foraminifères présentent deux modes de vie : la plupart sont benthiques et le reste est planctonique (Cushman, 1928).

Les **foraminifères benthiques** (Fig. 1-6I) ont été identifiés dès le Cambrien (Culver, 1991) et sont présents globalement du plateau continental au bassin profond (pour une synthèse des différentes espèces, voir Sen Gupta, 1999). Les espèces endobenthiques vivent dans le sédiment, les épibenthiques vivent à la surface, et certaines espèces migrent entre les deux environnements (Linke et Lutze, 1993). D'autres espèces dites épiphytes vivent accrochées sur les herbiers ou les algues calcaires (Wilson, 2010).

Les **foraminifères planctoniques** (Fig. 1-6B) apparaissent au cours du Jurassique (Loeblich et Tappan, 1974) et ont un mode vie pélagique, flottant et migrant au sein de la colonne d'eau (Seears, H., 2011). Contrairement aux foraminifères benthiques, leur diversité est beaucoup plus faible avec environ 45 espèces identifiées à l'actuel (Hemleben et al., 1989). Les foraminifères planctoniques ont une répartition océanique mondiale, mais les assemblages varient de la zone polaire à tropicale (Bé et Tølerlund, 1971). Lorsque l'organisme meurt, le test calcitique sédimente dans la colonne d'eau, se mélange à des particules d'origines ou de natures différentes, et finalement se dépose sur le fond marin et forme des sédiments pélagiques ou hémipélagiques (Bishop et al., 1977).

- Les **ptéropodes** (Fig. 1-6C) sont les seuls gastéropodes planctoniques vivant dans les eaux de surface océanique (Bé et Gilmer, 1977). Comme leur test est en aragonite, il est très sensible à la dissolution, et limite donc leur présence dans les séries sédimentaires marines (Curry, 1965). Des niveaux fortement concentrés en ptéropodes ont été observés au cours de

certaines périodes glaciaires (MIS 2 et MIS 6) dans le Golfe du Mexique (Chen, 1968) et en mer des Caraïbes (Messenger et al., 2010). Certains de ces niveaux sont observés sur la pente des Bahamas.

- les coraux **hermatypiques** (Fig. 1-6D) regroupent les coraux qui vivent en symbiose avec des algues photosynthétiques dites dinoflagellés du genre *Symbiodinium*, aussi connues sous le nom de zooxanthelles, qui leur confèrent leur couleur marron-jaune (Douglas, 2003). L'activité photosynthétique de ces dernières leur est vitale en termes de production énergétique et d'apport en nutriments (Muscatine, 1990). Les coraux hermatypiques se développent dans la zone photique, en milieu oligotrophe (pauvre en nutriments) et dans les eaux tropicales à subtropicales où les températures de surface sont supérieures à 18°C tout au long de l'année (Veron, 1995). Les barrières récifales sont pourtant très peu développées aux Bahamas. Elles sont localisées principalement sur les marges des plates-formes exposées aux vents dominants où les eaux de surface sont relativement oxygénées et pauvres en sédiment (Bergman et al., 2010). Après leur mort, les coraux sont incorporés dans la structure du récif avec d'autres organismes calcaires tels que les foraminifères, les mollusques et les algues coralliennes (Woodroffe et al., 2013).

- Les coraux **ahermatypiques** (Fig. 1-6M) regroupent les coraux d'eaux froides, qui ne vivent pas en symbiose avec des zooxanthelles. Ils vivent en dehors de la zone photique, à des profondeurs variant entre 70 et 1750 m de profondeur dans la partie occidentale de l'océan Atlantique Nord (Reed, 2002). Dans d'autres zones, certaines espèces peuvent survivre à plus de 6000 m de profondeur (Wells, 1956). Ils forment des monts carbonatés et se développent sur des hauts topographiques qui servent de substrat rocheux pour la fixation des larves coralliennes (Mullins et al., 1984). Leur développement est dépendant de la présence de forts courants qui leur apportent de l'oxygène et des nutriments (Mullins et al., 1981).

- Les **algues vertes** (Fig. 1-6E) sont des algues benthiques photosynthétiques (Wizemann et al., 2014) qui se développent dans les environnements tropicaux peu profonds jusqu'à près de 150 m de profondeur, mais dont les abondances maximales se situent entre 20 et 50 m de profondeur (Freile et al., 1995). Elles produisent un squelette carbonaté composé de segments (plaques ou flocons) dont la croissance peut atteindre 1 segment par jour (Vroom et al., 2003). L'espèce *Halimeda* participe principalement à la fraction sableuse (Hoskin et al., 1986). *Penicillus* contribue à la production de boues carbonatées qui cumulées avec celles d'*Halimeda*, de *Ripocephalus* et d'*Udotea* dépasseraient les taux d'accumulation observés dans les lagons (Neumann et Land, 1975).

- Les **bryozoaires** (Fig. 1-6G) sont des animaux coloniaux existant des tropiques aux pôles, du littoral au bassin profond (Hopley, 2011). Leurs tests présentent une forte variabilité : des formes encroûtantes à branchues (Cuffey, 1973). Certaines espèces encroûtantes se développent au sein des récifs coralliens dans les eaux peu profondes et chaudes, et participent au renforcement des structures coralliennes (Cuffey, 1973).

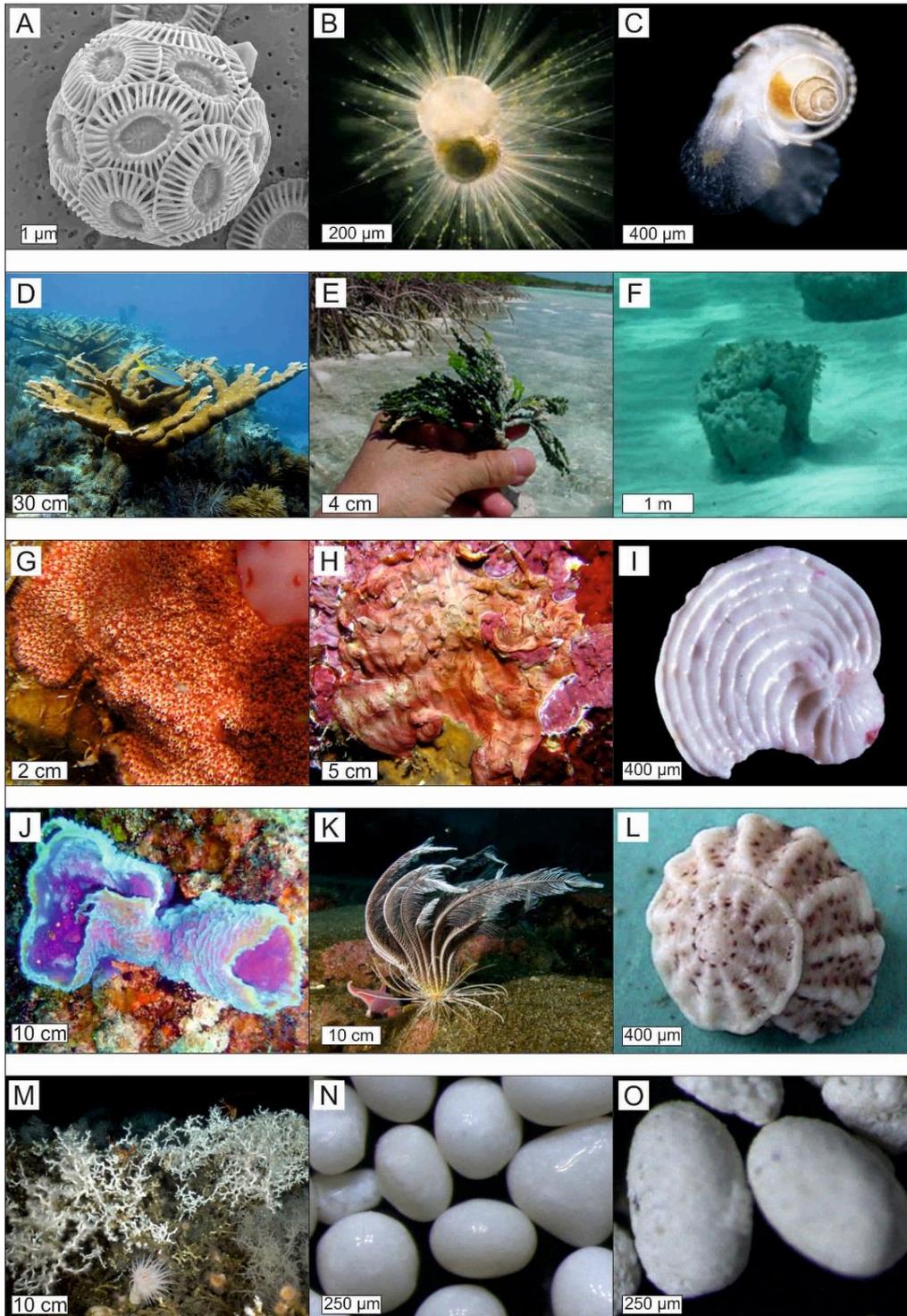


Figure 1-5 : A) coccolithophore *Emiliana huxleyi* au microscope électronique à balayage (I. Benner); B) foraminifère planctonique *Globigerinoides sacculifer* (O. R. Anderson); C) ptéropode de l'ordre des *thecosomata* (C. et N. Sardet/CNRS); D) *Acropora palmata* (NOAA), un des principaux coraux formant les récifs à faible profondeur d'eau (<3 m); E) algue verte du genre *Halimeda* (Livret Guild Fieldtrip Bahamas, University of Miami, 2004); F) Stromatolite isolé entouré par un sable à oïdes et péloïdes (Livret Guild Fieldtrip Bahamas, University of Miami, 2004); G) bryozoaire *Trematoecia aviculifera* (F. Charpin); H) algue rouge de type coralline encroûtante (Florent Charpin); I) foraminifère benthique *Peneropolis proteus* (Maloof et Grozinger et al., 2012); J) éponge calcaire *Callyspongia plicifera* à Bimini, Bahamas (F. Charpin); K) crinoïde *Promachocrinus kerguelensis* (A. Erwan/CNRS); L) gastéropode *Atlantic modulus* (Project Oceanica, College of Charleston); M) mont carbonaté composé du corail ahermatypique *Lophelia pertusa*, d'anémones et d'un galathée (photo NOAA); N) oïdes des Bahamas (crédit : L. Chabaud); O) pellet (Chabaud, cette étude). Les échelles sont indiquées à titre approximatif, car pour la plupart des photos il était impossible de connaître l'échelle exacte de la photo originale.

- Les **algues rouges** (Fig. 1-6H) sont des producteurs carbonatés importants depuis le Carbonifère (Chamley et Deconinck, 2011). Elles participent à la construction et au maintien des récifs coralliens aux Bahamas (Woelkerling, 1976). Elles se développent dans les milieux à forte énergie et riches en nutriments (Littler et Littler, 1984). Les algues rouges représentent un faible pourcentage du sédiment de surface de 0 à 50 m, mais deviennent localement dominantes au-delà et jusqu'à 290 m de profondeur (Littler et al., 1991). Dans l'océan Atlantique tropical, les espèces les plus communes sont les algues calcaires encroûtantes de type corallines, telles que *Neogoniolithon*, *Porolithon* et *Lithophyllum* (Adey et Macintyre, 1973).

- Les **stromatolithes** (Fig. 1-6F) forment des structures carbonatées en forme de monts ou de colonnes pouvant atteindre 2 m de hauteur dans les environnements à faible profondeur (< 10 m) et à forte énergie, là où aucune algue eucaryote ne se développe (Reid et al., 1995). Leur structure interne alterne entre des périodes de croissance lors du développement des biofilms cyanobactériens qui piègent le sédiment et permettent l'accrétion, et des périodes de lithification de ces tapis microbiens (Reid et al., 2000).

- Les **ostracodes** font partie des Arthropodes vivant dans les environnements lagunaires et pélagiques (Boulvain, 2014). Composés de deux valves en calcite, leur taille est d'environ 1 mm (Boulvain, 2014).

- Les **éponges calcaires** (Fig. 1-6J) ou sclérosponges sont des animaux filtrants à corps mou, recouverts d'une surface carbonatée dure. Ce sont les seuls organismes connus capables de produire de grandes quantités de silice et de carbonate de calcium (Lang, 1974). En-dessous de 70 m de profondeur, les éponges calcaires telles que *Ceratoporella nicholsoni* représentent les principaux organismes carbonatés constructeurs (Lang, 1974). Les spicules d'éponge sont les éléments fossiles conservés dans le sédiment (Boulvain, 2014).

- Les **échinodermes** (Fig. 1-6K) sont des organismes exclusivement marins, qui apparaissent au Cambrien mais ne sont abondants qu'à partir de l'Ordovicien (Beauchamp, 2005). Ils ont un mode de vie fixé (comme les crinoïdes) et mobile (pour les échinides), et sécrètent des poutrelles de calcite très caractéristiques au microscope (LPA) qui s'éteignent d'un bloc (Boulvain, 2014). Leur distribution, plus abondante à proximité des récifs, est également dépendante du type de substrat (Bergman et al., 2010).

- Les **mollusques** (Fig. 1-6L) comprennent les bivalves, qui peuvent vivre à faible et forte profondeurs et les gastéropodes, dont la majorité vit à très faible profondeur, au niveau du littoral ou dans des lagunes (Boulvain, 2014).

III.2.2. Les particules non squelettiques

- Les **ooïdes** (Fig. 1-6N) sont des grains sphériques à sub-sphériques dont la taille varie entre 0,25 et 2 mm, au-delà de 2 mm le terme « **pisolite** » est préféré (Berra, 2005). Les ooïdes sont composés d'une particule pré-existante, le nucleus et d'un cortex composé de lamines concentriques résultant de la précipitation d'aragonite (Sorby, 1879). La formation d'oolithes nécessite un apport continu en nuclei, des eaux sursaturées en carbonate de calcium et un environnement agité (Simone, 1981). Cependant, le processus exact permettant la précipitation de l'aragonite est débattu : soit par précipitation directe de l'eau de mer (Davies et al., 1978) soit par des mécanismes biologiques impliquant des micro-organismes (Diaz et al., 2015).

- Les **pellets** *sensu stricto* (Fig. 1-6O) sont des grains sphériques sans structure interne, de forme anguleuse à elliptique et de taille variant entre 0,03 et 0,15 mm (Folk, 1959). Les pellets sont considérés la plupart du temps comme des pelotes fécales (Hatch et al., 1938) d'invertébrés (bivalves, crustacés, tuniciers) se nourrissant dans la zone photique (pour une synthèse voir Turner, 2015). Il est possible que certains pellets soient formés par des processus de recristallisation, d'auto-agglutination de boue calcaire initialement homogène (Cayeux, 1935). Dans ce cas, le terme « **péloïde** », qui correspond à la micritisation complète par les algues bleues (Cyanophycées) d'un test d'organisme, est préféré (Chamley et Deconinck, 2011 ; Tucker et Wright, 1990). Ces phénomènes de diagénèse précoce suivis de calcification sont indicateurs de la zone photique jusqu'à 100-200 m de profondeur (Chamley et Deconinck, 2011).

- Les **intraclastes** sont des fragments généralement de sédiment carbonaté faiblement consolidé (donc contemporain) qui a été érodé dans les zones voisines et redéposé (Folk, 1959). Le terme « intraclaste » inclut uniquement des groupes de grains liés ensemble (par exemple par cimentation) remaniés au sein de la même zone de dépôt, et de la même formation géologique (Folk, 1959). Ils présentent généralement une forme arrondie et leur taille varie du sable très fin à celle du bloc (Folk, 1959). Intraclaste est un terme général qui regroupe différents types dont les deux plus connus sont les « grapestones » et les « bahamites » (Illing, 1954 ; Beales, 1958), qui sont des agrégats de pellets faiblement cimentés présentant une surface bosselée (Folk, 1959).

- Les **extraclastes** (ou exoclastes) sont des fragments de sédiment lithifiés de dépôts plus anciens que ceux avec lesquels ils ont été déposés après avoir été transportés et érodés (Berra, 2005).

- Les **lithoclastes** regroupent les intraclastes et les extraclastes. Le terme lithoclaste est utilisé quand la distinction entre les intraclastes et les extraclastes n'est pas possible.

III.3. La micrite : particule carbonatée aux origines diverses

La micrite correspond aux cristaux de carbonate de calcium (calcite ou aragonite) ayant une taille < 4 μm (Folk, 1959). La micrite de plate-forme est principalement composée d'aiguilles d'aragonite (Fig. 1-7A) et de nanograins d'aragonite (Gischler et al., 2013). L'origine de la micrite fait l'objet de débats en sédimentologie carbonatée pour laquelle deux hypothèses majeures ont été proposées pour expliquer la formation et l'abondance des aiguilles d'aragonite (pour une synthèse voir Tucker et Wright, 1990 ; Gischler et al., 2013).

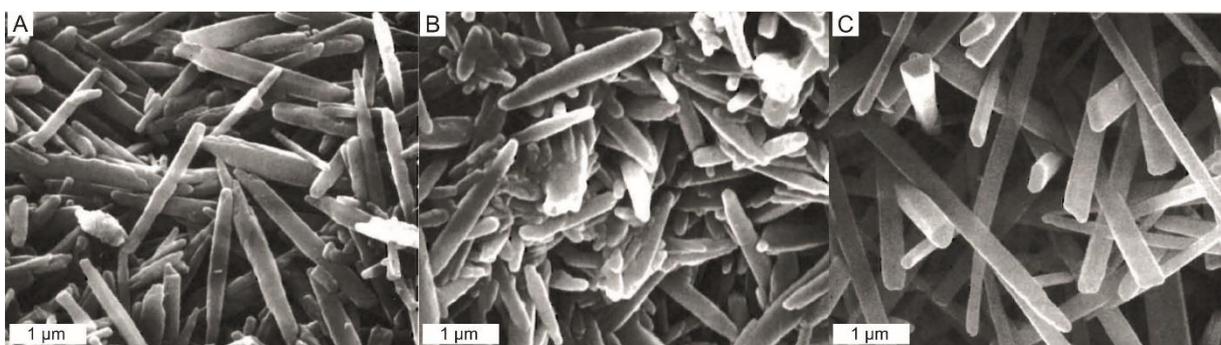


Figure 1-6: Photos MEB montrant la variabilité de la morphologie des aiguilles d'aragonite A) prélevés dans le sédiment du fond marin de la plate-forme du GBB B) prélevés dans la colonne d'eau lors d'évènements de whitings du GBB et C) issues de la désintégration de l'algue *Halimeda incrassata* (Macintyre et Reid, 1992).

(1) La formation d'aiguilles d'aragonite ($< 4 \mu\text{m}$ de long) et de nanograins ($< 1 \mu\text{m}$) provient de la désintégration des algues vertes calcaires telles que *Halimeda* ou *Penicillus* (Loreau, 1982). Le produit de cette désintégration est estimé entre 1,5 à 3 fois plus de boue que la quantité actuelle stockée sur la plate-forme (Neumann et Land, 1975). Les produits de ces désintégrations correspondent aux aiguilles d'aragonite mais également à la fraction sableuse pour les algues de type *Halimeda* (Neumann et Land, 1975). Wizemann et al. (2014) ont proposé un modèle de calcification des plaques d'*Halimeda opuntia* impliquant la formation d'aiguilles d'aragonite longues et courtes ainsi que la recristallisation et la désintégration des aiguilles courtes en nanograins ($< 1 \mu\text{m}$). Ainsi la majorité (60-75 %) de l'aragonite des algues vertes calcaires correspond à des nanograins ($< 1 \mu\text{m}$) et seulement 25 à 40 % aux aiguilles d'aragonite (Loreau, 1984). Récemment, la précipitation d'aiguilles d'aragonite a été observée à l'intérieur des cellules de la paroi de l'algue *Thalassia testudinum* (Enríquez et Schubert, 2014). Les estimations de la production annuelle de carbonates par ces herbiers dans les récifs des Caraïbes sont du même ordre de grandeur que celles déclarées pour *Halimeda incrassata* (Enríquez et Schubert, 2014).

L'argument principal contre cette théorie est la teneur en strontium mesuré dans la boue aragonitique bahamienne (Milliman, 1974 ; Milliman et al., 1993). Elle est plus proche de l'aragonite supposée issue de la précipitation chimique ($\sim 9500 - 10\ 000$ ppm), comme les ooïdes, que de la teneur issue des précipitations biogéniques ($\sim 7500 - 9000$ ppm). Un autre argument concerne la morphologie des aiguilles d'aragonite issues des whittings et issues des algues vertes calcaires (Macintyre et Reid, 1992). Les aiguilles d'aragonite trouvées dans les sédiments de surface des plates-formes bahamiennes ou dans les whittings, ont une taille généralement $< 4 \mu\text{m}$, et des extrémités pointues (Fig. 1-7A, B). A la différence des aiguilles d'aragonite d'origine algale dont la taille varie entre 3 et $10 \mu\text{m}$ et présente des extrémités franches (Fig. 1-7C).

(2) La fraction fine des boues carbonatées de la plate-forme des Bahamas présente une quantité d'aragonite et des concentrations de strontium élevées suggérant que la précipitation chimique ou biochimique joue un rôle prépondérant dans la formation des aiguilles d'aragonite aux Bahamas (Gischler et al., 2013). Milliman et al. (1993) suggèrent que la boue aragonitique de la plate-forme est principalement précipitée chimiquement. Mais cette hypothèse est très controversée dans les environnements marins, comme sur la plate-forme des Bahamas (Bathurst, 1975). Les eaux du GBB ne sont pas dans l'intervalle de supersaturation qui permettrait la nucléation et la précipitation directe du carbonate de calcium (Morse et Hé, 1993). Ainsi, la précipitation induite par des micro-organismes est invoquée comme hypothèse dans la formation des événements de whittings (Thompson, 2000). La précipitation induite par des micro-organismes est à l'origine de divers types de dépôts, tels les récifs, les travertins, les calcrètes, et autres phénomènes de micritisation (pour une synthèse voir Riding, 2000). Ces micro-organismes secrètent des produits carbonatés autour de la cellule microbienne (Yates et Robbins, 2004).

Les épisodes de « whittings » (Fig. 1-8) sont considérés comme des manifestations impressionnantes de la précipitation de carbonate dans la colonne d'eau (Shinn et al., 1989 ; Robbins et al., 1997). Ils sont caractérisés par des panaches blancs dans les eaux de surface, composés de particules de micrite, qui ont été observés aux Bahamas, à Hawaï, dans la baie de Floride, dans le Golfe persique et même dans certains lacs (pour une synthèse voir Larson et Mylroie, 2014). Les particules fines sont principalement sous forme d'aiguilles d'aragonite mais la calcite fortement magnésienne peut représenter jusqu'à 20 % de certains épisodes de whittings

(Shinn et al., 1989). Plusieurs hypothèses ont été émises pour expliquer l'origine de ces événements : (a) la re-suspension du sédiment à la surface du fond marin par des poissons, des turbulences ou des circulations d'eaux au niveau de la plate-forme, (b) la précipitation directe dans les eaux de surface et (c) par médiation biologique lors de blooms pico et phytoplanctoniques, d'algues vertes, ou par les micro-organismes (d) par pompage tidal des eaux peu profondes de plate-forme vers les trous bleus (Larson et Mylroie, 2014). Sur la plate-forme du LBB et du GBB, des datations au ^{14}C suggèrent que la précipitation de carbonate de calcium sur du sédiment resuspendu serait à l'origine des épisodes de whitings (Bustos-Serrano et al., 2009). Mais il semble évident que plusieurs mécanismes peuvent induire différents épisodes de whittings (Shinn et al., 1989 ; Larson et Mylroie, 2014).

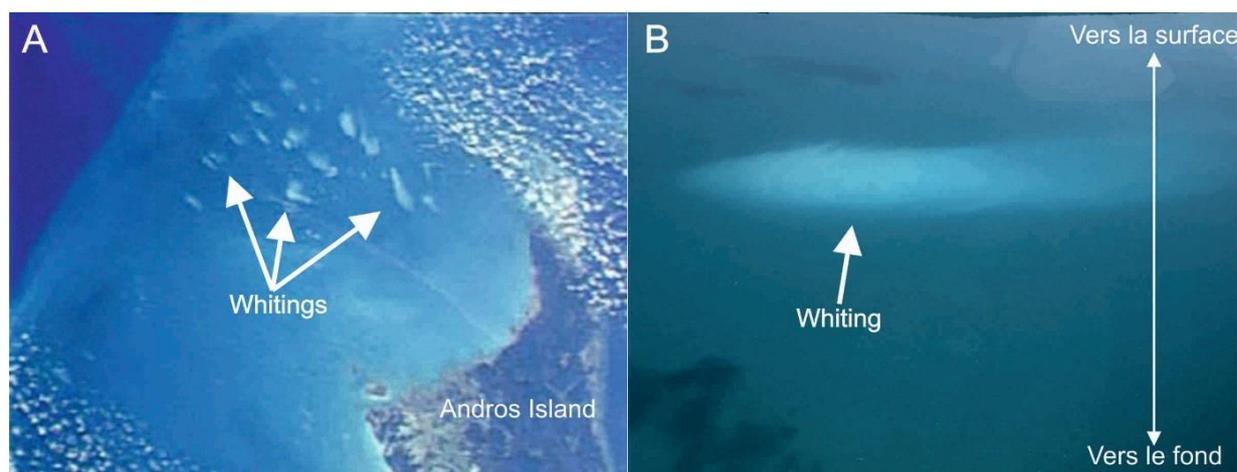


Figure 1-7: A) Photo aérienne d'un événement de whittings sur la plate-forme du GBB (Sepmstrata.org) et B) Photo sous-marine d'un événement de whiting à plus forte profondeur dans la colonne d'eau (5-15 m) dans un trou bleu au niveau du LBB (Larson et Mylroie, 2014).

En domaine de plate-forme peu profonde, quel que soit le mécanisme invoqué, la production de micrite se fait principalement sous forme d'aiguilles d'aragonite et de nanograins. En domaine océanique, la formation de micrite s'exprime principalement par la production de coccolithophores (Tucker et Wright, 1990) produites dans les eaux de surface de la colonne d'eau (cf. la section I.1.3.1). Certaines espèces, comme *Emiliana huxleyi* (Fig. 1-6A), ont une capacité de croissance très élevée, en particulier lors de périodes de blooms (Fig. 1-9) où la concentration en coccolithes peut atteindre 1 000 000 de spécimens par litre sur 200 à 250 000 km² (Tyrrell et Merico, 2004).



Figure 1-8: Episode de blooms très important (couleur bleu turquoise) le long de la côte sud (détroit de Skaggeak) et ouest de la Norvège (<http://www.soes.soton.ac.uk/staff/tt/eh/pics/sat/skag2.jpg>).

Les exemples de micrite cités ci-dessus correspondent à de vraies matrices, mais il existe également des micrites diagénétiques qui sont *ipso facto* des ciments subcristallins de taille inférieure à 4 μm (Tucker et Wright, 1990) dont l'interprétation fait l'objet de polémiques (plus de détails dans le paragraphe 1.7.2).

III.4. Paramètres de contrôle, minéralogie et chimie de la boue carbonatée

Les fractions silteuses et sableuses en domaine de plate-forme proviennent de la désintégration physique ou biologique de squelettes de mollusques, tests de foraminifères benthiques, coraux, algues vertes ou corallines, spicules de tunicier (Gischler et Zingeler, 2002). Les organismes érodeurs ont un rôle non négligeable dans cette désintégration car ils raclent, broient et percent les squelettes des organismes carbonatés, favorisant leur détérioration (Tucker et Wright, 1990). Les organismes dits « érodeurs » représentent le facteur principal dans la destruction des récifs et l'érosion de la côte des Bahamas (Bergman et al., 2010). Ils contribuent de façon modérée à l'apport en sédiment carbonaté, sauf dans les environnements intertidaux à subtidaux le produit de l'érosion est une source majeure de sédiments carbonatés (Hoskin et al., 1986). Ces organismes incluent principalement les éponges perforantes, les échinodermes, les bivalves, les poissons brouteurs, les gastéropodes, les vers polychètes, les arthropodes cirripèdes (balanes, anatifes) et les micro-organismes comme les bactéries, les champignons et les algues (Hutchings, 1986). Récemment, les poissons ont été considérés comme des producteurs majeurs de la boue carbonatée par l'excrétion de pellets d'aragonite et de calcite fortement et faiblement magnésienne présentant des formes diverses (Perry et al., 2011).

En domaine de pente, la boue carbonatée de plate-forme va se mélanger aux apports carbonatés de la colonne d'eau et former des dépôts sédimentaires. Les apports de la colonne d'eau sont principalement composés par des foraminifères planctoniques et ptéropodes pour la fraction silteuse et sableuse et par des coccolithes pour la fraction micritique. (Fig. 1-10).

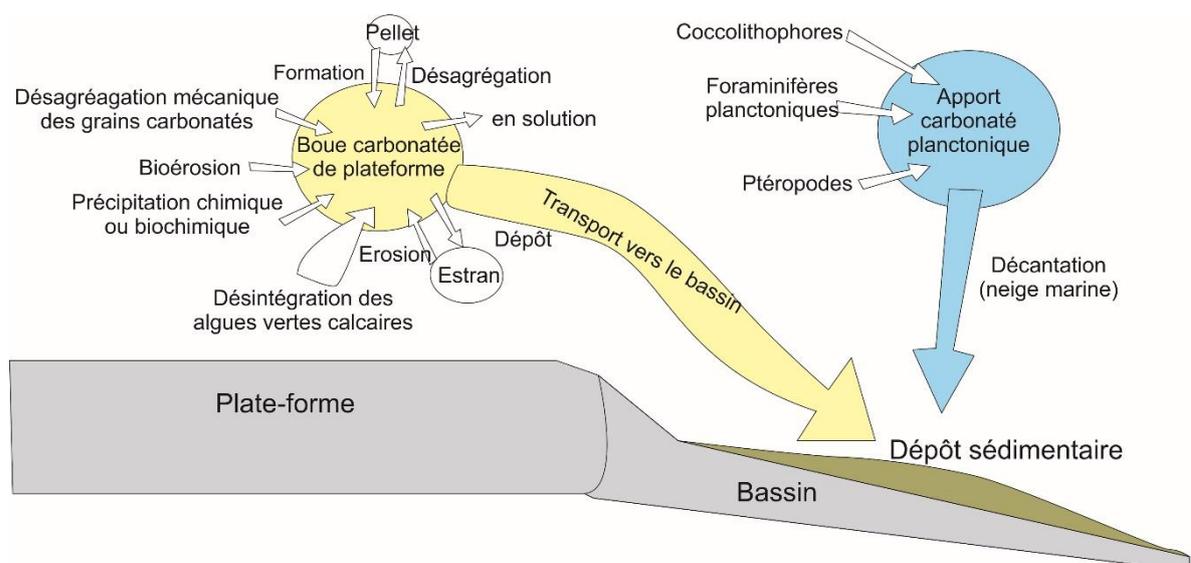


Figure 1-9: Schéma du budget de la boue carbonatée de plate-forme et planctonique, modifiée d'après Tucker et Wright (1990).

La minéralogie des organismes carbonatés est principalement influencée par la température, qui influence en particulier la proportion de magnésium et de strontium incorporés à la place du calcium dans les carbonates inorganiques et squelettiques (Morse et Mackenzie, 1990). Une baisse de température entraînera une incorporation moins importante du magnésium mais plus importante du strontium (Morse et Mackenzie, 1990). Ainsi, les quantités de strontium et de magnésium incorporés dans les composants carbonatés vont varier en fonction des environnements de vie, de la température, de la structure cristalline (aragonite vs calcite) mais également de l'effet vital de chaque espèce (Fig. 1-11).

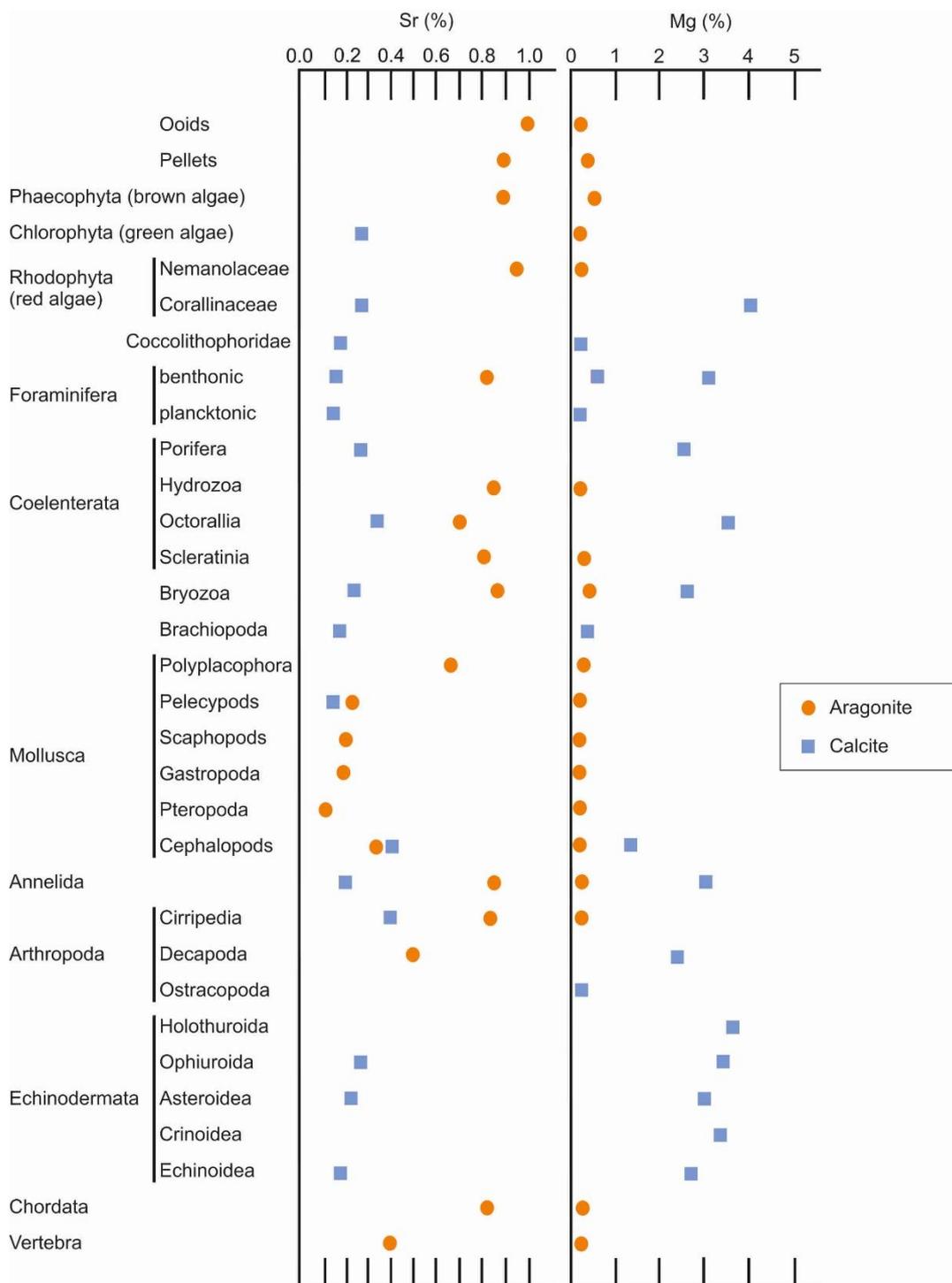


Figure 1-10: Valeurs moyennes d'incorporation du magnésium (Mg) et du strontium (Sr) en pourcentage (%) dans les principaux composants marins carbonatés (Morse et Mackenzie, 1990).

IV. Géométrie des plates-formes carbonatées et environnements sédimentaires

Le terme de plate-forme carbonatée est utilisé pour décrire environnements de dépôt peu profond (résumé fait à partir de Tucker et Wright, 1990) dont les cinq principaux types sont (Fig. 1-12) :

- 1) Les plates-formes isolées sont bordées de pentes abruptes et entourées d'un bassin profond les séparant du continent. La distribution des faciès est très affectée par la direction des vents dominants et des tempêtes. Les barrières récifales ne se développent que sur les marges exposées aux vents dominants. Les plates-formes des Bahamas, comme le GBB et le LBB en sont des exemples modernes.
- 2) Les plates-formes avec barrière (*rimmed platform*) sont caractérisées par le développement de barrières récifales et de corps sableux carbonatés le long de la marge. Les plates-formes du Queensland, avec la grande barrière de corail au sud de la Floride et de Belize, en sont des exemples modernes.
- 3) Les plates-formes de type « rampe » présentent des pentes très faibles (généralement moins d'1°) et ne permettent pas le développement de barrières récifales, mais des *mud mounds* ou pinacles peuvent y être présents. La côte de la Trêve du Golfe Persique, la côte est du Yucatan au Mexique ainsi que *Shark Bay* en Australie en sont des exemples modernes.
- 4) Les plates-formes de type « epeiric » sont de grande extension, entre 100 et 10 000 km de largeur. Elles peuvent être bordées par des marges de type « rampe » ou avec bordure. Elles sont dominées par les environnements tidaux et subtidaux de faible énergie. Il n'en existe pas d'exemple moderne.
- 5) Les plates-formes ennoyées correspondent à tous les types de plates-formes qui ont été sujettes à une remontée du niveau marin plus rapide que la croissance des organismes constructeurs, à tel point que la tranche d'eau au-dessus du fond marin de la plateforme n'a pu se maintenir dans la zone photique ce qui a stoppé l'usine à carbonates. *Cay Sal Bank* en est un exemple moderne.

La production sur la plate-forme carbonatée est contrôlée par la bathymétrie qui elle-même dépend des mouvements tectoniques (élévation ou subsidence) et des variations du niveau marin eustatique. Ces paramètres environnementaux peuvent faire évoluer une plate-forme d'un type à l'autre.

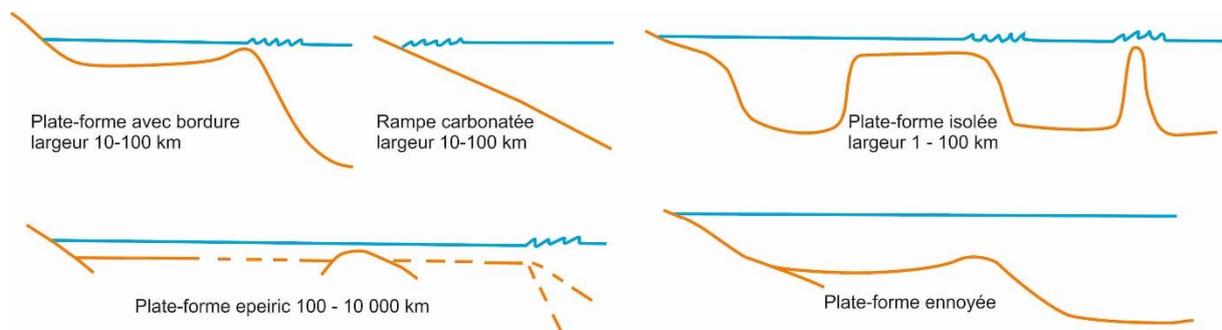


Figure 1-11: Schéma illustrant différentes géométries des plates-formes carbonatées (Tucker et Wright, 1990).

V. Les processus de transport des sédiments carbonatés

Une fois les organismes carbonatés morts, ils vont être transportés au gré des courants ou simplement par gravité dans la colonne d'eau puis éventuellement remaniés par des déstabilisations du fond marin après un dépôt initial. Les travaux sur les processus de transport en domaine silicoclastique ont été adaptés aux environnements carbonatés (Fig. 1-13). Dans la synthèse de Stow (1985), les paramètres pris en compte dans cette classification dans les modes de transport des sédiments sont : le régime d'écoulement, la taille et la densité des grains, la nature et le comportement rhéologique de la matrice (élastique, plastique ou fluide), les mouvements intrinsèques à la masse sédimentaire comme la collision des grains, le degré de friction, ou la présence de cisaillement simple. Ce paragraphe détaille les trois types de processus sédimentaires capable d'éroder, transporter ou déposer les sédiments : les processus gravitaires, les courants de fond, et la décantation de la neige marine (Fig. 1-13).

Sedimentary process	Sketch	Deposit
<u>Resedimentation</u>		
Rockfall		Olistoliths, Avalanche deposit
Creep		Creep deposit
Slide		Slide
Slump		Slump
Debris flow		Debrite
Grain flow, Fluidized flow or Liquefied flow		Grain flow, Fluidized flow or Liquefied flow deposits
Turbidity current (high/low density)		Turbidite
<u>Normal bottom currents</u>		
Internal tides + waves		Normal current deposit, Hardgrounds
Canyon currents		Contourite
Upwelling currents		Contourite
Bottom (contour) currents		Contourite
<u>Surface currents and pelagic settling</u>		
Flocculation		Pelagite, hemipelagite
Pelletization		Pelagite, hemipelagite

Figure 1-12: Les principaux processus de sédimentation dans le bassin (modifiée d'après Stow, 1985).

V.1. Les processus gravitaires

Les processus gravitaires sous-marins correspondent aux processus de transport de sédiments au sein d'un fluide sous l'action de la gravité (Middleton et Hampton, 1973). Les différents types de processus gravitaires dans les environnements silicoclastiques sont bien documentés ce qui a permis le développement de synthèses et de classifications (Middleton et Hampton, 1973 ; Mulder et Cochonat, 1996 ; Stow et al., 1996 ; Shanmugan, 2000 ; Mulder et Alexander, 2001). Les processus gravitaires sont généralement classifiés en deux groupes : les glissements en masse et les écoulements gravitaires.

V.1.1. Les glissements en masse

Les glissements en masse correspondent à la déformation ou au déplacement de volumes sédimentaires homogènes le long d'un plan de cisaillement (surface de glissement). Ces déstabilisations prennent souvent naissance dans les zones où les phénomènes tectoniques sont actifs, et les apports sédimentaires importants. On en distingue plusieurs types :

- Les **éboulements** (« *rockfall* ») ou **avalanches** de blocs (« *rock avalanches* ») sont des chutes de roches consolidées sous l'action de la gravité.
- Les **glissements gravitaires** (« *creeping* », « *slide* », « *slump* ») correspondent à un déplacement par fluage ou glissement (translationnel ou rotationnel) sur une courte distance d'une masse de sédiments peu consolidée et fragilisée.

V.1.2. Les écoulements gravitaires

La classification actuellement admise repose sur les propriétés physiques de l'écoulement et les mécanismes de support des grains (Mulder et Alexander, 2001 ; Fig. 1-14). Parmi les écoulements gravitaires, on distingue les écoulements **cohésifs** et les écoulements **non cohésifs**. Ce changement d'état se traduit mathématiquement par le rapport entre les forces d'inertie et les forces visqueuses. Ce rapport est positivement corrélé avec la dilution de l'écoulement (Mulder, 2011). Ainsi, un rapport < 200 correspond aux écoulements cohésifs et de 200 à 450 aux écoulements non cohésifs.

a) Les écoulements cohésifs

- les **coulées de débris** (« *debris flows* ») sont des écoulements pouvant contenir des éléments centimétriques à plurimétriques transportés grâce à la présence d'une matrice cohésive et aux forces de flottaison.

b) Les écoulements non-cohésifs

- les **écoulements granulaires** (« *grain flows* ») sont un mélange très concentré de grains non cohésifs, où la mobilité des grains est assurée par la dissipation d'énergie liée aux chocs entre les grains.
- les **écoulements liquéfiés** (« *liquefied flows* ») ou **fluidifiés** (« *fluidized flows* ») sont des écoulements où les grains sont supportés par la pression interne du fluide contenu dans l'écoulement. Ce fluide tend à être expulsé vers le haut lors du dépôt.

Les écoulements cohésifs, granulaires et liquéfiés sont des écoulements laminaires c'est-à-dire que la vitesse a essentiellement une composante horizontale, parallèle à la direction de l'écoulement.

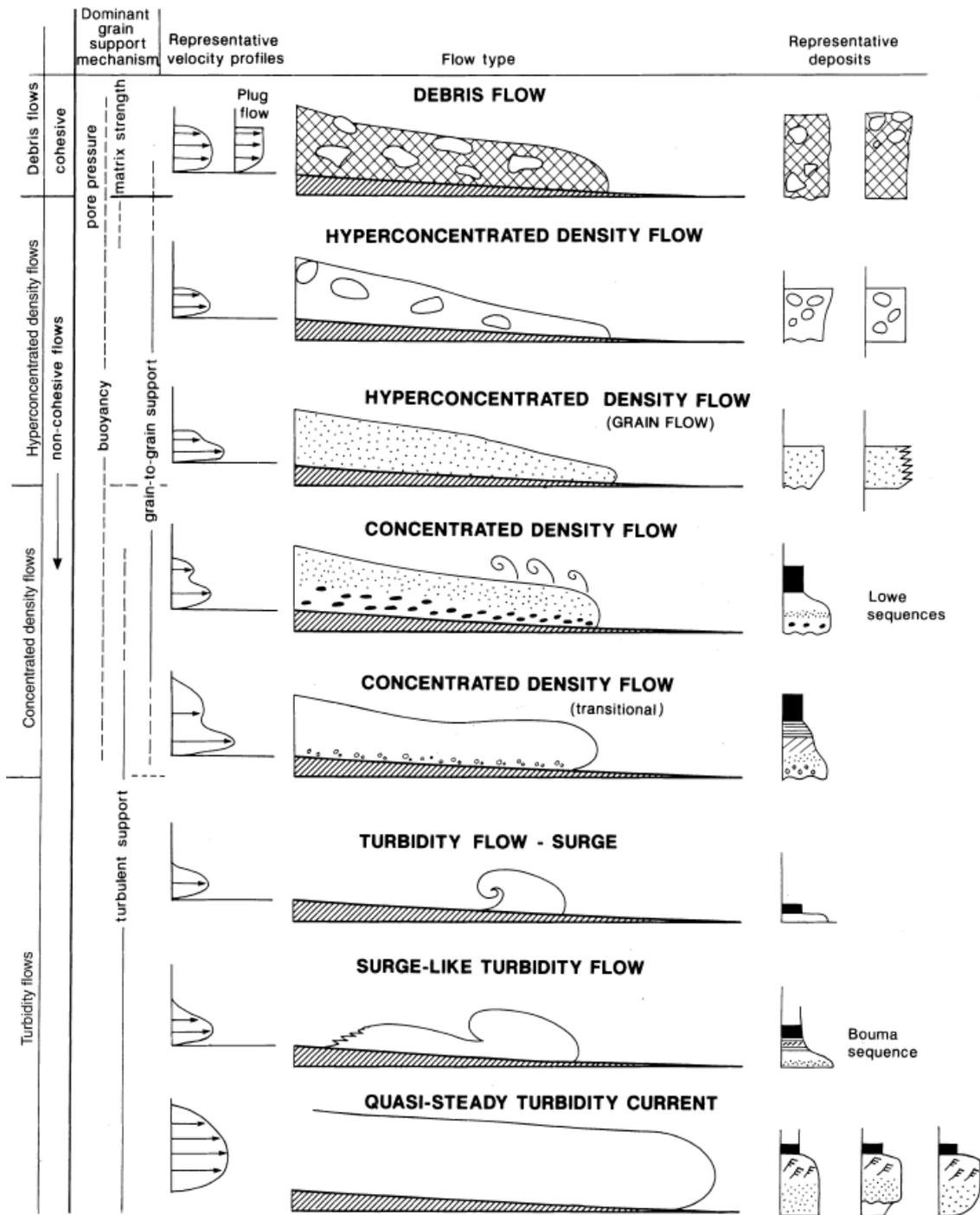


Figure 1-13: Schémas des différents types d'écoulements gravitaires (Mulder et Alexander, 2001).

- les **courants de turbidité** (« turbidity currents ») sont des écoulements turbulents se déplaçant à grande vitesse le long de la pente. A la base de l'écoulement, le sédiment est érodé et intégré au nuage où les particules sont maintenues par la composante verticale de la vitesse dirigée vers le haut (turbulence). Ces écoulements turbulents appelés bouffées turbides (Ravenne et Beghin 1983) ou courants de turbidité (Lüthi, 1980) s'ils sont auto-entretenus peuvent se former directement à la suite d'un glissement ou par différentiation longitudinale d'un écoulement gravitaire. Les bouffées turbides sont des courants de turbidité de courte durée (de l'ordre de quelques minutes à quelques jours) générés par la déstabilisation d'une quantité limitée de matériel (Ravenne et Beghin, 1983). Les bouffées turbides sont souvent associées à des ruptures superficielles de sédiments sous-consolidés (Mulder et al., 1998 ; Mas, 2009).

- les **courants hyperpycnaux** correspondent à des masses d'eau chargées de sédiments en suspension dont la densité est supérieure à l'eau ambiante (Mulder et Syvitski, 1995). Ils font partie des courants turbulents souvent observés en période de crue à l'embouchure des fleuves (e.g. Mas, 2009). Dans ce cas, la charge sédimentaire en suspension transportée par l'eau douce a une densité supérieure à celle de l'eau de mer. L'eau douce chargée en sédiments va plonger sous les eaux marines générant un écoulement gravitaire turbulent « hyperpycnal » (Mulder et Syvitski, 1995). Cet écoulement a la capacité d'éroder le fond marin et de s'auto-entretenir pendant quelques heures à quelques semaines. La séquence type correspond à l'enregistrement dans les dépôts d'un granoclassement inverse à la base de la séquence, correspondant à la montée en charge, suivi d'un granoclassement normal au sommet, correspondant à la décrue (Mulder et Syvitski, 1995). Lorsque ces séquences sont tronquées, elles sont difficilement différenciables des séquences turbiditiques. Dans la zone des Bahamas, le phénomène de *density cascading* fonctionne sur le même principe (différence de densité) et sera détaillé dans le chapitre suivant (Chapitre 2 de la Partie A).

Les **dépôts associés à ces processus turbulents** sont décrits par la séquence type de Bouma (Bouma, 1962). Ces dépôts présentent un granoclassement normal caractérisé par la succession de cinq termes : Ta, Tb, Tc, Td et Te (Fig. 1-15). Le terme Ta est le faciès le plus grossier, constitué de sables grossiers à moyens correspondant à un dépôt d'écoulement concentré (Mulder et Alexander, 2001 ; Fig. 1-14). Les termes suivants (Tb à Te) représentent des écoulements turbulents présentant chacun des caractéristiques différentes : des stratifications laminaires (Tb), des stratifications obliques (Tc), une alternance entre des lamines silteuses et argileuses (Td) et des argiles très finement laminées ou sans structure (Te). Ce dernier résulte de la phase finale de décantation du nuage néphéloïde du courant de turbidité. La succession de l'intégralité des termes de la séquence de Bouma est rarement observée, fréquemment tronquée au top ou à la base de la séquence.

Les termes supérieurs de la séquence de Bouma ont été subdivisés en huit sous-classes (T0 à T8 ; Fig. 1-15 ; Stow et Shanmugan, 1980). Les termes inférieurs de la séquence de Bouma ont également été subdivisés en six sous-classes : R1 à R3 pour les dépôts à gravier et les termes S1 à S3 pour les dépôts sableux (Lowe, 1982). Récemment, une synthèse réalisée par Shanmugan (2000) qualifie les subdivisions de Lowe (1982) comme des turbidites dites grossières (Fig. 1-15), bien que les écoulements soient laminaires concentrés à hyper concentrés (donc non turbulents).

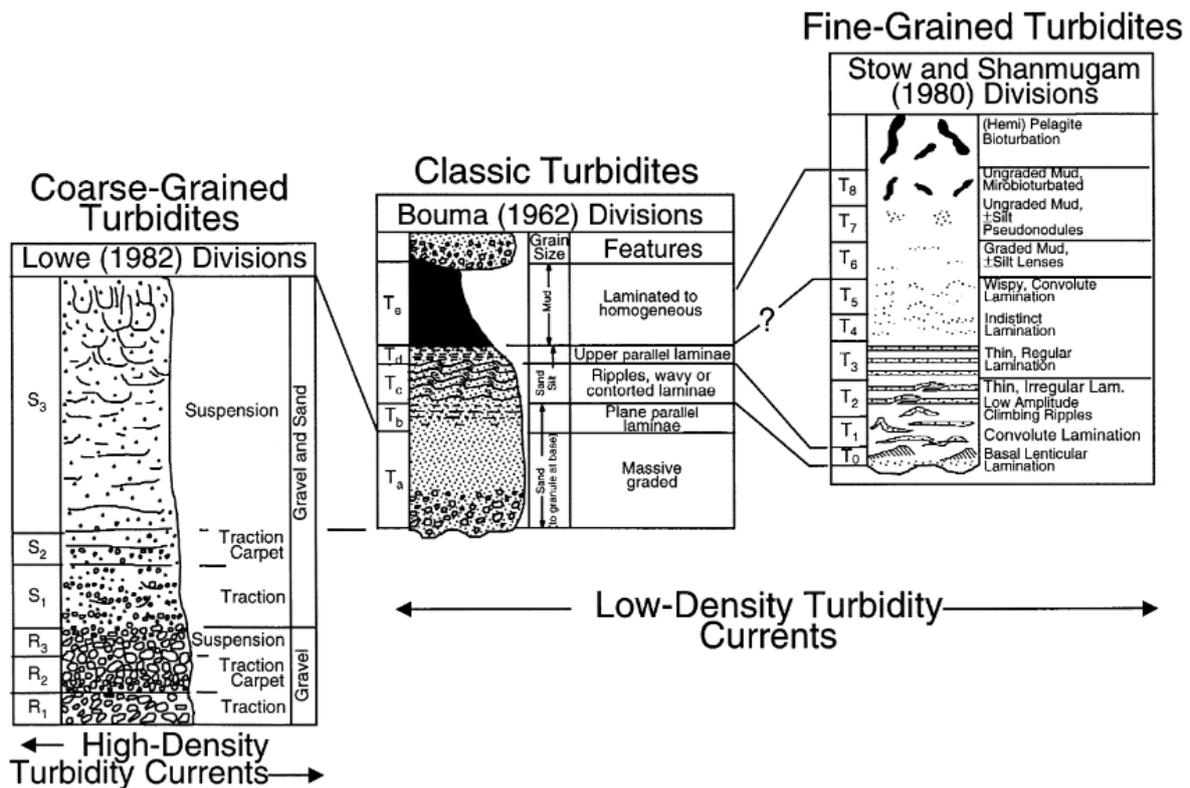


Figure 1-14: Description des différents types de séquences sédimentaires rencontrées dans les dépôts turbiditiques (Shanmugan et al., 2000).

Les **dépôts associés aux bouffées turbides** peuvent être difficilement différenciables dans les enregistrements sédimentaires de par leur ressemblance avec les autres dépôts fins (Mulder et Alexander, 2001). Ces dépôts, souvent de faible épaisseur, vont être homogénéisés par la bioturbation. Les termes T_b à T_d de la séquence type de Bouma (1962) y sont rarement enregistrés car les structures qui y sont associées nécessitent des durées plus longues pour être formées.

Dans les **environnements carbonatés**, les dépôts associés aux courants de turbidite sont également observés et caractérisés par la forte variabilité de leur composition (pour une synthèse voir Eberli et al., 1991). Les turbidites sont composées par des lithoclastes et des bioclastes nouvellement produits, avec une quantité de bioclastes plus importante dans les turbidites déposées en période de haut niveau marin. Dans beaucoup de turbidites, des copeaux de boue (*mud chip*) et des clastes micritiques arrondis sont présents et témoignent de l'érosion et de l'incorporation de sédiments semi-indurés du fond marin dans le courant de turbidite. Les turbidites carbonatées monospécifiques ne sont pas rares, avec 90 % des composants dérivant d'un même groupe faunistique. Les turbidites carbonatées représentent également un seul évènement de courte durée dont la fréquence est influencée par le contexte tectonique et les variations du niveau marin.

Comme les turbidites silicoclastiques, les turbidites carbonatées sont caractérisées par leur continuité latérale, par l'intercalation de dépôts composés d'organismes peu profonds au sein de dépôts composés d'organismes de milieux profonds, et surtout par des séquences granoclassées. Ainsi, la séquence de Bouma (1962) a été modifiée pour décrire la séquence type des turbidites carbonatées (Eberli et al., 1991 ; Fig. 1-16A). Cependant des différences notables sont caractéristiques des turbidites carbonatées :

- Les turbidites carbonatées sont **faiblement triées**, en raison de l'absence de tri au niveau de la zone source et de la diversité des bioclastes en termes de forme et de densité.
- Les turbidites carbonatées sont souvent formées par une première **séquence granodécroissante suivie par une séquence granocroissante** au sein du terme Ta de la séquence de Bouma. En effet, les lithoclastes, plus petits en taille mais plus denses, vont avoir tendance à se déposer à la base de la turbidite.
- Les **rides et les convolutes** laminaires sont plutôt associées aux turbidites fines qu'aux turbidites grossières.
- Le **terme Te est absent dans les turbidites grossières**, ce qui peut être expliqué par le fait que les boues carbonatées ne développent pas de charges électrostatiques permettant la floculation. Une autre hypothèse suggère que les particules les plus fines vont se séparer du courant turbiditique le long d'une pycnocline, formant par la suite un dépôt turbiditique secondaire composé de particules fines.
- Les **figures de base de bancs sont rares** dans les turbidites carbonatées, en raison du manque de cohésion dans les boues carbonatées.

Ainsi, comme pour les turbidites silicoclastiques, la séquence type est rarement observée. Des variations dans la densité ou la distribution de la taille des grains va induire une déviation de la séquence type (Fig. 1-16B).

De plus, les phénomènes diagénétiques modifient les structures sédimentaires initiales, en particulier dans les environnements anciens. Dans les turbidites carbonatées grossières, la base est souvent marquée par un ciment en bordure des clastes, accentuant le critère érosif habituellement décrit à la base des turbidites. Les turbidites carbonatées peuvent également être déposées et préservées à des profondeurs importantes, sous la CCD, grâce à leur fort taux de sédimentation.

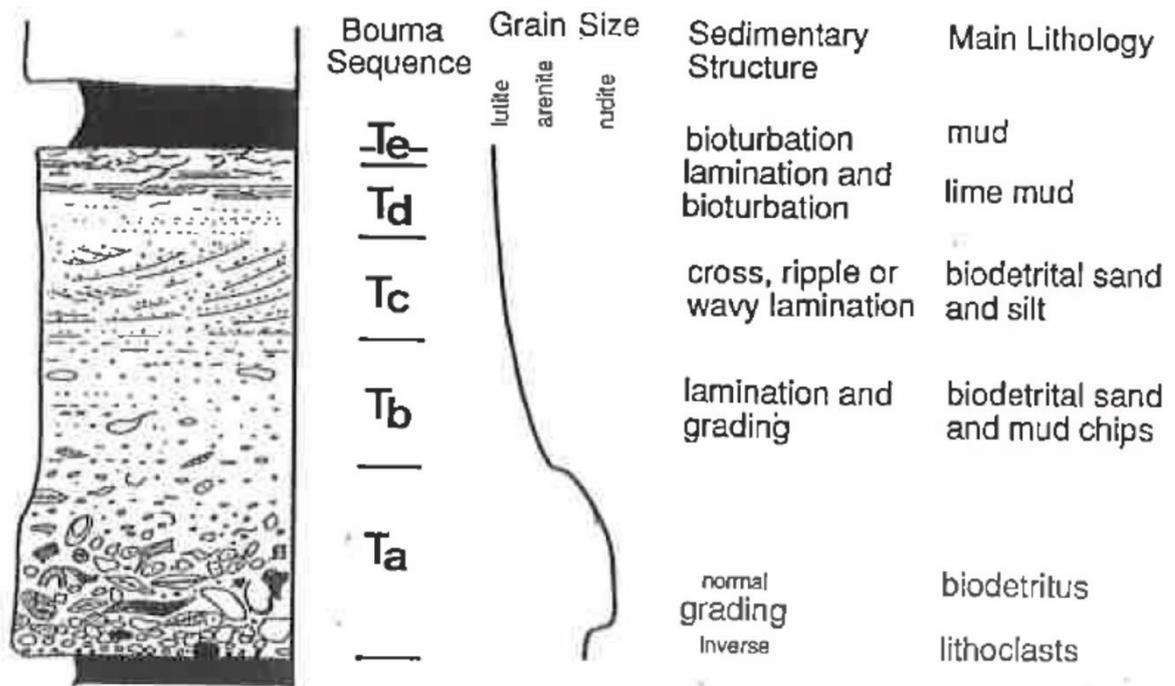


Figure 1-15 : Séquence type d'une turbidite carbonatée montrant la séquence de Bouma, la tailles des grains, le granoclassement inverse puis normal les lithologies principales (Eberli et al., 1991).

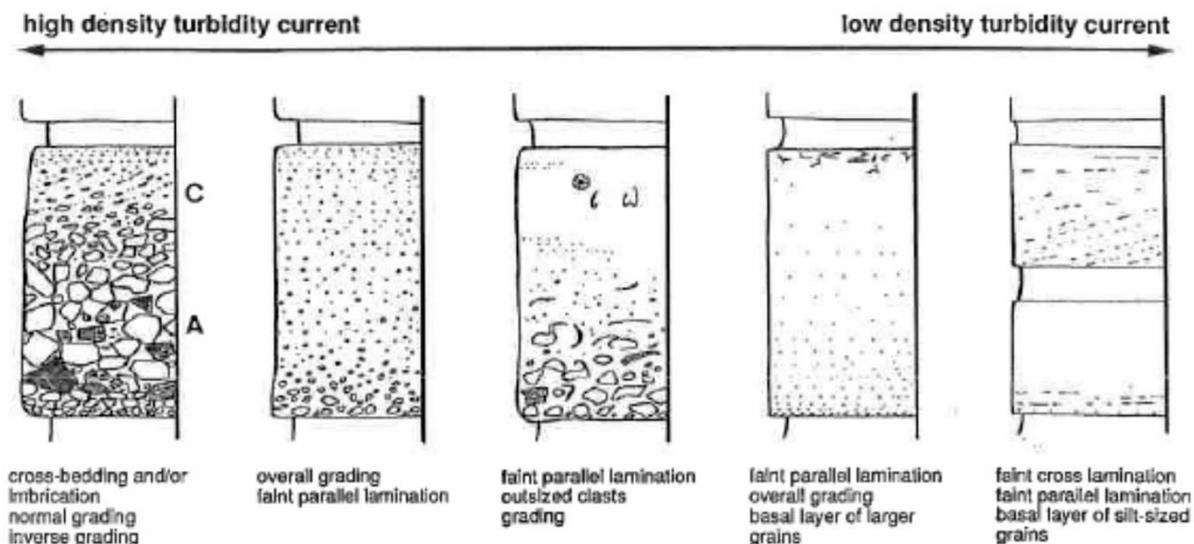


Figure 1-16: Variabilité des turbidites calcaires en raison des changements de densité du courant de turbidite (Eberli et al., 1991).

V.1.3. Evolution des processus gravitaires

Un écoulement gravitaire sous-marin non confiné peut évoluer au cours de son trajet, en raison de l'incorporation d'eau induisant une dilution progressive. Ce processus de différenciation suggère que plusieurs processus gravitaires peuvent être produits au cours d'un même évènement et déposés successivement différents types de faciès. Ainsi le glissement des Grands Bancs de 1929 est caractérisé par des dépôts de *slumps*, suivi par des débris puis des structures érosives créés par des courants de turbidites (Fig. 1-17 ; Piper et al., 1999). Ces variations latérales de dépôts s'expriment sur des dizaines de kilomètres de long sur des profondeurs d'eau de 700 à plus de 2000 m (Piper et al., 1999).

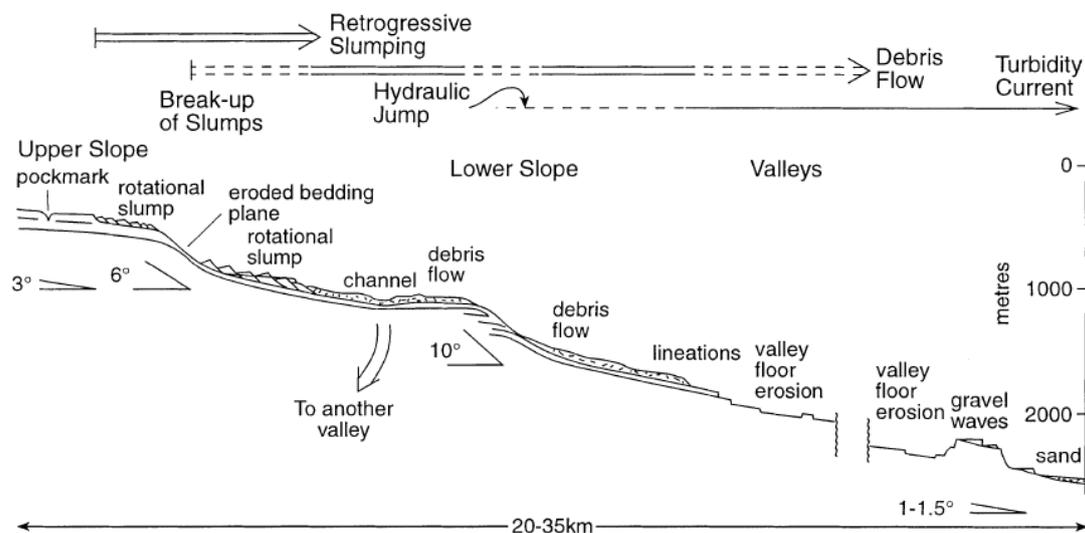


Figure 1-17: Evolution des faciès liés au glissement sous-marin des Grands Bancs de 1929 en fonction de la profondeur : des slumps rotationnels jusqu'au courant de turbidite (Piper et al., 1999).

V.2. Les contourites

Les courants favorisent l'accumulation de sédiments dans des zones préférentielles appelées « drifts contouritiques » (Rebesco et al., 2014). Les sédiments sont alors transportés perpendiculairement à la pente (« along slope ») par les courants marins. Initialement les dépôts contouritiques concernaient uniquement les sédiments déposés par les courants de contour de la circulation thermohaline (Heezen et al., 1966 ; Heezen et Hollister, 1971). Cette définition a été étendue aux courants intermédiaires (Van Rooij et al., 2010 ; Rebesco et al., 2013) et même aux masses d'eau peu profondes (e.g., Vandorpe et al., 2011). Les drifts contouritiques le long des marges continentales sont bien documentés dans la littérature (Stow et Holbrook, 1984 ; Faugères et al., 1999 ; Faugères et Stow, 2008 ; Stow et al., 2002, 2008). La compilation des différents cas d'étude a permis de classer morphologiquement les différents types de drifts (Faugères et al., 1999 ; Faugères et Stow, 2008 ; Rebesco et al., 2014). Tous les drifts contouritiques présentent une forme plus ou moins arrondie et allongée (Fig. 1-18). Leur morphologie varie principalement selon la trajectoire, la vitesse des courants et la topographie des fonds marins (Faugères et al., 1999 ; Rebesco et al., 2014). Mais d'autres paramètres vont modifier leur morphologie comme les contextes tectonique et physiographique, l'apport de sédiment, les changements climatiques et de niveau marin, ou la durée de déposition par les courants de fond (Faugères et al., 1999 ; Rebesco et al., 2014). Les *elongated drifts* sont principalement situés sur la pente inférieure et peuvent être dits *separated*, s'ils sont séparés de la pente par un *moat* érosionnel ; ou *detached*, s'ils présentent un allongement qui se détache de la pente.

Les *sheeted drifts* sont présents dans les plaines abyssales et sont caractérisés par des géométries à peine arrondie et une épaisseur uniforme avec un léger amincissement vers les marges. Ils peuvent être classifiés en *plastered drifts*, s'ils sont présents à de plus faibles profondeurs d'eau, ou en abyssal *sheet drift*. Selon les classifications, les *plastered drifts* sont regroupés avec les *giant elongated drifts* (Faugères et al., 1999 ; Faugères et Stow, 2008).

Les *channel-related drifts* sont présents au niveau de chenaux profonds dans lesquels la circulation est confinée augmentant ainsi la vitesse d'écoulement des courants de fond. Les *confined drifts* ont une morphologie très arrondie avec la présence d'un *moat* le long des deux flancs. Ils sont allongés parallèlement à l'axe d'un bassin de confinement relativement petit.

Les *patch drifts* présentent une petite taille, allongée à irrégulière, dont l'accumulation est discontinue en raison des interactions entre la morphologie du fond marin irrégulier et les courants de fond.

Les *infill drifts* se forment généralement à la tête d'une cicatrice et sont caractérisés par un relief et une extension modérés. Leur géométrie en forme de mont va combler progressivement la dépression topographique.

Les *fault-controlled drifts* se développent soit au top soit à la base d'un relief du fond marin par une faille induisant des perturbations dans la circulation des courants de fond. Les *mixed drifts* sont influencés par des interactions entre les courants de fond et des processus de dépôt lors de la construction du drift.

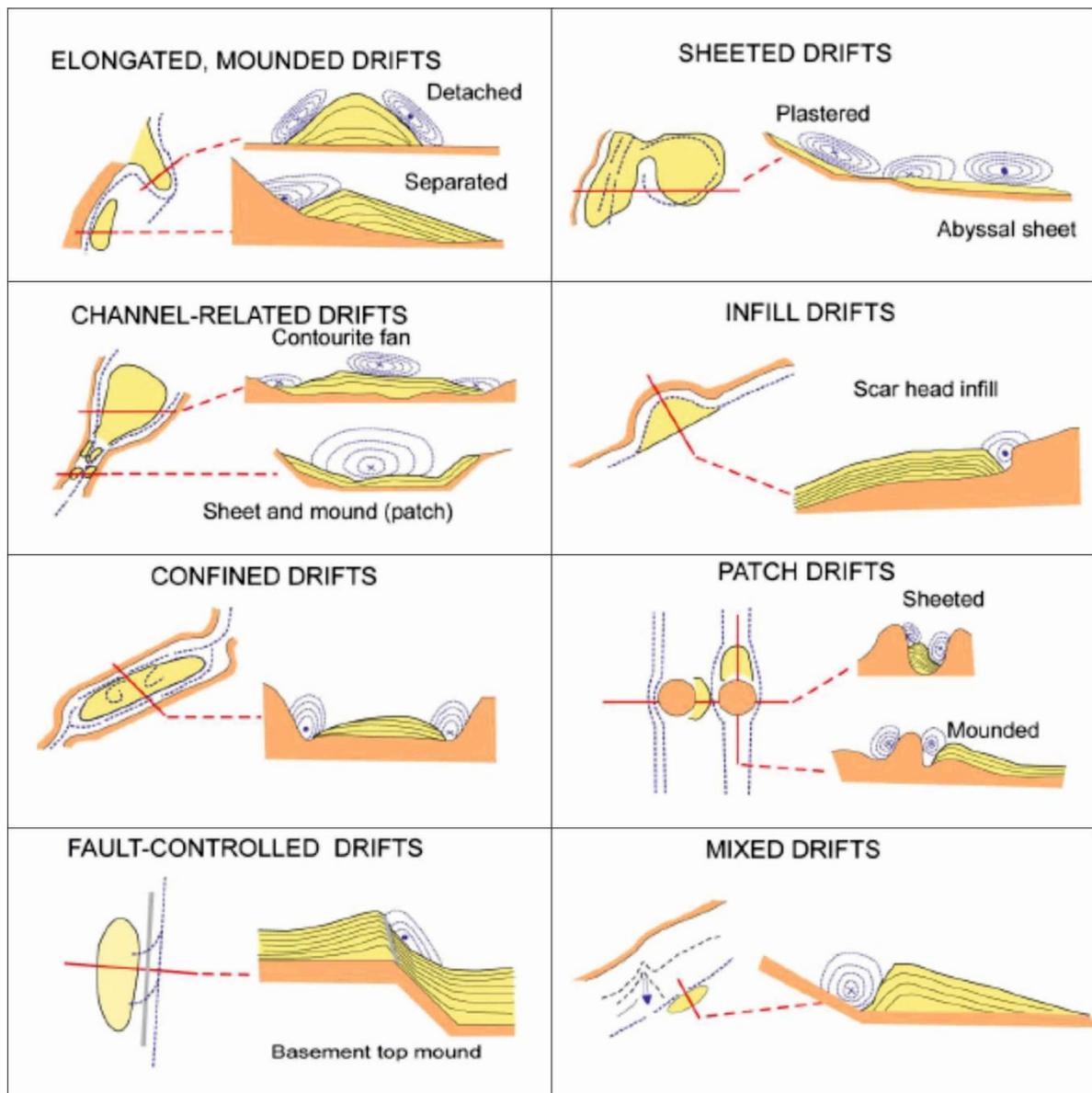


Figure 1-18 : Différents types de drifts en fonction des trajectoires des courants de fond, modifiés d'après Rebesco et al. (2014).

Les drifts se développant le long des pentes carbonatées sont quant à eux moins bien documentés (Neumann et Ball, 1970 ; Mullins et al., 1980 ; Anselmetti et al., 2000 ; Bergman et al., 2005 ; 2010 ; Correa et al., 2012). Aux Bahamas, cinq drifts contouritiques modernes de type carbonaté ont été décrits le long des pentes des Bahamas (Mullins et al., 1980 ; Anselmetti et al., 2000 ; Bergman et al., 2005 ; 2010). Le rôle des courants de contour a été très peu mis en évidence dans la dynamique sédimentaire d'environnements carbonatés anciens (Betzler et al., 2013 ; Murdmaa et al., 2016). Récemment, le terme « drifts de type péri-plate-forme » (*periplatform drift*) correspond à des pentes carbonatées sous l'influence de courants de fond (Betzler et al. 2014). Ces drifts carbonatés sont différents des drifts précédemment décrits de par la proximité de la source des apports sédimentaires (Fig. 1-19).

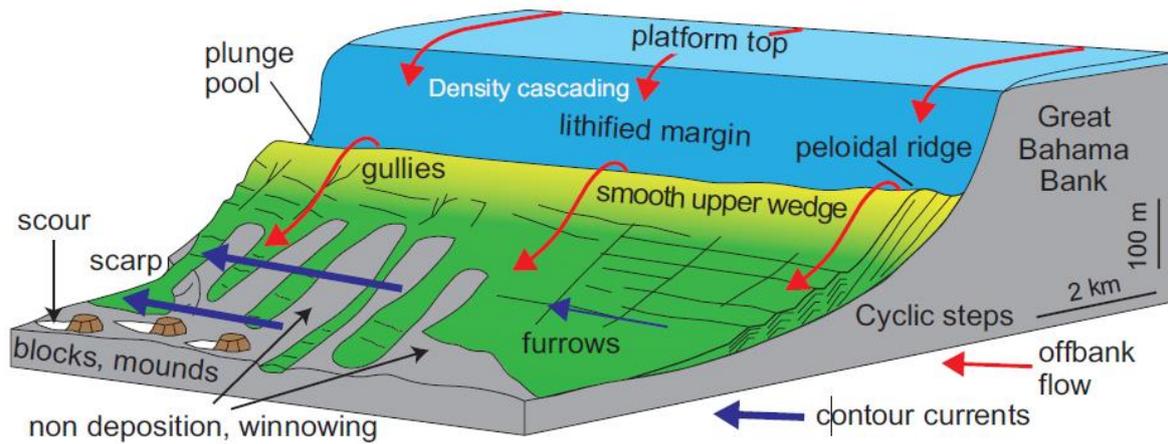


Figure 1-19: Modèle de drift de type péri-plate-forme avec à gauche une zone de forts courants, où les dépôts sont arrangés en lobes qui remplissent des dépressions peu profondes et à droite une zone de faibles courants, où les dépôts se situent le long de la pente (Betzler et al., 2014).

Les drifts contouritiques sont formés par l'empilement de contourites au cours du temps. La séquence contouritique type a été définie sur le drift de Faro au niveau de la pente moyenne du Golfe de Cádiz (Gonthier et al., 1984 ; Faugères et al., 1984). Ce modèle comprend une séquence granocroissante suivie par une séquence granodécroissante traduisant la vitesse du courant de fond (Fig. 1-20). Ces séquences s'expriment par des variations sédimentaires cycliques allant du faciès vaseux au faciès silto-sableux (Fig. 1-20). Dans des configurations particulières mais loin d'être rares, où les courants sont trop forts pour déposer du sédiment, des troncatures vont exprimer l'érosion de la séquence (Stow et Faugères, 2008). Ainsi des variantes de la séquence type ont été définies pour illustrer la variabilité des faciès (Fig. 1-21).

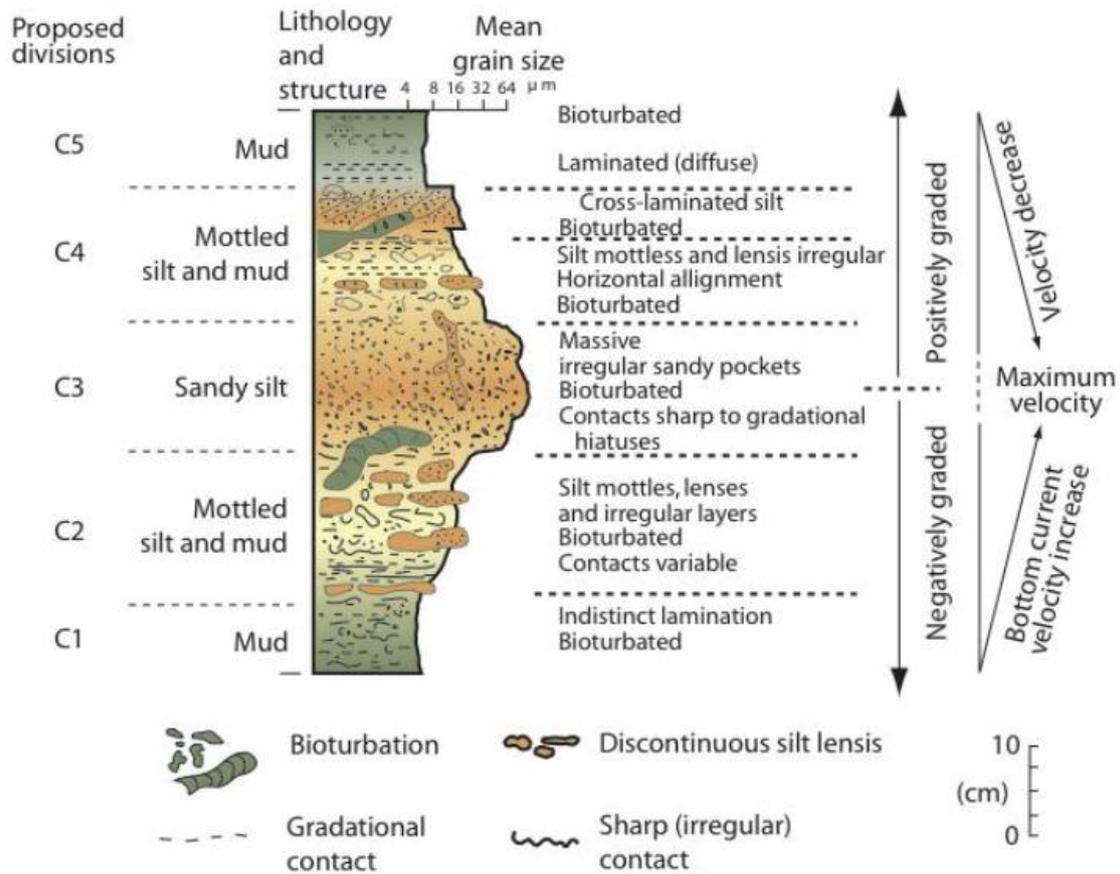


Figure 1-20: Séquence contouritique type en lien avec les variations de vitesse des courants de contour (modifié par Rebesco et al.1984 d'après Gonthier et al., 1984).

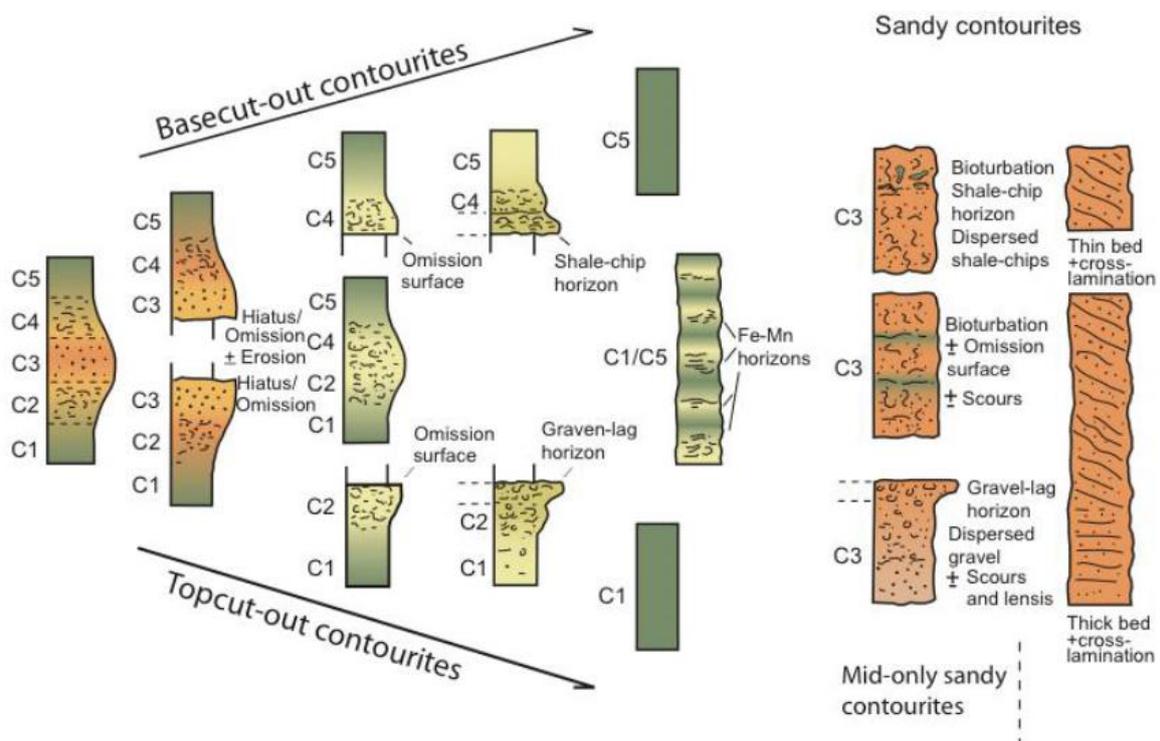


Figure 1-21: Variantes du modèle contouritique type, montrant les variations sédimentaires des faciès contouritiques (modifié par Rebesco et al., 2014 d'après Stow et Faugères, 2008).

V.3. Les vitesses de décantation et de transport et distance de transport

Les sédiments sableux carbonatés ont un seuil de transport plus bas que les sédiments silicoclastiques dû à leur morphologie et à leur plus faible densité (Prager et al., 1996). En raison de la structure des squelettes carbonatés, des grains plus volumineux peuvent avoir une densité plus faible que des grains plus petits de même origine (Kench et McLean, 1996). Dans des sables mal triés, les composants les plus larges sont mis en mouvement avant les composants les plus fins (Prager et al. 1996) à cause, entre autres, du piégeage physique des particules les plus fines dans une couche inférieure où les vitesses de courant sont supposées plus faibles (Li et Komar, 1992 ; Prager et al. 1996).

Les particules carbonatées ont été classées en quatre catégories en fonction de leur forme (Maiklem, 1968) : les blocs, les tiges, les plaques et les sphères (Fig. 1-22). Les blocs proviennent principalement de la fragmentation des squelettes d'organismes carbonatés comme les coraux ou les algues corallines. Leur trajectoire sera aléatoire si leur taille est supérieure à 3-4 mm, en deçà elle se stabilise. Les tiges vont décanter suivant une verticale et parfois, si l'un des côtés est plus lourd que l'autre, comme pour les gastéropodes, les tiges vont tourner sur elle-même. Les plaques proviennent principalement de la fragmentation des algues calcaires (*e.g.* les plaques d'*Halimeda*), des tests des foraminifères benthiques du genre *Marginopora* sp., et des valves de bivalves. Elles décanter également verticalement avec, pour les formes convexes, un effet de glissement horizontal. Les sphères comprennent les tests de foraminifères planctoniques ou de certains foraminifères benthiques comme les genres *Calcarina* ou *Baculogypsina*. Leur trajectoire est régulière le long d'une verticale.

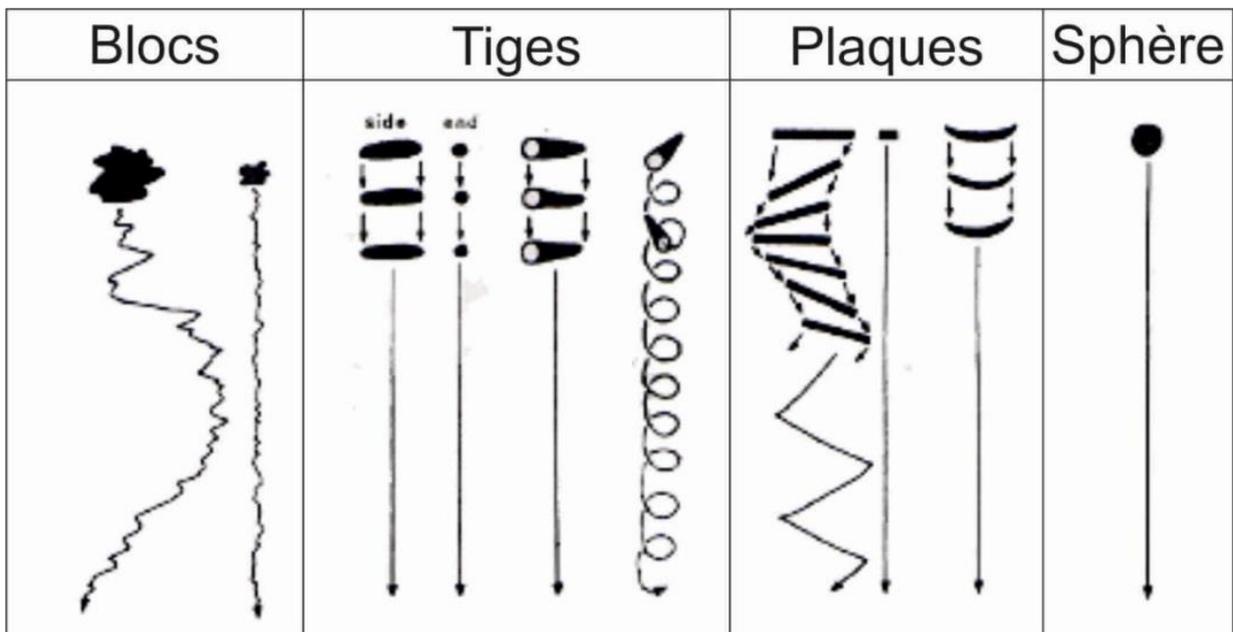


Figure 1-22 : Trajectoire de décantation en fonction des différents grains (Maiklem, 1968).

Dans l'océan ouvert, les coccolithophores et les foraminifères planctoniques représentent à l'actuel la majorité des producteurs carbonatés avec dans une moindre mesure les ptéropodes. La vitesse de décantation des foraminifères planctoniques le long de la colonne d'eau varie en fonction de leur taille, d'une centaine au millier de mètres par jour (Berger et Piper, 1972). Ces vitesses leur permettent de se déposer sur les fonds marins sans subir de dissolution majeure pendant le transport à travers la colonne d'eau (Honjo, 1977). La décantation des particules les plus petites (de la taille des argiles) est très lente. Elle est de l'ordre de quelques centaines de mètres par an pour les coccolithes de par leur forme aplatie (Honjo, 1975). Ainsi, en prenant en compte les taux de dissolution de Peterson (1966), les coccolithes devraient être dissouts juste après avoir passé la profondeur de saturation (Honjo, 1975, 1977).

La formation des pellets fécaux est suggérée pour expliquer le transport de particules de la taille des argiles à travers la colonne d'eau (Honjo, 1975, 1976, 1977 ; 1980 ; Adelseck et Berger 1975 ; Wiebe et al., 1976 ; Maita et al., 1988). En effet, 90 % des coccolithophores sont ingérés vivants et rejetés sous forme de pellets (Menzel, 1974) dont la vitesse de décantation est de l'ordre d'une centaine de mètres par jour (Wiebe et al., 1976). Il a été estimé qu'en moyenne un pellet de 0,8 µg contient 4×10^4 coccolithes (Honjo, 1975). La forme cylindrique allongée leur permet de descendre à une vitesse beaucoup plus importante de l'ordre de 200 à 250 m/jour (Honjo, 1975 ; Bruland et Silver, 1981). Des vitesses de décantation atteignant 1800 à 2700 m/jour ont été mesurées pour les pellets de certaines espèces de salpe et de ptéropodes (Bruland et Silver, 1981). Les vitesses de décantation énumérées ci-dessus sont synthétisées dans la figure 1-23.

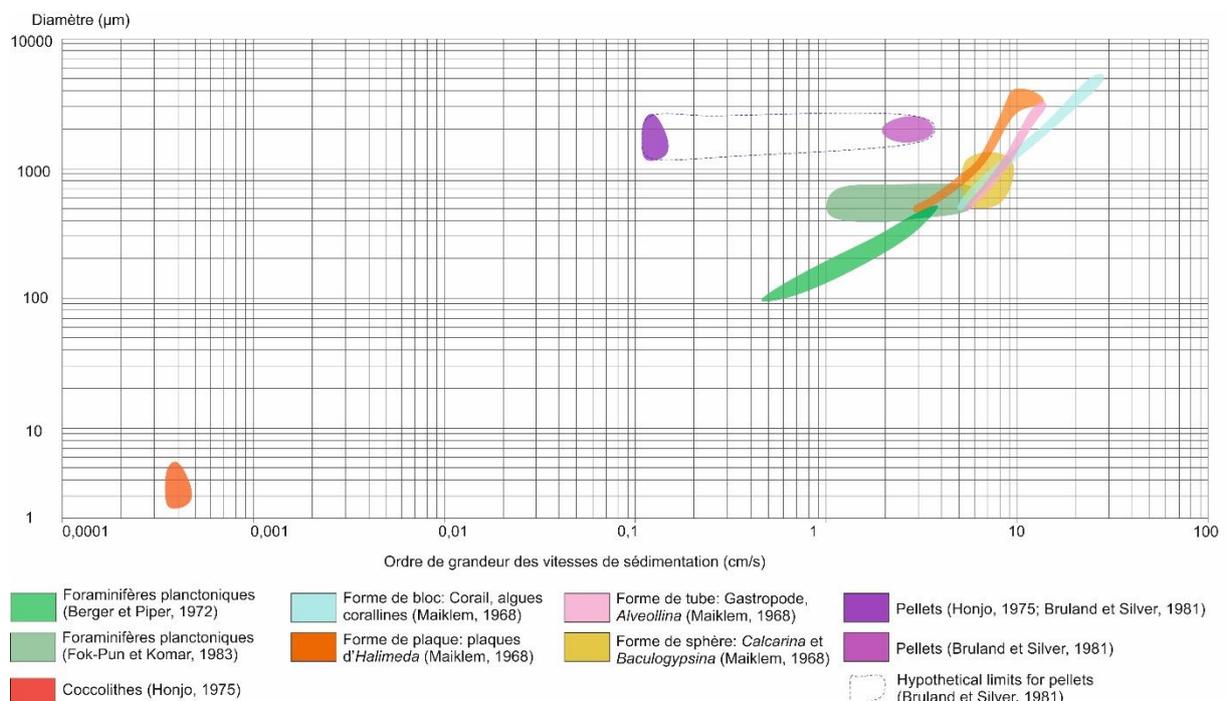


Figure 1-23 : Ordre de grandeur des vitesses de sédimentation de quelques organismes carbonatés types.

La grande variabilité de formes, de densités et indirectement de trajectoires de décantation des différentes particules carbonatées expliquent que les vitesses de décantation théoriques du quartz de Ferguson et Church (2004) diffèrent de celles mesurées expérimentalement (Fig. 1-23 ; Maiklem, 1968 ; Fok-Pun et Komar, 1983 ; Hodson et Alexander, 2010). De la même manière, la plus faible masse volumique des squelettes carbonatés induit un seuil d'entraînement moins élevé pour initier le transport des sables bioclastiques par rapport aux sables quartziques (Prager et al., 1996). Cependant, les vitesses de décantation mesurées expérimentalement et théoriquement le sont pour des particules isolées, c'est-à-dire des particules dont la taille, la forme et la densité sont approximativement similaires. Or dans le cas des sédiments hétérogènes, les interactions entre les grains vont modifier les vitesses de décantation des différentes particules carbonatées (Kench et McLean, 1996). Ainsi, des particules, qui isolées ne sédimenteraient pas à la même vitesse, vont pouvoir se retrouver dans la même fraction sédimentaire traduisant elle-même une vitesse de décantation moyenne (Kench et McLean, 1996). L'architecture squelettique des composants bioclastiques va également avoir une influence car les grains de plus grande taille peuvent posséder des valeurs de masse volumique plus faibles que leurs plus petits constituants abrasés (Kench et McLean, 1996). Il a été suggéré que dans les sédiments hétérogènes, les particules les plus fines sont protégées par les particules les plus grossières, se retrouvant ainsi dans une zone de plus faible contrainte (Prager et al., 1996). De plus, la cohésion due aux liaisons électrochimiques entre les particules fines et donc le fait que les particules fines soient protégées nécessitent des vitesses plus élevées pour être remobilisées (Hjulström, 1935).

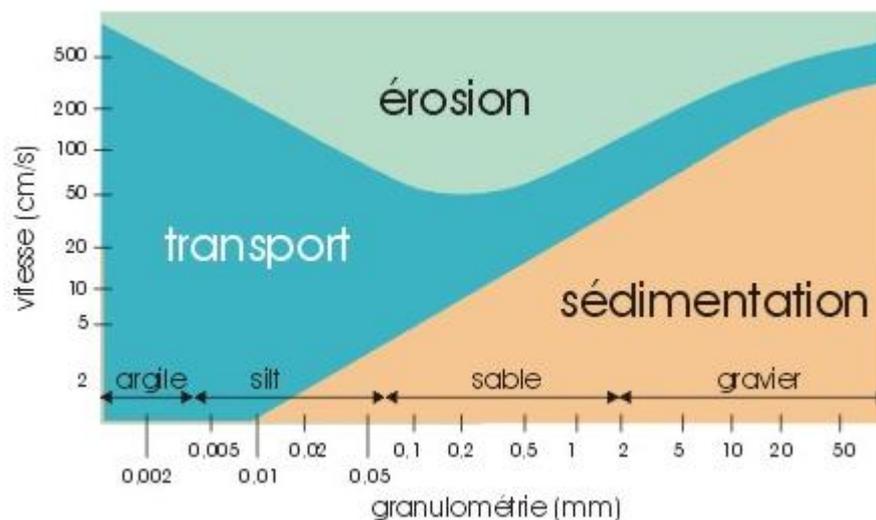


Figure 1-24: Diagramme de Hjulström (redessiné par Boulvain, 2016).

En termes de distance de transport, la concentration des particules est le paramètre principal contrôlant le dépôt mais la composition des particules va également influencer la distance de dépôt (Hodson et Alexander, 2010). En effet, l'addition de particules fines dans un flux augmente l'efficacité du transport des particules grossières. Le mélange de particules de différentes densités va permettre d'augmenter la vitesse du courant et de favoriser le transport de sédiments vers le bassin (Hodson et Alexander, 2010).

VI. Diagenèse marine des systèmes carbonatés

VI.1. Les environnements diagenétiques carbonatés

Après avoir été transportées jusqu'à leur site de dépôt par des processus gravitaires, contouritiques, ou par décantation, les particules carbonatées vont subir un ensemble de changements physico-chimiques appelés diagenèse (Tucker et Wright, 1990 ; Scholle et Ulmer-Scholle, 2003). Ces phénomènes physico-chimiques tendent à une stabilisation chimique maximale, se traduisant en termes de thermodynamique par une énergie libre minimale et une entropie maximale (Morse et Mackenzie, 1990). Elle implique une variété de processus physiques et chimiques dont les plus communs sont présentés ci-dessous :

- la **cimentation** correspond à la précipitation d'une phase minérale sur un substrat, ce qui va progressivement combler les pores d'un sédiment. Cette disparition progressive de la porosité primaire est marquée par l'accroissement progressif des cristaux. La structure et la composition chimique des ciments varient en fonction des différents domaines (météorique, marin ou de sub-surface) et donc du type de diagenèse (e.g. diagenèse d'enfouissement).
- la **dissolution** correspond à la mise en solution des phases minérales et va induire une porosité secondaire à diverses échelles, depuis celle du système karstique jusqu'à la porosité intraparticulaire.
- la **recristallisation**, ou néomorphisme, implique un changement de cristallinité de la phase pré-existante (changement de la taille, de la géométrie des cristaux), sans changement de chimisme, comme par exemple la transformation de l'aragonite en calcite.
- le **remplacement** implique un changement de cristallinité et un changement chimique d'un minéral pré-existant tout en préservant la géométrie cristalline, comme par exemple la dolomitisation dite secondaire et la silicification.
- la **compaction mécanique** inclut la déshydratation, et la déformation ou réorientation des grains selon l'état de consolidation du sédiment.
- La **compaction chimique** correspond à la dissolution de la roche sous l'effet de la pression lithostatique et se traduit par l'apparition de stylolites.
- la **micritisation microbienne** correspond à des micro-perforations par des micro-organismes (bactéries, champignons, algues) qui vont par la suite se remplir de micrite pour former une enveloppe micritique.

Trois types de diagenèse ont été définis : la diagenèse marine, la diagenèse météorique et la diagenèse d'enfouissement (Fig. 1-25) auxquelles sont associés des types de ciments préférentiels (Scholle et Ulmer-Scholle, 2003).

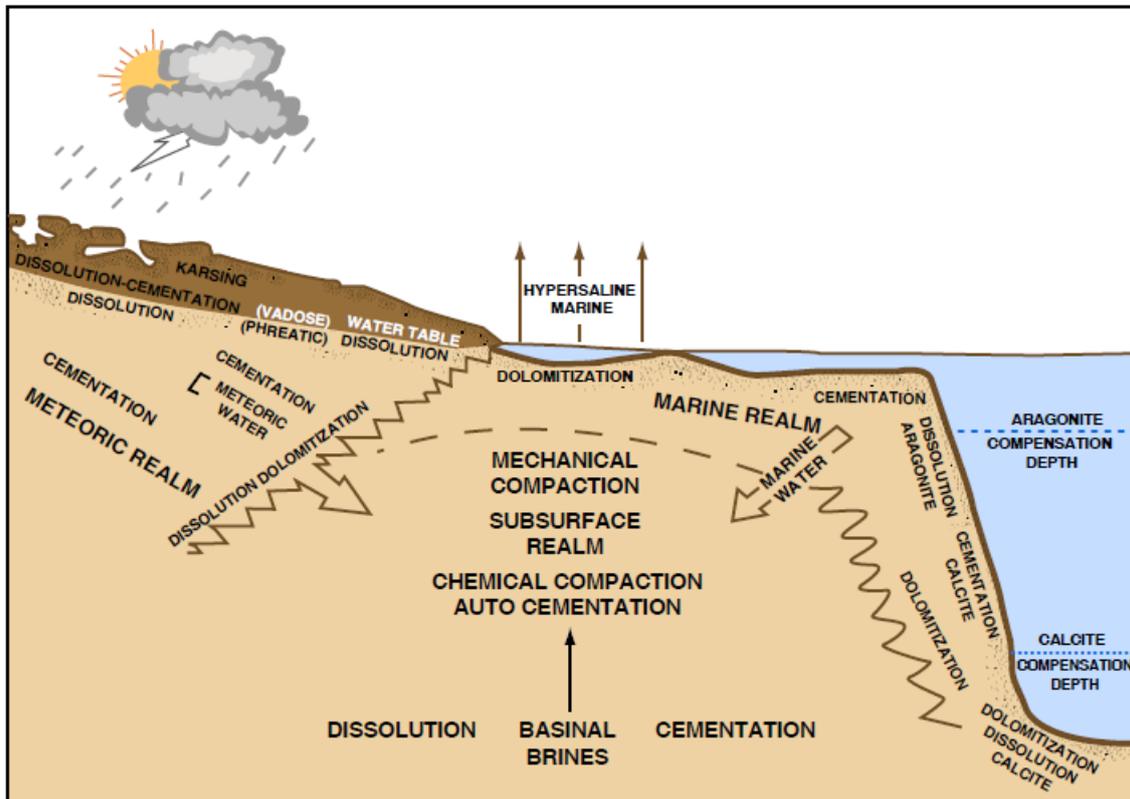


Figure 1-25 : Les différents domaines diagenétiques (d'après Moore, 2001, adapté par Southard, 2007).

La **diagenèse marine** opère sur des périodes de temps relativement courtes (de l'année aux milliers d'années) et comprend une gamme restreinte de la chimie des fluides contenus dans les pores du sédiment. La minéralogie des ciments marins modernes est principalement en calcite fortement magnésienne (~12-18 mol% Mg) et en aragonite dans les environnements où les eaux sont chaudes. Dans les zones où les eaux sont froides (zones tempérées, polaires, et environnements profonds), les ciments en calcite fortement magnésienne prédominent dans les moyennes latitudes, mais deviennent plus rares et moins riches en magnésium vers les hautes latitudes. La diagenèse marine induit la formation de ciments (Fig. 1-26A) et est également responsable de la formation des « *beach rocks* » et des « *nodular hardgrounds* ».

La **diagenèse d'enfouissement** se produit plus en profondeur, sous la zone de circulation active des eaux marines. C'est la diagenèse la plus influente à l'échelle de la vie d'un sédiment carbonaté. Elle opère sur de très grandes périodes de temps (du million à la centaine de millions d'années). La porosité va se réduire fortement au cours de l'enfouissement, en développant des cristaux riches en calcite faiblement magnésienne, comme les ciments poecilites, correspondant à des grands cristaux qui englobent les grains (Fig. 1-26B).

La **diagenèse météorique** opère sur de longues périodes de temps (centaines au million d'années) et se produit dans les couches présentes à la surface de la Terre où les eaux douces sont en contact avec les sédiments et roches carbonatés. Les eaux météoriques peuvent circuler bien en-dessous de la surface et affecter des couches sédimentaires bien plus anciennes. Cet environnement est divisé en deux zones : le milieu vadose sous-saturé en eau, et le milieu phréatique saturé en eau. Cette diagenèse se traduit par la dissolution des carbonates les moins stables (aragonite et calcite fortement magnésienne) suivie par une précipitation principalement en calcite faiblement magnésienne (Fig. 1-26C).

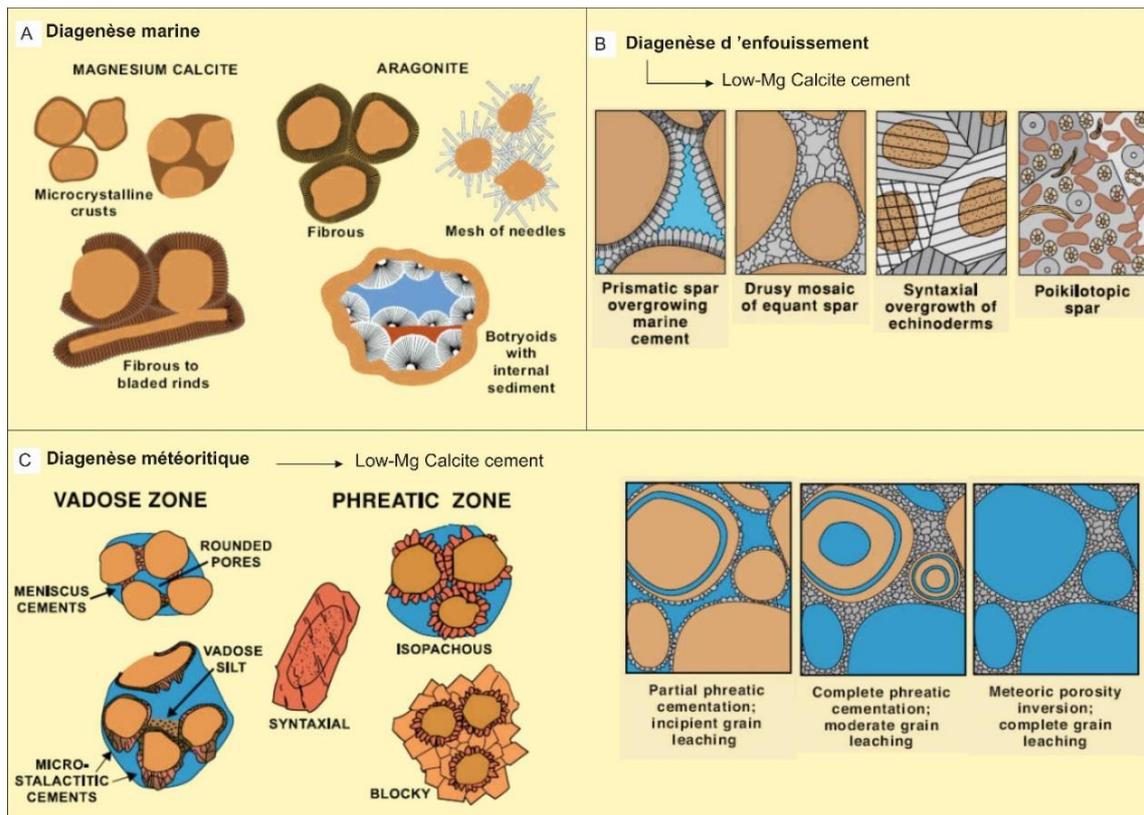


Figure 1-26 : Différents types de ciments en fonction du type de diagenèse (Scholle et Ulmer-Scholle, 2003).

VI.2. Structure et formation des ciments submicrocristallins

Dans les environnements marins modernes, la plupart des ciments submicrocristallins ont été trouvés dans la zone de « *fore reef* », zone de forte énergie et de faible accumulation (pour une synthèse voir Macintyre et Aronson, 2006). Certains ont été trouvés à des profondeurs beaucoup plus importantes, entre 530 et 870 m de profondeur (Hook et al., 1984). Ils peuvent se former directement sur les substrats fixes par croissance successive des cristaux sur les murs d'une cavité, ce qui peut finir par l'occlusion totale de l'espace intergranulaire (Ginsburg, 1971).

Leur minéralogie est de type calcite fortement magnésienne, présentant des pourcentages entre 12 et 19 % de $MgCO_3$ (Alexandersson, 1969 ; Ginsburg et al., 1971 ; James et al., 1976 ; Macintyre, 1977, 1984 ; Macintyre et Aronson, 2006). Ces cristaux ont une forme anhédrule en mosaïque et leur taille varie entre 1 et 4 μm (Fig. 1-27 ; Ginsburg et al., 1971 ; Marshall, 1983). Parfois, les cristaux sont présents sous forme d'agrégats sphériques de taille 20-60 μm , entourés d'une bordure de ciment calcitique de 4 à 30 μm d'épaisseur formant la texture dite « péloïdale » (Fig. 1-27B, C ; Macintyre, 1977, 1984 ; 1985 ; Marshall et Davies, 1981 ; Marshall, 1983).

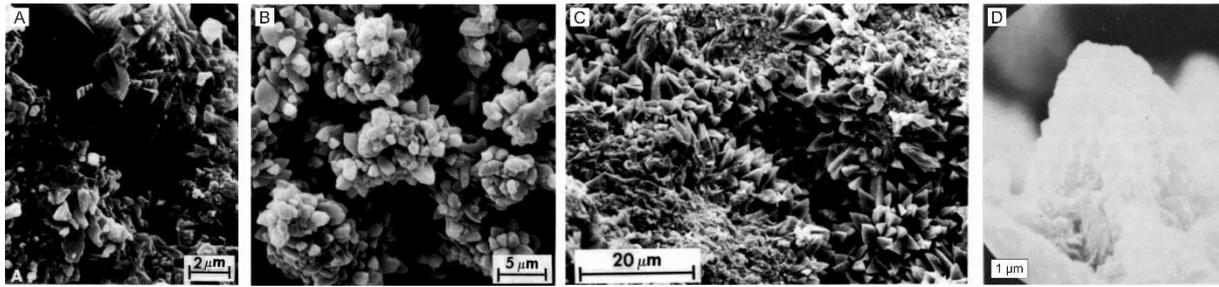


Figure 1-27 : Photos réalisées au microscope électronique à balayage A) fragment squelettique entouré d'une mosaïque dense de ciment de calcite fortement magnésienne à texture submicrocristalline ; B) ciment de calcite submicrocristalline fortement magnésienne à texture peloïdale remplissant les tubes de serpulides (Macintyre, 1984) ; C) ciment de calcite fortement magnésienne à texture peloïdale (Macintyre, 1984) ; D) un unique cristal de ciment fortement magnésien isolé suite à de la dissolution (Marshall et Davies, 1981).

VII. Terminologie et classification des sédiments carbonatés

VII.1. Terminologie des sédiments carbonatés

Le terme « micrite » est une contraction de « microcristalline ooze » qui a été défini comme une matrice de la taille des argiles ($< 4 \mu\text{m}$) et dont la présence indique un environnement de dépôt calme (Folk, 1959 ; 1962). Le terme « matrice » désigne un matériel mécaniquement déposé entre les particules, distinct des ciments précipités (Bathurst, 1971). Le terme « microsparite » se réfère aux ciments dont la taille est comprise entre 4 et $30 \mu\text{m}$, et le terme « sparite » aux ciments supérieurs à $30 \mu\text{m}$ (Folk, 1959). Par la suite, des études de la lithification sous-marine dans les environnements modernes ont mis en évidence la présence de ciments de taille inférieure à $4 \mu\text{m}$ (e.g. Friedman, 1964 ; 1974 ; Ginsburg et al., 1971 ; Alexandersson, 1969 ; James et al., 1976 ; Macintyre, 1977 ; 1984 ; Land et Moore, 1980 ; Marshall et Davies, 1981 ; Hook et al., 1984). De nouveaux termes ont été utilisés pour se référer à ces ciments de taille $< 4 \mu\text{m}$, tels que « *micritic cement* » et « *micrite cement* » (Alexandersson, 1969 ; Ginsburg et al., 1971 ; Land et Moore, 1980 ; Hook et al., 1984 ; Reid et al., 1990 ; Grammer, 1991 ; Martin-Garcia et al., 2009) ou « *submicrocristallin* » et « *sumicrocristic* » (Macintyre, 1977, 1984). Les termes « *micarb* » pour « *microcarbonate particles* » sont moins bien définis mais englobent les particules carbonatées de diamètre de quelques micromètres, et dans le cas des ciments, le terme « *diagenetic microcarbonate* » est utilisé (Thierstein et Roth, 1991 ; Westphal et al., 2004). Friedman (1985a) argumenta contre l'utilisation des termes « *micritic cement* » ou « *micrite cement* », justifiant de l'importance de la sémantique afin d'éviter d'éventuelles confusions. Reid et al. (1990) reconsidèrent l'utilisation du terme « micrite » dans la description des ciments microcristallins et proposent les termes « *sea floor micrite* » pour la micrite déposée à l'interface eau-sédiment et « *internal micrite* » pour la micrite accumulée à l'intérieur des cavités et des pores intergranulaires.

Dans cette étude le terme « micrite » est utilisé à la fois comme un terme descriptif et génétique, traduisant des particules carbonatées de taille micrométrique formées dans des environnements à faible énergie comme originellement décrit par Folk (1959). Le terme « ciment submicrocristallin » définit les ciments d'une taille $< 4 \mu\text{m}$ (Macintyre, 1977 ; Friedman, 1985a). Les termes « ciment microsparitique » et « sparitique » définissent les ciments dont la taille varie entre 4 et $30 \mu\text{m}$ et supérieurs à $30 \mu\text{m}$, respectivement (Folk, 1959).

VII.2. Classification des sédiments et roches carbonatés

La classification de Grabau (1904) différencie deux grands groupes de roches : les roches endogènes (non clastique) et les roches exogènes (clastique, Fig. 1-28). Les roches carbonatées sont incluses dans les roches endogènes qui vont être séparées en fonction de leur processus de formation. On distingue alors les roches pyrogènes, les roches thermogéniques, les roches hydrogéniques et les roches biogéniques. Parfois la distinction entre les roches d'origine animale ou végétale est précisée au sein des roches biogéniques. Cette classification va mettre en avant si la roche a subi des processus de transformation métamorphiques ou non (*original*). Par la suite, 5 groupes sont déterminés en se basant sur la composition des roches : le groupe alcalin, calcaire, siliceux, ferrugineux et carboné. Le groupe calcaire regroupe l'ensemble des dépôts carbonatés de pente et plate-forme (roches et sédiments).

Depuis, de nombreuses études ont illustrées la variabilité des dépôts carbonatés, soulignant la nécessité d'utiliser une classification plus complète pour faciliter les comparaisons de faciès entre différentes études. Deux classifications majeures sont principalement utilisées pour décrire les dépôts carbonatés : la classification de Folk (1959, 1962) et la classification de Dunham (1962) modifiée par Embry et Klovan (1971).

Pyrogenic		See Table of Igneous Rocks				
Atmogenic		Snow		Snow Ice		
<i>Composition</i>		<i>Alkalious</i>	<i>Calcareous</i>	<i>Siliceous</i>	<i>Ferruginous</i>	<i>Carbonaceous</i>
Hydrogenic	Original	Rock salt	Chemical limestones Stalactic deposits, calcareous tufa, Gypsum Anhydrite	Siliceous Sinter Vein Quartz Flint, Chert	Bog ore, Limonytes, Siderites	
	Métamorphique		Marble, Alabaster	Quartz rock	Specular Hematytes, Magnetites	
Biogenic	Original	Phosphate rocks	Organic limestones (coral rock, shell beds, organic ooze)	Siliceous organic oozes-diatoma- ceous earth	Limonytes (organic.)	Peat, Lignyte, Bituminous Coal, some Anhracytes
	Métamorphique		Marble	Quartz rock	Specular Hematytes, Spathic and magnetic iron ores	Certain Anthracytes, Native coke, Bitumens, Oils, Asphalt, Graphyte

Figure 1-28: Classification des roches endogènes (Grabau, 1904).

La **classification de Folk (1959, 1962)** se base sur la nature des grains et la phase de liaison (micrite vs sparite), ainsi que sur les proportions de grains (allochèmes) en volume (Fig. 1-29). Certains allochèmes sont mis en avant comme les intraclastes, les oïdes et les pellets, alors que tous les autres sont inclus sous le terme de fossiles. Onze combinaisons de noms de faciès peuvent ainsi être créées en fonction du composant dominant (> 25 %) et de la phase de liaison (Figure 1-29A), tels que « *intrasparite* » ou « *biomicrite* ». De plus, la proportion, la qualité du tri, et l'état d'abrasion des allochèmes permettent de spécifier les noms de texture, par exemple « *packed bio-micrite* » sera utilisé pour un dépôt carbonaté contenant plus de 50 % de fossiles au sein d'une matrice micritique (Figure 1-29B). Une dernière subdivision pour les sédiments remaniés a été proposée en fonction de la taille des grains transportés (Figure 1-29C).

Ainsi, cette classification, utilisée mondialement, repose sur une terminologie descriptive et semi-quantitative des différentes particules sédimentaires. Elle apporte des informations sur les environnements de dépôt, en gardant la possibilité d'être utilisée à différents niveaux de détail. Par contre, l'utilisation du microscope est nécessaire pour quantifier et identifier les grains carbonatés de petites tailles afin de nommer correctement le faciès. Cette classification n'est pas adaptée aux environnements récifaux et de pente, de part une absence de détails dans les organismes composant ces environnements. Elle n'est pas aussi facile d'utilisation que la classification de Dunham pour décrire les carottes sédimentaires (sédiments non consolidés).

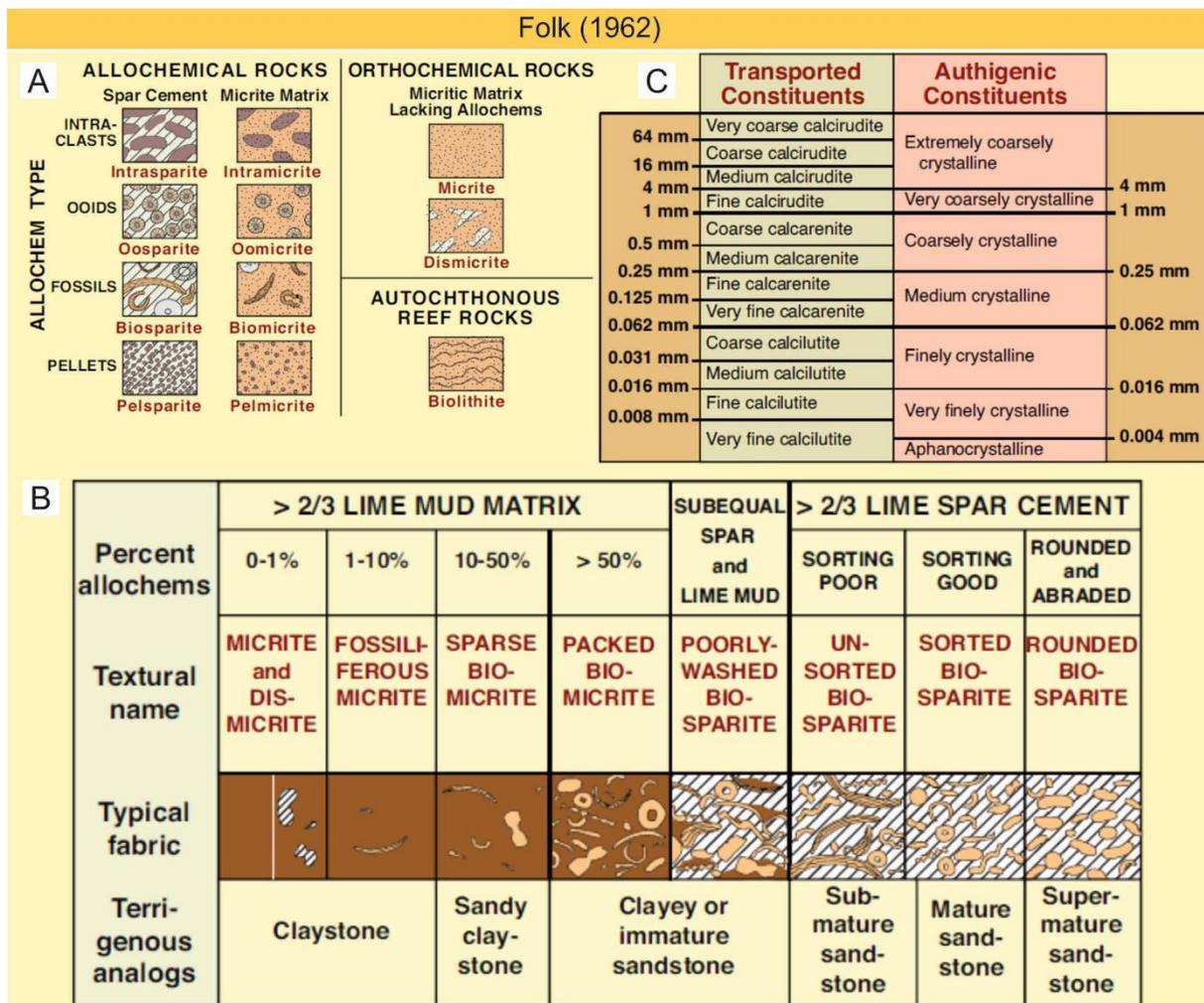


Figure 1-29 : Classification de Folk (1962).

La classification de **Dunham (1962)** se base sur la texture de la roche ou du sédiment et les subdivise en six classes selon la texture de dépôt, le contact ou non entre les grains, et la proportion de micrite (< 20 µm) par rapport aux grains (Fig. I-30A). Les dépôts carbonatés peuvent ainsi être caractérisés de *mudstone* (si grains < 10%), *wackestone* (si grains > 10% et lorsque les grains ne se touchent pas), *packstone* (si les grains se touchent avec présence de micrite), *grainstone* (pas de micrite), *boundstone* (si les composants étaient initialement liés ensemble pendant le dépôt) et carbonate cristallin (quand aucune texture n'est reconnaissable). A cela, Embry et Klovan (1971) ont rajouté deux classes pour les sédiments les plus grossiers contenant plus de 10 % de grains supérieurs à 2 mm : *Floatstone* (si la matrice est dominante) et *Rudstone* (pour les autres), ainsi que trois sous-classes au sein de la classe *boundstone* : *bafflestone*, *bindstone*, *framestone* (Fig. I-30B). Wright (1992) utilisa les trois catégories « dépôt », « biologique », et « diagénétique » pour intégrer les classes de Dunham (1962) et de Klovan (1971) et définit par la même occasion des termes pour la catégorie « diagénétique » (Fig. I-30C).

La classification de Dunham (1962) modifiée par Embry et Klovan (1971) et Wright (1992), également utilisée mondialement, repose principalement sur une terminologie descriptive et est partiellement quantifiable. Elle apporte des informations sur l'énergie de l'environnement de dépôt et l'état diagénétique, tout en étant très facile d'utilisation sur le terrain ou pour la description de carottes sédimentaires (sédiments non consolidés). Malgré tout, dans certains cas, il reste difficile de déterminer si le sédiment est supporté par les grains ou par la matrice, en particulier lorsque les particules présentent de grandes formes irrégulières. Cette classification n'est pas aussi détaillée que la classification de Folk (1962), où les variations plus fines de granularité ou de composition ne sont pas prises en compte.

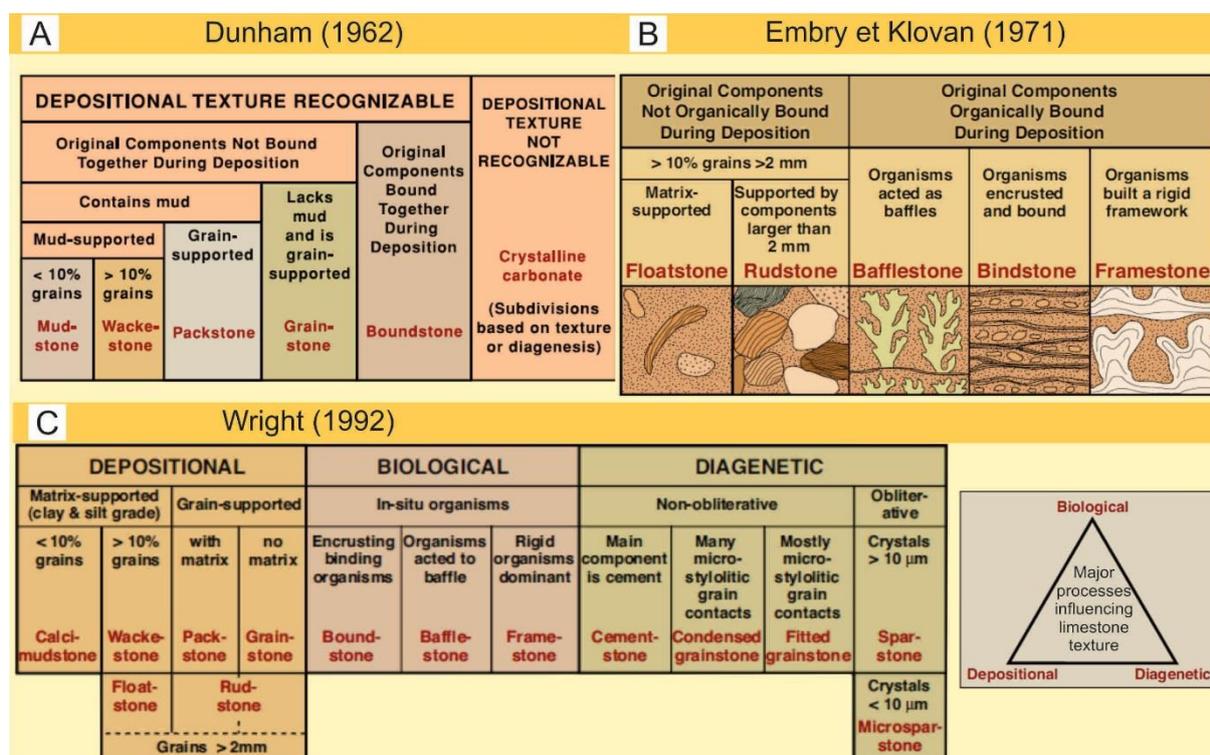


Figure 1-30 : A) Classification de Dunham (1962), B) modifiée par Embry et Klovan (1971) puis C) modifiée par Wright (1992).

CHAPITRE 2. LES PLATES-FORMES CARBONATEES DU GBB ET DU LBB

Illustration des îles paradisiaques des Bahamas : *North Cat Cay*, *Flamingo Bay* (crédit : Pascal Kinder) et *Long Island* (crédit NASA).



I. Contexte géographique et océanique

L'archipel des Bahamas est localisé dans l'Océan Atlantique Nord, au sud-est de la Floride et au nord de Cuba (Fig. 2-1). Il est composé de plusieurs plates-formes carbonatées de faible profondeur d'eau (< 10 m) séparées par des bassins profonds (> 800 m). Les plates-formes des Bahamas couvrent une surface de 300 000 km², 700 km du nord au sud et 300 km d'ouest en est (Meyerhoff et Hatten, 1974). Les surfaces submergées représentent 11 400 km² et comprennent 29 îles et 661 cayes. Elles se développent principalement sur le côté est, qui est exposé aux vents dominants. Ces îles ne représentent que la partie supérieure des plates-formes carbonatées qui s'étendent sur près de 11 km de profondeur, dont au moins 5,4 km de dépôts carbonatés (Meyerhoff et Hatten, 1974). Deux courants océaniques de surface principaux contournent les Bahamas, le courant de Floride par l'ouest et le courant des Antilles par l'est (Fig. 2-1). Ils se rejoignent plus au nord pour former le courant du Gulf Stream intégrant ainsi la circulation thermohaline océanique mondiale (Fig. 2-2; Neumann et Pierson, 1966).

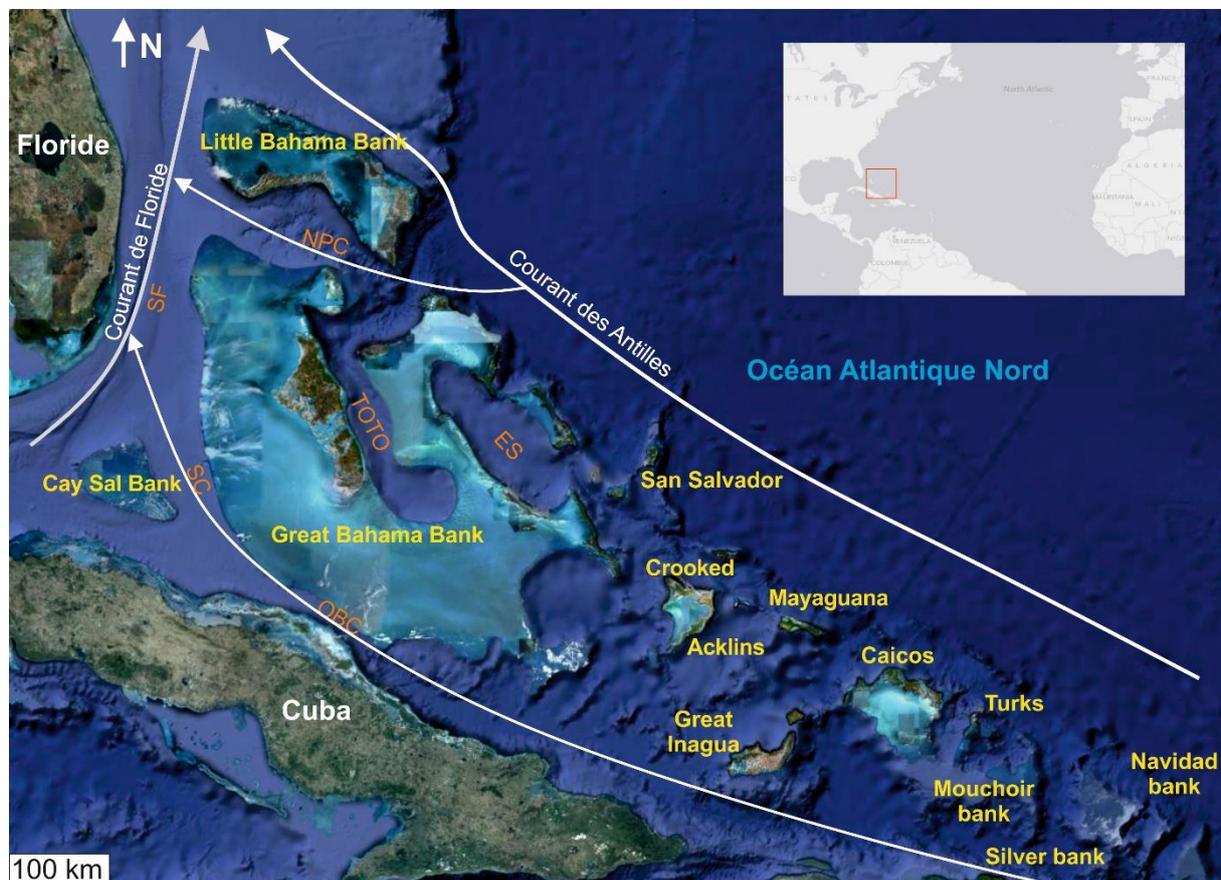


Figure 2-1: Localisation de l'archipel des Bahamas. Les noms des principales plates-formes sont indiqués en jaune. Les principaux chenaux et détroits sont indiqués en orange. Les courants de surface sont indiqués par des flèches blanches (modifié d'après Mulder et al., 2012a, b). SF : Strait of Florida ; SC : Santaren Channel ; OBC : Old Bahama Channel ; NPC : New Providence Channel ; TOTO : Tongue Of The Ocean ; ES : Exuma Sound.

Le courant de Floride est considéré comme le début du courant du Gulf Stream, et est défini comme la section entre le détroit de Floride et Cape Hatteras (Rowe et al., 2015). Avec un débit total de $32,1 \pm 3,3$ Sv (Baringer et Larsen, 2001 ; Rousset et Beal, 2014), il représente près de 90 % du volume du Gulf Stream (Wang et Moers, 1997). Les eaux du courant de Floride proviennent principalement de la mer des Caraïbes et du Golfe du Mexique avec un volume estimé entre 28,7 à 29,5 Sv (Niiler et Richardson, 1973 ; Leaman et al., 1995). Une petite partie

des eaux provient du détroit de Santaren (1,8 Sv) et du détroit de Northwest Providence (1,2 Sv) (Leaman et al., 1995). Le courant de *Santaren* s'écoule le long de la partie occidentale du *Santaren Channel*. Ses vitesses maximales sont d'environ 20 cm/s à des profondeurs de 200-300 m (Leaman et al., 1995). Il est associé au courant de Floride dès qu'il pénètre dans le détroit de Floride. Le courant de Floride est plus intense en surface et en particulier sur le côté occidental du détroit de Floride avec des vitesses pouvant dépasser 1,5 à 2 m/s (Brooks et Niiler, 1977).

Dans le détroit de Floride, la présence de contre-courants est sujette à débat. La présence de rides de courant avec leur flanc doux en direction du nord suggèrent que des courants de fond s'écoulent vers le sud à des vitesses ~ 10 à 30 cm/s à ~ 850 m de profondeur au niveau de *Bimini* (Hurley et Fink, 1963 ; Duïng et Jonhson, 1971). Des mesures ponctuelles de courants indiquent que les courants de fond s'écoulent vers le sud dans la zone occidentale du détroit de Floride avec des vitesses moyennes de 0,18 m/s et maximales de 0,6 m/s entre 457 et 825 m de bathymétrie (Neumann et Ball, 1970). Les courants sur le fond du côté oriental du détroit de Floride s'écouleraient vers le nord avec des vitesses atteignant 0,5 m/s à 305 m de bathymétrie (Neumann et Ball, 1970). Récemment, des mesures de vitesses dans le détroit de Floride suggèrent que les courants de fond changent de direction en moyenne toutes les 6 heures, au rythme du cycle de marée (Grasmueck et al., 2006 ; Correa et al., 2012). Du coté oriental du détroit de Floride, les vitesses sont de l'ordre de 20 cm/s et atteignent au maximum 50 cm/s (Grasmueck et al., 2006 ; Correa et al., 2012).

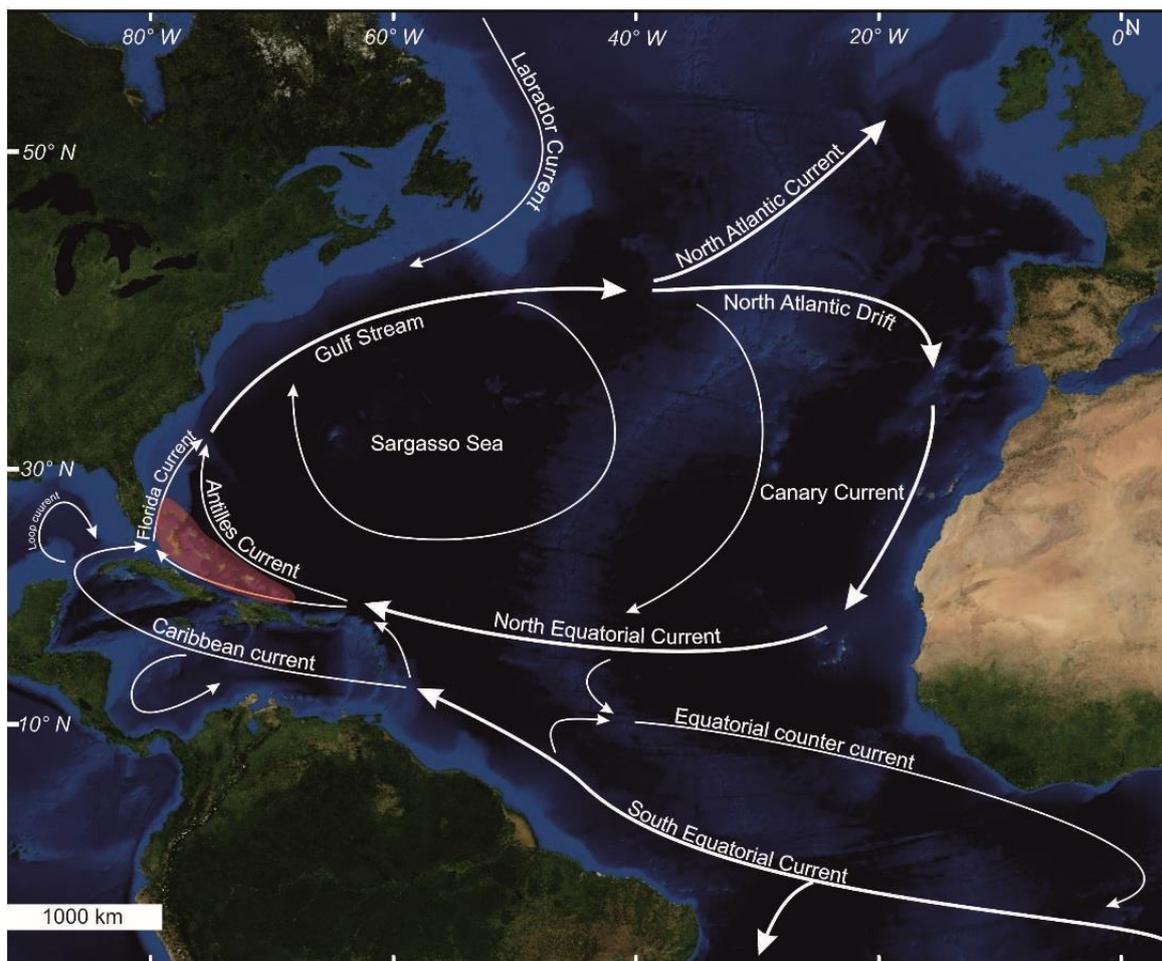


Figure 2-2: A) Principaux courants océaniques (flèches blanches) dans l'océan Atlantique Nord (modifié d'après Marret et Zonneveld, 2003 ; Krauss, 1986). La zone rouge localise l'ensemble de l'archipel des Bahamas.

Le courant des Antilles s'écoule dans la continuité de courant nord équatorial à l'est des Bahamas, le long de l'escarpement Blake Bahama, puis au nord du LBB mais il est moins bien connu que le courant de Floride (Rowe et al., 2015). Le courant des Antilles est un courant de surface mais dont les vitesses semblent légèrement plus importantes à 400 m de profondeur qu'à 50 m de profondeur (Johns, 2011), comme l'indiquent les vitesses maximales ($\sim 0,25$ m/s) mesurées aux mêmes profondeurs à l'est des Bahamas (Lee et al., 1990). Cependant, dans la partie orientale de la pente nord du LBB, des mesures de vitesse ponctuelles du courant des Antilles indiquent des valeurs plus élevées entre 0,2 et 0,8 m/s en direction du nord-ouest (Costin, 1968). Dans la même zone, une inversion de courant a également été enregistrée selon un axe ouest-est à près de 1040 m de profondeur (Gallagher, 1968). Cette mesure suggère que le courant des Antilles n'est pas un écoulement constant mais présente un régime tourbillonnaire le long de l'archipel des Bahamas (Gallagher, 1968 ; Ingham, 1974 ; Gunn et Watt, 1982 ; Lee et al, 1996). De plus, le courant des Antilles migre vers le nord en été, réchauffant la partie nord des Bahamas (Shaklee, 1996).

Les eaux des courants des Antilles et de Floride sont oligotrophiques, donc pauvres en éléments nutritifs (Garcia et al., 2010). La salinité des eaux océaniques y est de 36 ‰ en hiver et 36,4 ‰ en été (Antonov et al., 2010). Sur la plate-forme du GBB la salinité est proche de la valeur océanique de 36 ‰ près des marges, et atteint 46 ‰ sur la plate-forme lors de périodes de fortes évaporations (Gebelein, 1974). Les températures des eaux de surface (SST) sur le GBB sont en moyenne de 18,5°C pendant l'hiver, et de 28,5°C pendant l'été (Cloud, 1962). Le mélange entre les eaux de la plate-forme et de l'océan ouvert est faible avec des différences de température pouvant atteindre 3,6°C. Les circulations des eaux sur la plate-forme du GBB sont réduites sur le côté ouest des îles et sont principalement influencées par les vents et les courants de marée, mais également pas les vagues et les tempêtes (Smith, 1940 ; Cloud, 1962 ; Purdy, 1963 ; Traverse et Ginsburg, 1966).

Les marées sont semi-diurnes avec un marnage microtidal moyen de 0,8 m en vive-eau (Hine, 1977). Les courants tidaux sont significatifs entre les îles, les récifs, les bancs sableux et lorsque la marge de la plate-forme accentue l'effet de marée tel que près de *Tongue of the Ocean* (TOTO) ou d'*Exuma Sound* (Ball, 1967). Les vitesses de courant de marée sont de l'ordre de 0,32 m/s sur le GBB et 0,2 m/s sur le LBB (Sealey, 1994 ; Hine et al., 1981b). Cependant, les courants peuvent être fortement accélérés localement. Sur la marge nord-ouest du LBB, des vitesses allant jusqu'à 50 cm/s ont été mesurées (Hine, 1977). Sur la marge nord du LBB les vitesses de courant sont très faibles en face des îles ($< 0,25$ cm/s), mais augmentent considérablement près des bras de mer entre les « cays ». Les vitesses varient en fonction de la taille du chenal et peuvent atteindre des valeurs de 1 m/s dans les chenaux les plus larges (Reeder et Rankey, 2009).

II. Contexte climatique

Le climat de l'archipel des Bahamas est sous l'influence de la cellule de Hadley qui est comprise entre la zone de convergence intertropicale (ITCZ) et la latitude des chevaux ($\sim 30^\circ$ N). Le cycle de la circulation de l'air au sein de la cellule de Hadley est contrôlé à basse altitude par les vents des Alizés qui convergent vers l'ITCZ. Ces vents vont souffler d'est en ouest sous l'influence de la force de Coriolis. La région des Bahamas est également sous l'influence d'une zone de haute pression atmosphérique, connue sous le nom de l'anticyclone des Açores et située autour de 30° N. L'archipel des Bahamas présente deux types de climat : un climat subtropical dans le nord et un climat semi-aride dans le sud (Haltikis, 1982 ; Sealey, 1990).

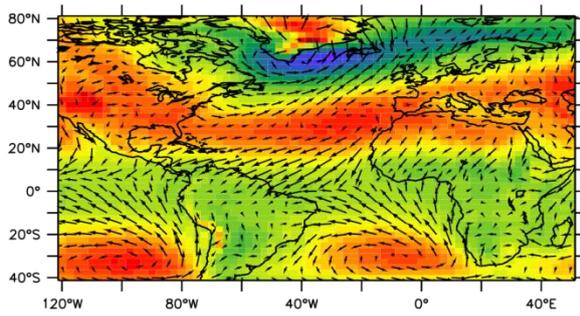
Pendant l'été boréal, les différences de pression entre les anticyclones et les dépressions sont plus faibles au niveau de l'océan atlantique (Fig. 2-3). Cette configuration entraîne un déplacement vers le nord de l'ITCZ et de la STDZ induisant de fortes précipitations sur le nord des Bahamas (Reijmer et al., 2009). Au niveau des Bahamas, la force des Alizés, soufflant alors de l'est/sud-est, est réduite (Reijmer et al., 2009).

Pendant l'hiver boréal, l'anticyclone des Açores migre vers le sud et l'ITCZ se déplace au sud de l'équateur (Fig. 2-3). Pendant cette période, les différences de pression entre les anticyclones et les dépressions sont plus importantes, renforçant ainsi les Alizés soufflant de l'est, nord-est (Tucker et Wright, 1990 ; Reijmer et al., 2009). Les vagues alors générées sont particulièrement fortes sur la façade est des Bahamas, exposée aux vents dominants (« *windward side* »). Le reste des Bahamas est exposé à des vagues moins énergiques ainsi le côté protégé des vents dominants (« *leeward side* ») correspond principalement aux façades ouest et sud (Hine et al., 1977 ; Bergman et al., 2010).

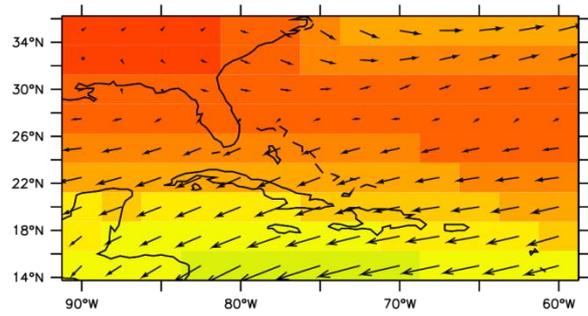
Dans le nord, les étés sont chauds et humides et les hivers froids et secs. Les températures annuelles moyennes sont de $\sim 25^\circ\text{C}$ enregistrées à la station météorologique internationale de Nassau (Bergman et al., 2010). Les îles les plus au nord telles que *Grand Bahama* et *Great Abaco* sont plus froides que le reste de l'archipel de par leur position septentrionale et leur proximité avec le continent américain (Sealey, 1994). Les précipitations moyennes sont de 85,7 cm/an mais ne sont que de 33,1 cm/an à *Great Inagua* et atteignent 138,2 cm/an à Nassau (Bosart et Schwartz, 1979). Du sud vers le nord des Bahamas, les précipitations moyennes augmentent et sont concentrées entre mai et octobre (Gebelein, 1974). Les températures et les précipitations sont fortement couplées aux changements de position de la zone de convergence intertropicale (ITCZ), de la latitude des chevaux et des vents alizés (STDZ).

L'hiver est également une période où les Bahamas sont sous l'influence de fronts froids provenant du proche continent nord-américain. Ces épisodes de fronts froids correspondent à des descentes d'air polaire continental vers le sud-est qui peuvent durer entre 3 à 10 jours entre octobre et avril (Fernandez-Partegas et Mooers, 1975). Pendant ces événements, un renforcement des Alizés et une diminution significative de la température de l'air et des eaux de surface va fortement perturber les plates-formes des Bahamas (Fernandez-Partegas et Mooers, 1975; Bosart et Schwartz, 1979; Roberts et al., 1982). Ainsi, le passage des fronts froids se traduit par une augmentation de la densité des eaux de plate-forme contenant de fortes concentrations de particules carbonatées en suspension (Wilson et Roberts, 1992 ; 1995).

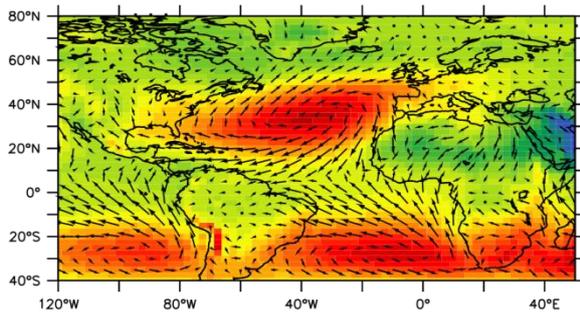
Atlantic Ocean – winter



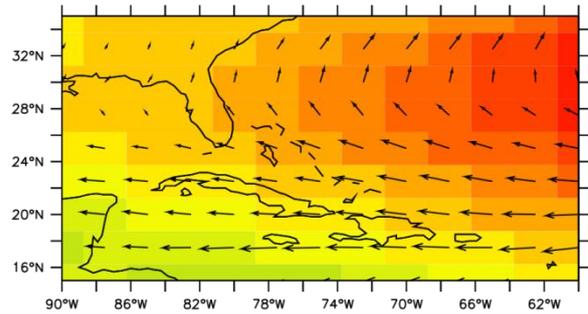
Bahamas region – winter



Atlantic Ocean – summer



Bahamas region – summer



→ 1000mb horizontal wind speed=20 m/s

→ 1000mb horizontal wind speed=10 m/s

Sea Level Pressure (mb)

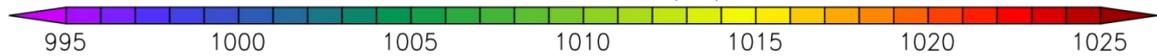


Figure 2-3: Carte de réanalyses NCEP-NCAR (climatologie 1950- 2000) montrant les valeurs moyennes de la pression au niveau de la mer et de la direction des vents à 1000 mbar, en hiver (décembre, janvier et février) et en été (juin, juillet et août) pour la zone de l’océan Atlantique Nord et de la région des Bahamas (crédit Dr. A. Gainusa-Bogdan). L’ITCZ est la région où convergent les Alizés de l’hémisphère nord et sud (Storm, 2008).

Les Bahamas sont régulièrement affectées par les ouragans tropicaux à une fréquence estimée entre 8 tous les 10 ans (Cry, 1965), à 3 tous les 4 ans (Shaklee, 1989). Les ouragans puisent leur énergie de la condensation à haute altitude de l’air chaud et humide issu de l’évaporation de l’eau de mer. Dans l’océan atlantique, la saison des ouragans tropicaux s’étend de juin à novembre (Fig. 2-4 ; NOAA, 2016). Leur direction est principalement nord/nord-ouest. L’ouragan le plus destructeur fût le « *Great Bahamas Hurricane* » de catégorie 4 qui affecta en septembre 1866 la quasi-totalité des Bahamas (Albury, 1975). Une étude récente a montré que les tempêtes tropicales n’ont que peu d’influence sur la géomorphologie des corps sédimentaires trouvés sur les plates-formes (Reeder et Rankey, 2008). Les tempêtes tropicales ne sont pas suffisantes pour altérer le système carbonaté de plate-forme ni pour créer les bancs sableux de forme lobée (Reeder et Rankey, 2008). Lors de tempêtes, un export de sédiment est observé depuis la plate-forme vers le bassin, même si celui-ci reste local (Fig. 2-4).

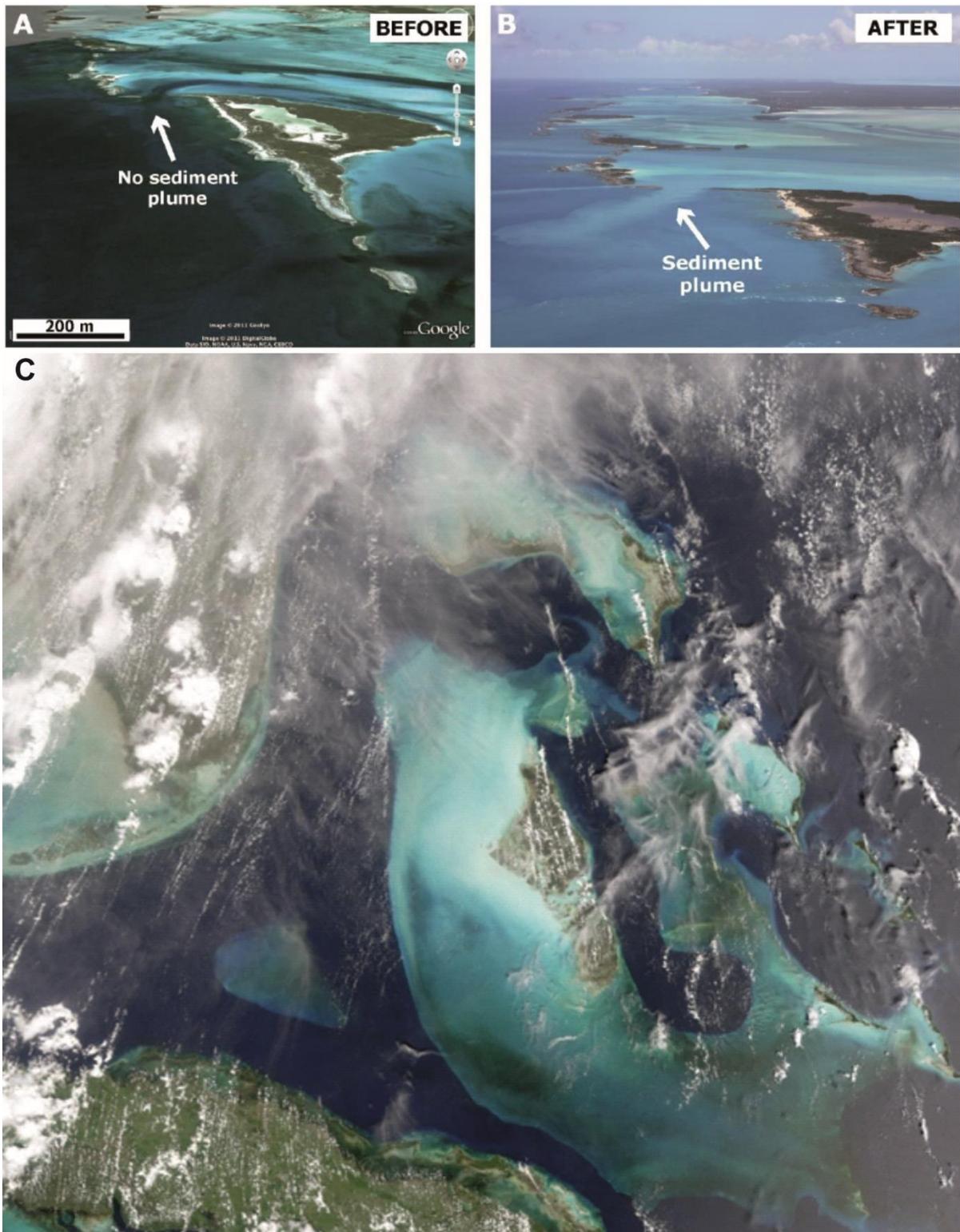


Figure 2-4: A) Image *Google Earth* des cayes *Rat* et *Boysie* (Sud Exhuma Cays), B) Photographie aérienne des cayes *Rat* et *Boysie* prise le 31 août 2011, six jours après le passage de l'ouragan Irène et C) Photo des plates-formes des Bahamas après le passage de l'ouragan France, le 6 septembre 2004 (photo prise par le spectroradiomètre imageur à résolution moyenne (MODIS) à bord du satellite Terra de la NASA <http://visibleearth.nasa.gov/view.php?id=13880>).

III. Contexte tectonique et géologique des Bahamas

L'histoire géologique des Bahamas a soulevé de grands débats sur la nature de la croûte sous-jacente, l'origine des profonds chenaux et la segmentation des différents bancs (Carew et Mylroie, 1997). La croûte sous-jacente était initialement supposée être de type océanique mais il semblerait que ce ne soit le cas que dans la partie sud de l'archipel (Figs. 2-5 ; 2-6 ; Mullins et Lynts, 1977). Dans la partie nord, le socle est composé d'une épaisse croûte continentale (de 15 à 30 km) d'âge anté-triasique (Figs. 2-5 ; 2-6 ; Mullins et Lynts, 1977). Elle fût injectée par des matériaux volcaniques pendant la phase de rifting éloignant la plaque nord-américaine de la plaque sud-américaine et africaine (Meyerhoff et Hatten, 1974 ; Mullins et Lynts, 1977). L'escarpement de *Blake Bahama* correspondrait à la zone de transition entre les croûtes continentale et océanique (James, 2009).

III.1. Evolution géodynamique et sédimentaire à l'échelle régionale

Au Jurassique inférieur/moyen, la plaque nord-américaine se sépare des plaques eurasiennne et africaine par un jeu de failles transformantes. Cet évènement correspond à la fragmentation de la Pangée marquée par une phase de *rifting* et associée à une morphologie de horst et graben (Figs. 2-6 ; 2-7 Masferro et Eberli, 1999). L'ouverture de l'océan Atlantique est marqué par une semelle de dépôts silicoclastiques sur laquelle s'est déposée une couche de sel et d'argiles riches en matière organique traduisant les premiers environnements de dépôts marins au Jurassique inférieur et moyen (Mullins et Lynts, 1977).

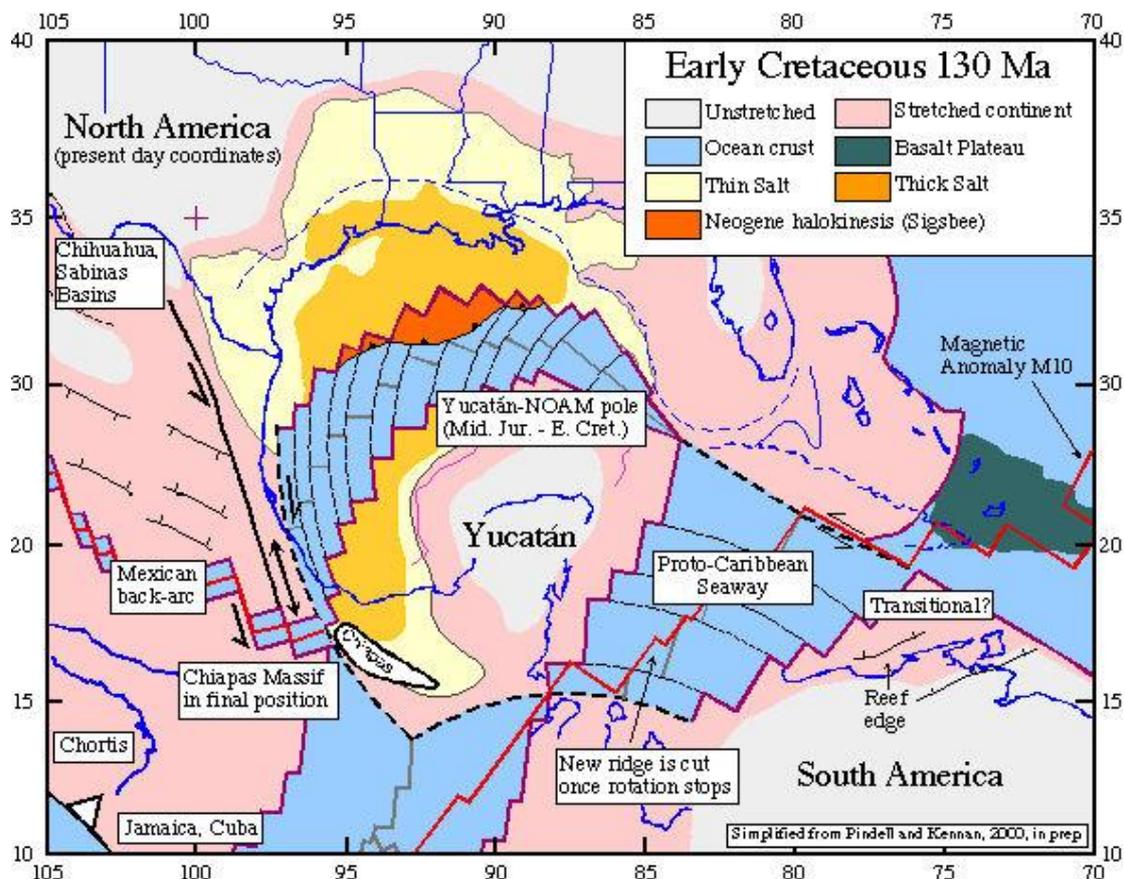


Figure 2-5: Reconstructions paléogéographiques au Crétacé inférieur (crédit de J. Pindell, L. Kennan, S. Barret).

Par la suite, les conditions marines plus franches ont permis le développement d'un mégabanc carbonaté jusqu'au Crétacé supérieur. Il s'étendait sur le plateau ouest de la Floride, la plate-forme de Floride et des Bahamas et le Blake Plateau (Ladd et Sheridan, 1987). A ce stade, la sédimentation carbonatée alterne entre des dépôts marins de faible profondeur et des évaporites, témoignant d'environnements lagon à sebkhas tout au long du Crétacé inférieur (Ladd et Sheridan, 1987 ; Schlager et al., 1988). Ces dépôts sont latéralement entrecoupés par des dépôts marins profonds indiquant la présence de baies (Ladd et Sheridan, 1987).

Pendant le crétacé supérieur, la majorité du mégabanc carbonaté est caractérisée par des dépôts marins profonds dus à un ennoisement important (Sheridan et al., 1981). Seules les plates-formes des Bahamas et de la Floride ne sont pas affectées par cet ennoisement et la plate-forme des Bahamas se retrouve isolée (Sheridan et al., 1981). Dès le Cénomaniens, le détroit de Floride est ouvert ce qui permet le passage des eaux du Golfe du Mexique vers l'Atlantique à travers le courant de Floride (Sheridan et al., 1981 ; 1988). D'autres détroits sont également mis en place tels que le détroit de *Tongue of the Ocean*, le détroit de *Santaren*, et le détroit d'*Old Bahama Chanel*.

Une hypothèse suggère que la configuration moderne des plates-formes des Bahamas résulterait de phases d'ennoisement où seules quelques plates-formes isolées, formant les Bahamas, auraient pu se développer (Meyerhoff, 1974, Schlager et Ginsburg, 1981). Une autre hypothèse suggère que cette configuration est héritée de la morphologie en horst et graben issue de la phase de rifting du Jurassique supérieur (Mullins et Lynts, 1977). La dernière hypothèse suggère que la formation de la série de *horst et grabben* est contrôlée par la collision de la plaque Caraïbes, au niveau de Cuba, avec la plaque nord-américaine du Crétacé supérieur à l'Eocène (Masferro et Eberli, 1999). Ces réarrangements de plaques lithosphériques se font alors le long d'anciennes failles jurassiques (Sheridan et al., 1981). Cette phase de collision a abouti à la formation de la ceinture orogénique cubaine et d'une partie du complexe d'arc insulaire des Grandes Antilles faisant alors des Bahamas un bassin d'avant-pays (Masferro et Eberli, 1999).

III.2. Evolution de la plateforme du GBB

Les travaux d'Eberli et Ginsburg (1987, 1989) ont montré que la plate-forme actuelle du GBB résulte de deux phases de segmentation et de deux phases de comblement (Fig. 2-7 ; 2-8). Au crétacé moyen, une première phase de segmentation induit le recul des bancs de *Bimini* et d'*Andros* (Eberli et Ginsburg, 1987 ; 1989). La dépression créée entre le Banc de *Bimini* et d'*Andros* est nommée le détroit d'*Andros* et s'étend sur 70 km de long, 25 km de large et 1500 m de profondeur (Fig. 2-7 ; 2-8). La première phase de croissance est datée du Crétacé supérieur au Tertiaire inférieur et comble le détroit d'*Andros* d'est en ouest (Fig. 2-8). Cette phase se termine par la coalescence des bancs d'*Andros* et de *Bimini* (Eberli et Ginsburg, 1987 ; 1989). Au Tertiaire inférieur/moyen, une seconde phase de segmentation se produit et segmente le banc de *Bimini* en deux parties (Fig. 2-7 ; Eberli et Ginsburg, 1987 ; 1989). Cette séparation est délimitée par la baie de *Bimini*, une dépression de plus petite dimension, avec une profondeur maximale de 470 m. Le comblement de la dépression de *Bimini* se fait progressivement au cours du Tertiaire (Eberli et Ginsburg, 1987). Depuis le Miocène, la pente occidentale du GBB a progradé de 25 km vers l'ouest (Eberli et Ginsburg, 1987) induisant un passage d'une morphologie de rampe à celui d'une pente à forte déclivité (Betzler et al., 2000).

Tongue Of The Ocean (TOTO) et Exuma Sound sont deux profonds détroits qui entaillent la plate-forme du GBB. TOTO est moins profond au niveau de Cul-de-sac (~1100 m) et s'approfondit vers Northeast Providence Channel (3600 m) (Mullins et Lynts, 1976). Exuma Sound est moins profond dans le nord (~1200 m) et s'approfondit en direction du sud jusqu'à près de 2000 m de profondeur (Crevello et Schlager, 1980). L'origine de ces détroits et les processus géologiques qui les ont façonnés sont loin d'être connus mais pourraient être liés à des phénomènes d'érosion régressive contrôlés par les processus gravitaires qui incisent le fond marin en un canyon (Hooke et Schlager, 1980).

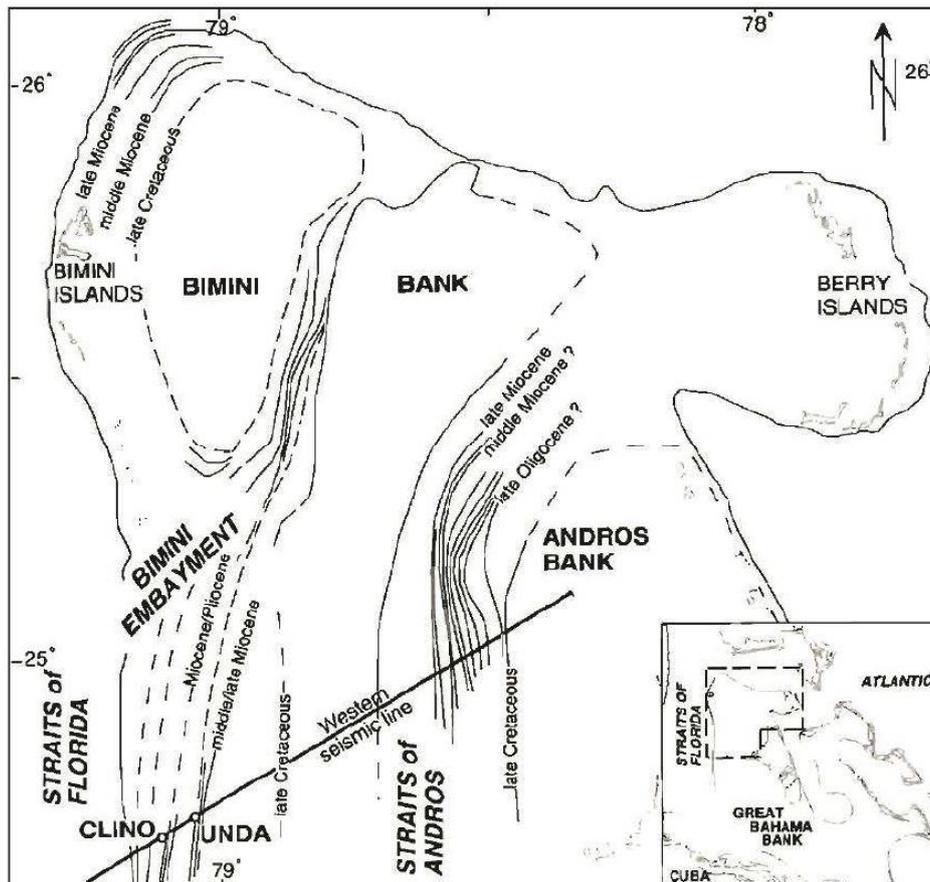


Figure 2-7: Carte de la partie nord-ouest du GBB. (Eberli et al., 2001). Les paléo-bancs de *Bimini* et d'*Andros* ainsi que les détroits d'*Andros* et de *Bimini* sont indiqués.

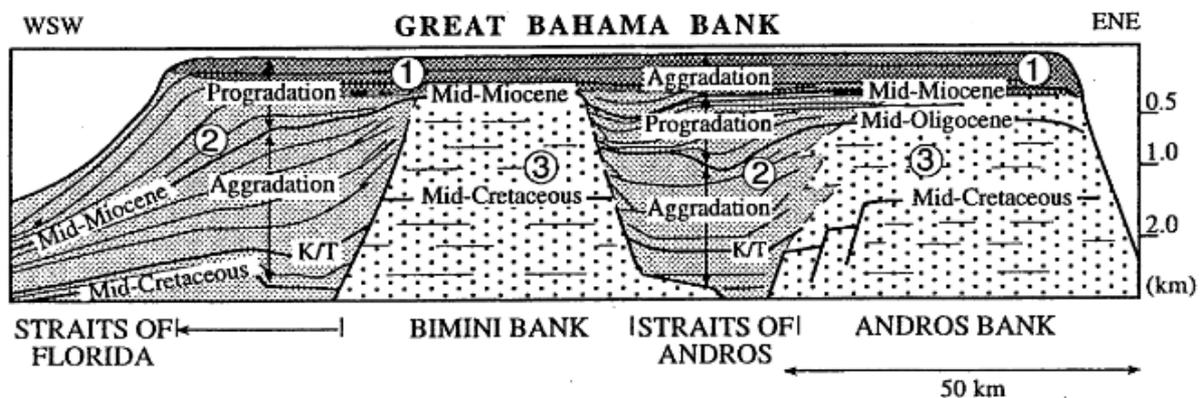


Figure 2-8: Schéma interprétatif de la partie septentrionale du GBB. Le faciès sismique 1 correspond à la partie moderne du banc. Le faciès sismique 2 inclut le comblement du détroit d'Andros et la progradation de la marge ouest. Le faciès sismique 3 correspond aux réflexions chaotiques des bancs de Bimini et d'Andros aujourd'hui enfouis (Melim et Masferro, 1999, modifié d'après Eberli et Ginsburg, 1997).

III.3. Evolution paléo-océanographique

La morphologie des plates-formes carbonatées au cours du temps a également influencé les circulations océanographiques (Fig. 2-9 ; Bergman, 2005). L'ouverture du détroit de Floride est une conséquence directe de la segmentation post Crétacé du mégabanc carbonaté qui, au fur et à mesure de son approfondissement, a favorisé la circulation océanique. A l'Eocène, les courants océaniques sont favorisés à travers le détroit de *Suwanee* entre le nord de la Floride et la Géorgie, ainsi qu'au niveau du *Central American Seaway* permettant une circulation circumtropicale (Fig. 2-9 ; Bergman, 2005). Au Miocène supérieur, la fermeture du *Central American Seaway* est définitive et la configuration des plates-formes du *Nicaragua Rise* permettent un transport intense depuis le Golfe du Mexique puis à travers le détroit de Floride (Fig. 2-9 ; Bergman, 2005). Au Miocène moyen (12,2 Ma), le développement de drifts contouritiques indique la mise en place de la circulation océanique moderne (Bergman, 2005).



Figure 2-9: Localisation des cinq drifts contouritiques au niveau du détroit de Floride (redessinée par Tournadour, 2015 ; d'après Bergman et al., 2005).

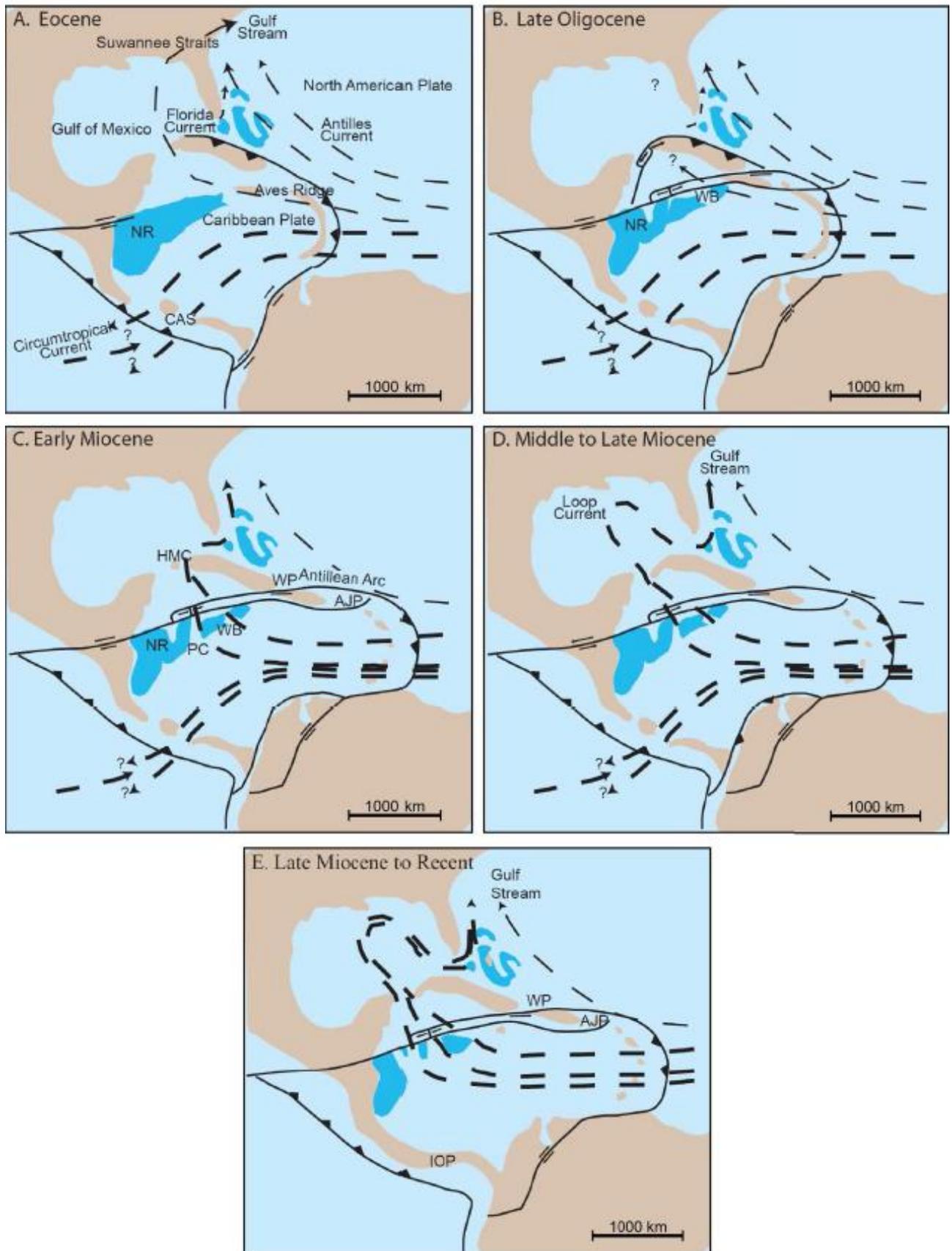


Figure 2-10: Circulation océanique de surface des régions caribéennes et bahamiennes en lien avec l'évolution tectonique (Bergman, 2005 ; modifié de Drozler et al., 1988). Les zones bleues foncées marquent les eaux peu profondes des plates-formes carbonatées.

IV. Contexte sédimentologique et processus de transport

IV.1. Description des plates-formes du LBB et du GBB

IV.1.1. Bathymétrie du LBB et du GBB

Les deux plus grandes plates-formes sont les plates-formes du LBB et du GBB. « Cay Sal Bank » (CSB) est la seule plate-forme ennoyée ne présentant aucune île à sa surface. Il montre des bathymétries de 7 à 30 m, avec une bathymétrie moyenne de 12 m (Purkis et al., 2014). Les autres plates-formes situées dans la partie sud-est de l'archipel des Bahamas sont de plus petite taille. Le GBB est la plus grande plate-forme avec une surface de 103 000 km² et s'étend sur près de 400 km du nord au sud et 250 km d'est en ouest (Harris et al., 2014). La profondeur moyenne est inférieure à 10 m et 60% du GBB sont immergés sous moins de 5 m d'eau (Fig. 2-11B; Harris et al., 2014). Le LBB est la seconde plate-forme en termes de taille, s'étendant sur 70 à 100 km du nord au sud et 275 km d'est en ouest (Williams, 1985). La profondeur d'eau sur la plate-forme du LBB varie de 1 à 12 m (Fig. 2-11A), avec une profondeur moyenne de 6 m (William, 1985).

IV.1.2. Faciès sédimentaires du LBB et du GBB

Les faciès sédimentaires de la plate-forme du GBB sont très bien illustrés dans la littérature (e.g. Illing, 1954 ; Newell, 1955 ; Newell et Rugby, 1957 ; Ginsburg et al., 1958 ; Newell et al., 1959 ; Purdy, 1963b ; Traverse et Ginsburg, 1966 ; Enos, 1974 ; Reijmer et al., 2009 ; Kaczmarek et al., 2010 ; Harris et al., 2014). Par contre, les faciès sédimentaires de la plate-forme du LBB sont moins bien illustrés (Newell, 1955 ; Enos, 1974 ; Kaczmarek et al., 2010).

La distribution irrégulière des faciès sédimentaires souligne l'importance de la topographie pléistocène induisant une modification locale des courants (Purdy, 1963b). Dès les premières études, la prédominance des faciès sableux à péloïdes sur la majorité de la plate-forme a été mise en avant ainsi que le confinement des faciès boueux à péloïdes dans les zones où la circulation des eaux est réduite (Purdy, 1963b, Transverse et Ginsburg, 1966). Jusqu'alors les auteurs n'utilisaient pas les mêmes termes pour décrire le sédiment limitant ainsi la comparaison des différents sites. Enos (1974) produisit la première carte de distribution spatiale des faciès en utilisant la description de Dunham (1962) pour les différentes classes (grainstone, packstone et wackestone) auxquelles les termes oolithe, péloïde et squelettique furent ajoutés. Le faciès grainstone à péloïdes n'est dominant que sur la plate-forme du GBB (vert clair, Fig. 2-12). La ceinture grossière de grainstone squelettique est observée sur les deux plates-formes avec un développement plus important sur la partie nord-ouest du LBB (vert foncé, Fig. 2-12). Les faciès vont du grainstone au wackestone et aucun sédiment de type mudstone n'est décrit dans cette étude. Les zones les plus boueuses sont protégées par les îles qui agissent comme des protections vis-à-vis des vents dominants venant de l'est (bleus clair et foncé, Fig. 2-12). L'association des cartes de faciès et des cartes isopaques permet de mieux se rendre compte de la réalité car certains faciès sont très peu épais (Fig. 2-13 ; Enos, 1974).

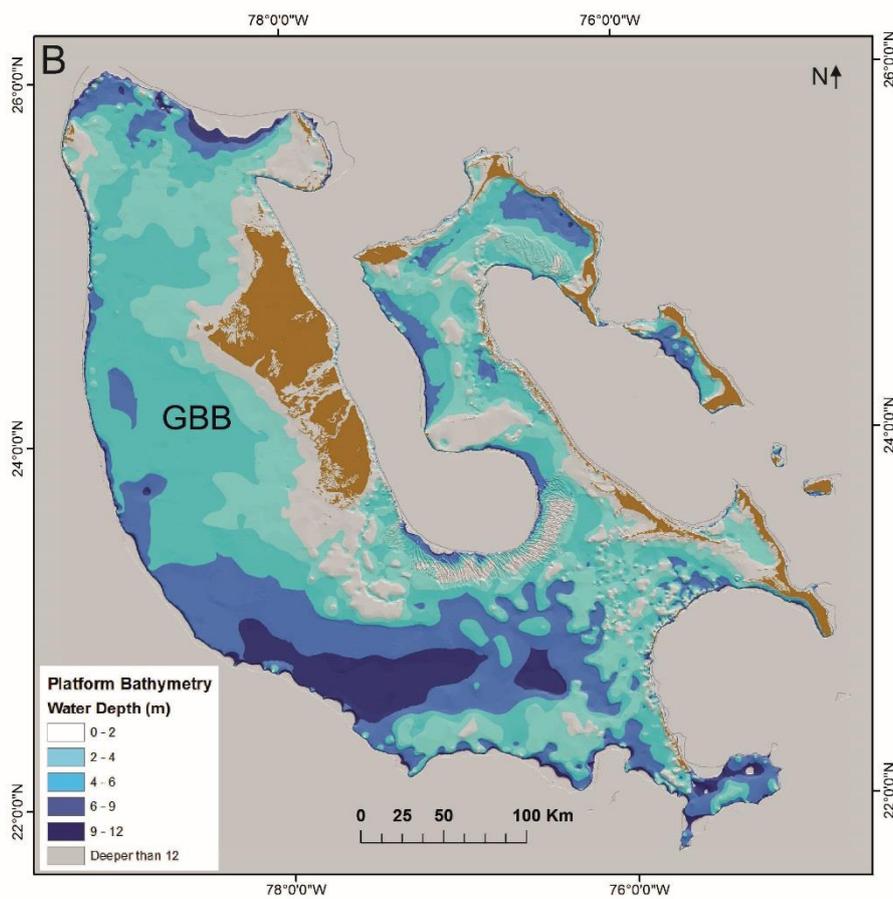
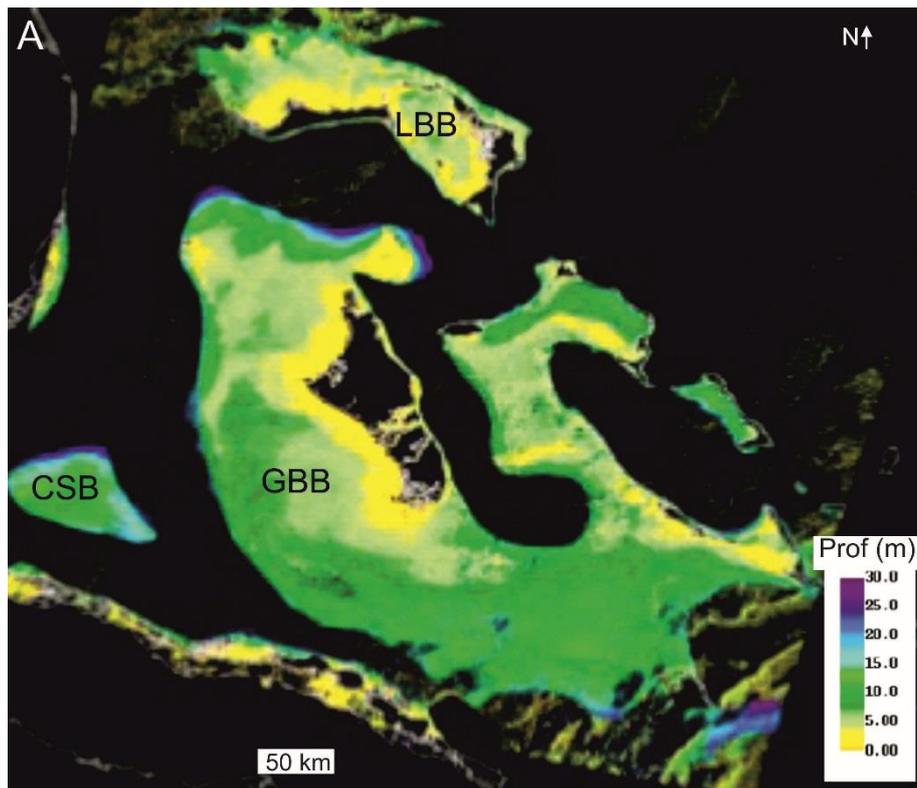


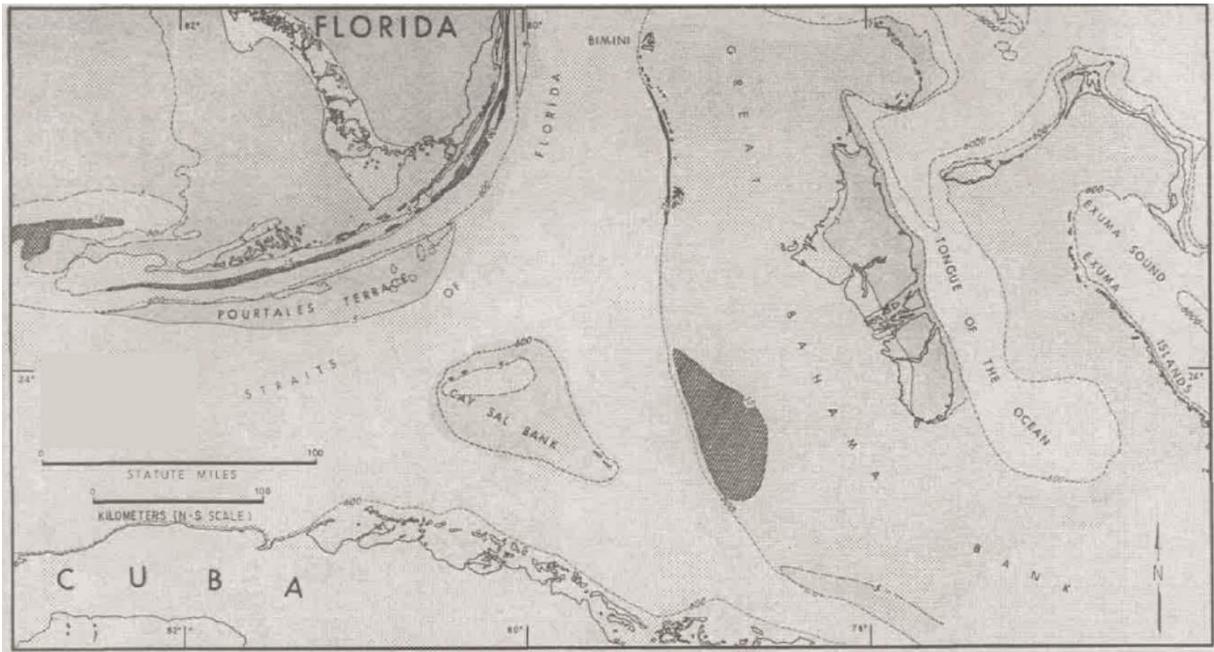
Figure 2-11: A) Carte Bathymétrique du LBB et du GBB du 14 décembre 2004 obtenues à partir des mesures du spectromètre imageur à moyenne résolution (MERIS) (Lee et al., 2010) ; B) Bathymétrie du GBB issue des sondages de bathymétrie et des mosaïques d'images satellites Landsat (Harris et al., 2014).



- | | |
|---|--|
| Skeletal Grainstone | Skeletal Packstone |
| Oolitic Grainstone | Peletoidal Packstone |
| Peletoidal Grainstone | Peletoidal Wackestone |
| Oolitic-peletoidal Grainstone | Peletoidal-skeletal Grainstone |
| Patch reefs | Coral-Coralline Algal Reefs |

Figure 2-12: A) Carte des faciès des plates-formes du LBB et du GBB (Cruz et McNeil, 2004, modifiée d'après Enos, 1974). Les cercles rouges ont été rajoutés autour des récifs isolés.

La réévaluation de la distribution des faciès sédimentaires (Reijmer et al., 2009) montre une distribution plus détaillée et plus complexe s'étendant du rudstone au wackestone riches en boue (Fig. 2-14 A, B). Les sédiments sont influencés par les courants tidaux, la direction des vents dominants et la topographie pléistocène préexistante (Reijmer et al., 2009). Harris et al. (2014) ont étendu la carte des faciès sédimentaires en compilant deux sets de données bathymétriques (Reijmer et al., 2009 ; National Coral Reef Institute) ainsi que des données ponctuelles. Les différences de granularité ne semblent pas refléter la bathymétrie, comme le montre la présence de sédiments grossiers à toutes les profondeurs d'eau (Harris et al., 2014). Les sédiments observés actuellement à la surface de la plate-forme du GBB sont principalement de type grainstone (45 %), puis packstone (20 %) et packstone riche en boue (14 %) (Fig. 2-14 B). Les faciès de types rudstone (3 %), wackestone (5 %) et mudstone (8 %) sont très peu présents (Fig. 2-14 B). Le faciès grainstone à oolithes est le faciès le plus étudié malgré sa distribution très localisée (Newell et al., 1960 ; Newell et al., 1960 ; Wanless et Tedesco, 1993 ; Ginsburg, 2005 ; Rankey et Reeder, 2011).



Sediment thickness



Figure 2-13: Carte isopaque d'une partie du GBB, de CSB et du plateau de Floride (Enos, 1974).

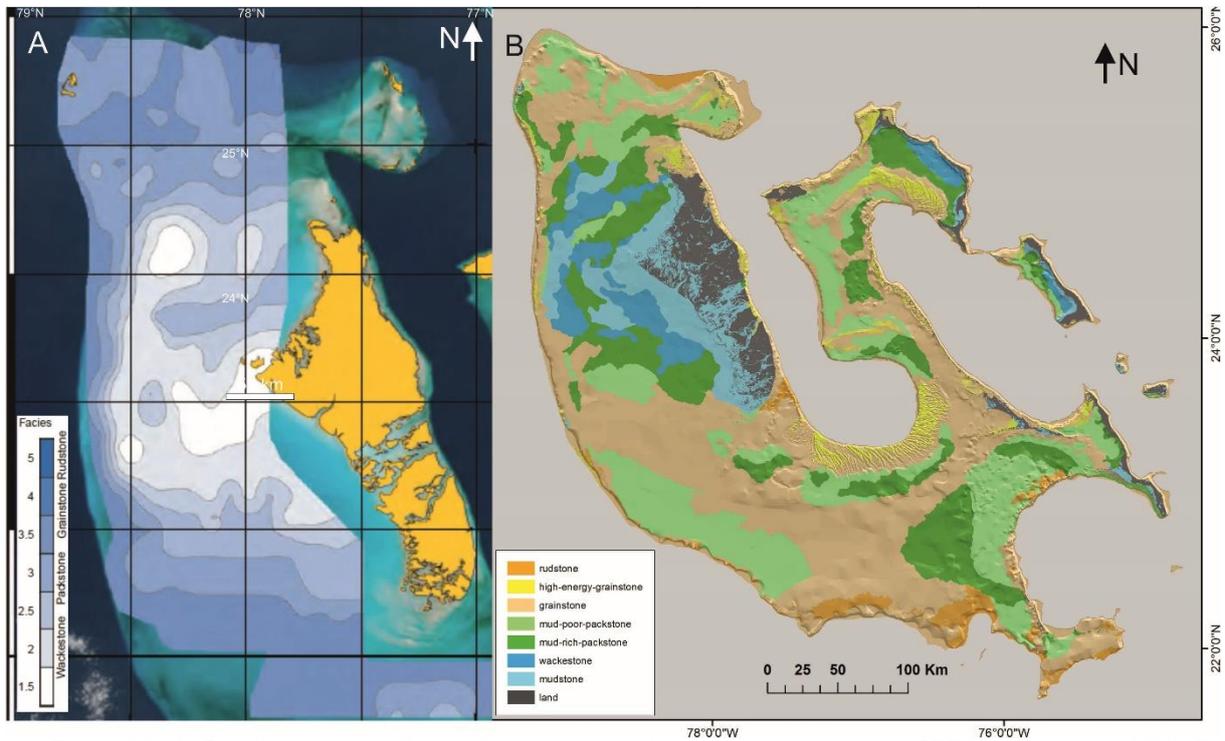


Figure 2-14:A) Distribution des différents faciès sédimentaires sur la partie ouest du GBB (Reijmer et al., 2009) ;B) Distribution des différents faciès sédimentaires sur l'ensemble du GBB (Harris et al., 2014).

IV.1.3. Géométrie et corps sédimentaires

Au-delà des faciès sédimentaires, les plates-formes des Bahamas sont composées par des corps sédimentaires qui sont émergés, comme les îles formées d'éolianites (*eolian ridges*), ou partiellement immergées comme la zone de l'estran. Dans la zone immergée, les corps sédimentaires incluent la zone boueuse, ainsi que les corps sableux décrits comme des cordons de sable marin (*marine sand belt*), une ceinture de barre tidale (*tidal bar belt*), des sables de plate-forme interne (*platform interior sand blanket*) et des deltas tidaux (*tidal deltas*) (Noel et Johns, 2015).

a) Les éolianites

Les **éolianites** (*eolian ridges*) sont des dépôts sableux carbonatés à forte épaisseur de type éolien, qui constituent la plupart des zones émergées des plates-formes. Ces dunes carbonatées sont parallèles aux limites des plates-formes car elles sont indirectement dépendantes des zones où des bancs sableux marins ont été accumulés. Ces dunes sont partiellement stabilisées par la végétation et peuvent atteindre des hauteurs de 30 à 40 m (Fig. 2-15 A, B et C). Elles sont composées par des constituants d'origine marine tels que des ooïdes, des bivalves, des foraminifères benthiques et des fragments de coraux provenant des cordons de sable marin (Beach et Ginsburg, 1980). Des niveaux fins de couleur marron-rouge séparent les différentes unités au sein de l'éolianite et sont interprétés comme des paléosols (Fig. 2-15 B; Kindler et Hearty, 1997). Une hypothèse pour expliquer la formation des éolianites implique des changements de circulation des eaux sur la plate-forme à la fin de la période de haut niveau marin (Beach, 1982).

Les affleurements étudiés à la surface des îles datent de l'Holocène au Pléistocène moyen pour les plus anciens (Carew et Mylroie, 1995 ; Mylroie, 2008 ; Hearty et Kaufman, 2000). Pour le moment, seule l'île de Mayaguana présente des affleurements datant du Miocène pour les plus anciens (Kindler et al. 2008 ; 2011 ; Godefroid, 2012, Fisher, 2015). Ces îles sont par la suite sujettes à l'altération par les eaux météoriques qui vont induire une dissolution partielle. Cette dissolution va donner lieu à la formation de grottes et de dolines créant un modelé de type karstique (Wilson et al., 1995b). Les trous bleus (« blue hole ») correspondent à des grottes immergées pouvant se développer sur terre ou en mer (Fig. 2-15 C; Carew et Mylroie, 1997 ; Wilson et al., 1995b). Les bas topographiques à l'intérieur des îles, qui se développent sous le niveau marin, sont souvent formés par des lacs à forte salinité. Sur l'île de San Salvador, ces lacs font entre 1 et 3 m de profondeur et représentent 26 % de l'île (Wilson et al., 1995b).



Figure 2-15 : A) Photo d'une dune Holocène de Guana Cay montrant les foresets plongeant en direction du banc; B) présence d'un paléosol, indiqué par la flèche jaune qui sépare deux unités pléistocènes sur Guana Cay (McNeil et al., 2004) ; C) Trou bleu à Long Island, Bahamas (crédit : Marie-Ange Ostre). La végétation s'est développée et a stabilisé les dunes.

b) La zone d'estran

La **zone d'estran** (*tidal flat*) correspond à une zone de faible énergie sur laquelle l'accumulation de sédiments fins est favorisée sur la face protégée des îles (Shinn et al., 1969). L'exemple le plus étudié est celui situé à l'ouest de l'île d'Andros sur le GBB (Fig. 2-16 A). Il s'étend sur 5 km de large et 70 km de long (Rankey, 2002). La zone d'estran comprend les chenaux et les digues subtidales, les marais intertidaux, les étangs subtidaux et les mangroves, les arrières-plages et les marais intérieurs supratidaux (Fig. 2-16 B ; Rankey, 2002). Les chenaux subtidaux, d'une longueur entre 1 à 4 km, sont alternativement inondés et exondés par la marée. L'accumulation de boue avec de fines couches de sable va permettre la formation de structures particulières appelées les barres papillon « *butterfly bars* » (Malooof et Grötzinger, 2012). Parfois elles sont stabilisées par la mangrove, et deviennent isolées de la barre active et séparent le chenal en deux (Fig. 2-16 C).

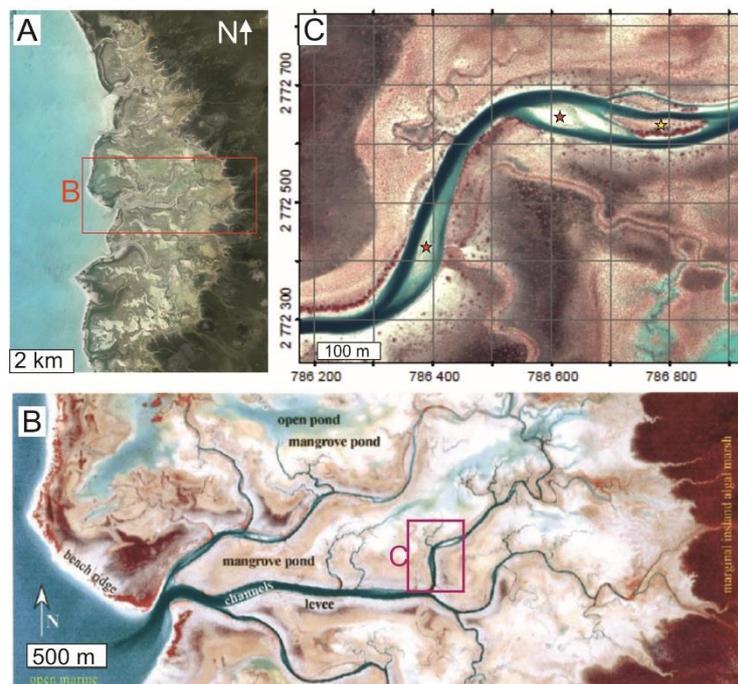


Figure 2-16: A) Photos satellitaires de l'estran situé au nord-ouest de l'île d'Andros (crédit : Google) ; B) Zonation de l'estran (Rankey, 2002) ; C) zoom sur des barres papillon au milieu des chenaux subtidaux (Malooof et Grötzinger, 2012). Les étoiles rouges sont les barres encore actives et la jaune indique une barre stabilisée par la végétation de type mangrove.

c) Les environnements boueux

Les **environnements boueux** correspondent aux zones dominées par la boue incluant les faciès mudstone et wackestone (Enos, 1974 ; Reijmer et al., 2009). Ils ne sont présents que dans les zones à faible énergie, protégées par des hauts topographiques telles les îles d'*Andros*, d'*Eleuthera*, de *Cat Island* ou de *Long Island* (Fig. 2-17 A). Le sédiment y est mal trié avec la présence de pellets, de péloïdes, de grains squelettiques et la présence en abondance d'aiguilles d'aragonite (Purdy, 1963b). Le lagon de la baie d'Abacco est colonisé par des algues vertes non calcaires du genre *Thalassia*, des algues brunes du genre *Padina*, et des algues rouges branchues ou incrustées (Neumann et Land, 1975). L'origine des aiguilles d'aragonite est encore discutée aujourd'hui (cf. chapitre 1). La désintégration mécanique des algues vertes calcaires telles que *Penicillus* sp., *Rhypocephalus* sp., *Udotea* sp., *Halimeda* Sp., *Cymoaa* sp. et *Amphiroa* sp. pourrait produire entre 1,5 à 3 fois la masse de sédiment (boue aragonite et sable à *Halimeda*) présente

dans la baie d'Abaco (Neumann et Land, 1975). Ainsi, un lagon typique produit bien plus de sédiment par les algues vertes seules que ce qui peut être accommodé sur les bancs (Neumann et Land, 1975). Les événements de whittings sont quant à eux principalement localisés à l'ouest de l'île d'Andros (Fig. 2-17 B).

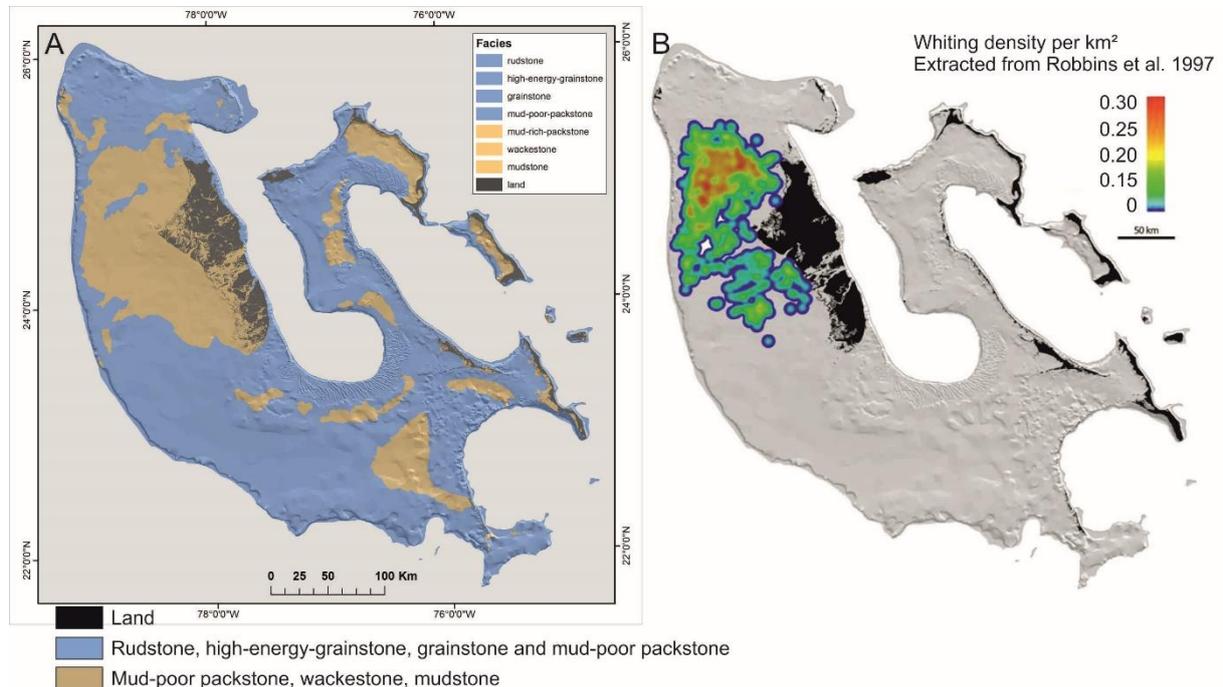


Figure 2-17: A) Carte montrant la répartition des faciès du GBB (Reijmer et al., 2009) en comparant les environnements boueux (mudstone, wackestone et packstone riche en boue) par rapport aux environnements sableux (Harris et al., 2014) ; B) Densité des événements de whittings d'après la base de données de Robbins et al. (1997) (Harris et al., 2014).



Figure 2-18: Exemple de la concentration en zostères marines de type *Thalassia* (flèche verte), espèce majeure au sein des herbiers, associées avec des algues vertes calcaires (flèche jaune) dans la baie d'Abaco (Neumann et Land, 1975).

d) Les couvertures sableuses de la plate-forme intérieure

Les **couvertures sableuses de la plate-forme interne** sont les plus grandes surfaces sableuses pouvant se développer sur les plates-formes des Bahamas (Ball, 1967). L'exemple le plus marquant se trouve sur le GBB (Fig. 2-20). Elles se situent entre les zones de forte énergie situées au niveau de la marge, et les zones de faible énergie se développant sur le côté protégé des îles. Ces dépôts sont soumis à une intense activité des organismes bioturbateurs. La fraction de boue est non négligeable dans ces bancs sableux surtout à l'approche des zones à faible énergie où le sédiment s'apparente plus à une boue carbonatée sableuse qu'à un sable boueux.

e) Les cordons de sable marin

Les **cordons de sable marin** sont des corps d'extension parallèles au bord de la plate-forme (Fig. 2-19). Ils font environ 1 à 4 km de large pour 25 à 75 km de long (Ball, 1967 ; Halley et al., 1983). Ces corps sableux sont caractérisés par la présence de crêtes pouvant atteindre 3 m de haut et de lobes en forme de croissant (*spillover*) s'étendant sur de très grandes surfaces (en moyenne ~910 m de long sur 460 m de large). Le front de ces lobes peut atteindre une hauteur de 1,5 m et est déposé du côté de la plate-forme, suggérant un mouvement des sables vers la plate-forme (« *on-bank* » ; Ball, 1967). Ces cordons de sable marin sont composés principalement d'oolithes. Dans certaines zones inactives, les grains oolithiques sont cimentés, et la présence d'algues atteste de la stabilité de la surface de ces corps sableux (Ball, 1967).

Les exemples de cordons de sable marin répertoriés sur les plates-formes des Bahamas (Fig. 2-20) sont la ceinture sableuse oolitique de *Cat Cay*, le banc sableux situé à plus de 20 km de la marge nord du GBB, le banc sableux situé sur les îles Berry, les deux bancs sableux entre TOTO et *Exuma Sound*, le banc sableux situé entre les îles de *New Providence* et d'*Eleuthera* (Ball, 1967), et *Lily Bank* (Hine, 1977). *Lily Bank* correspond à la portion active d'une large ceinture sableuse aujourd'hui inactive, et stabilisée par des algues. Il s'étend parallèlement à la marge sur 27 km de long et 4 km de large (Rankey et al., 2006). Il est sous l'influence combinée des tempêtes et des courantstidaux (Hine, 1977). Au cours de l'Holocène, *Lily Bank* a évolué d'une ceinture sableuse tidale à un cordon de sable marin (Sparks et Rankey, 2013).

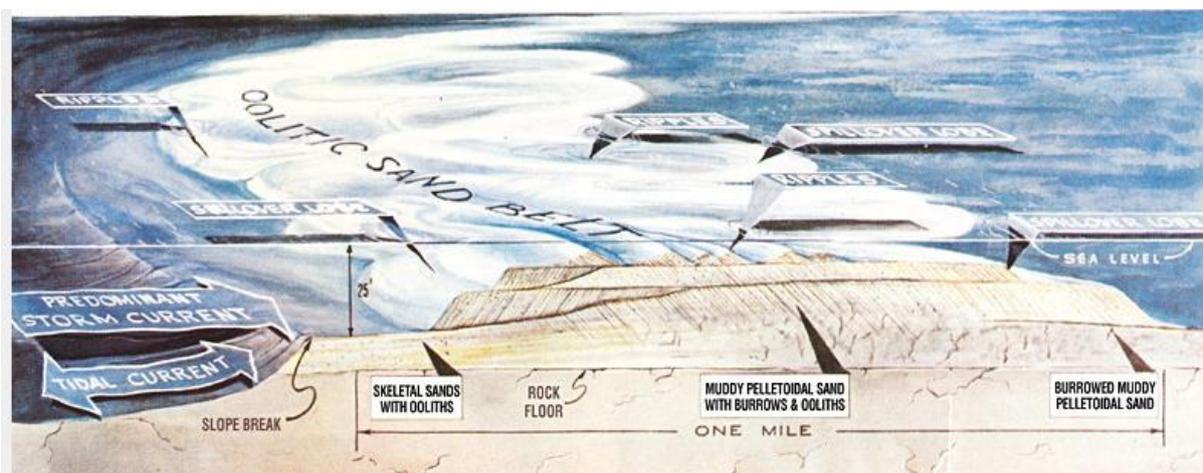


Figure 2-19: Bloc diagramme schématique du cordon de sable de Cat Cay (d'après Ball, 1967).

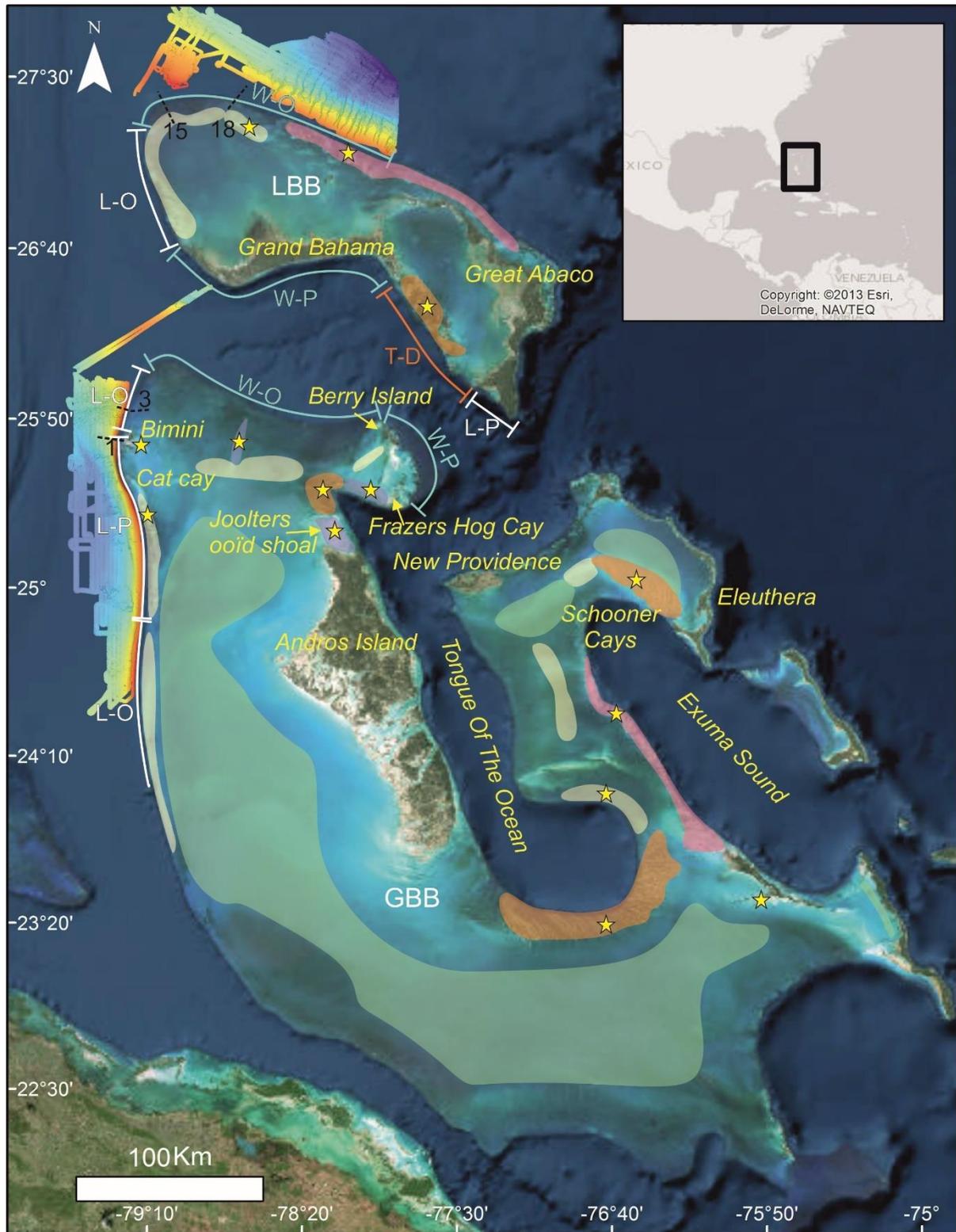


Figure 2-20 : Cartographie des principaux corps sableux sur les plates-formes du LBB et du GBB (synthétisé d'après Hine et al., 1977 ; Halley et al., 1983). Les différents types de marges sont également indiquées (Hine et al., 1977 ; Hine et al., 1981b). Les étoiles jaunes indiquent la présence d'ooïdes et donc les parties encore actives des corps sableux. Les données bathymétriques issues de la mission carambar 1 sont rajoutées (Principaud, 2015 ; Tournadour, 2015).

f) Les ceintures de barres tidales

Les **ceintures de barres tidales** sont des corps sableux oolitiques parallèles à la marge pouvant atteindre jusqu'à 100 km de long pour 20 km de large le long de la marge sud de TOTO (Fig. 2-21). Halley et al., 1983). Elles se distinguent des cordons de sable marin par le fait que les crêtes des barres composant les corps sableux sont perpendiculaires à la marge (Ball, 1967). Chaque crête est espacée d'environ 90 m et se retrouve émergée lors des basses marées de vives eaux. Les chenaux quant à eux sont plus profonds (~4,6 m de profondeur). La présence de lobes en croissant (*spillover*) petits et larges sur le côté interne du banc sableux, indique une direction de déplacement des sables vers le banc. Des rides de moyenne et petite taille recouvrent les crêtes et sont subparallèles à l'orientation des ceintures de barres tidales.

Les ceintures de barres tidales se développent dans des endroits particuliers où les effets de la marée sont amplifiés tels qu'aux extrémités sud de TOTO ou au nord d'*Exuma Sound* (Halley et al., 1983). Les courants exceptionnellement forts favorisent la production d'oolithes. Elles sont toujours bien triées mais d'importantes variations de taille existent en raison des variations de vitesse de courants entre les différentes zones. Les tailles sont de l'ordre de 200 à 400 μm sur la marge protégée de *Cat Cay* et atteignent jusqu'à 1 mm au sud de TOTO (Bergman, 2010).

Les exemples de ceintures de barres tidales présentes aux Bahamas (Fig. 2-20) sont au niveau de « the *Schooner Cay* » situé au nord d'*Exuma Sound*, de la zone au sud de TOTO, des parties de bancs sableux oolitiques de *Joutlers* et de *Frazers Hog Cay* situées au nord de l'île d'*Andros*, ainsi que de la zone entre les îles de *Grand Bahama* et de *Great Abaco* (marge sud LBB) (Halley et al., 1983).

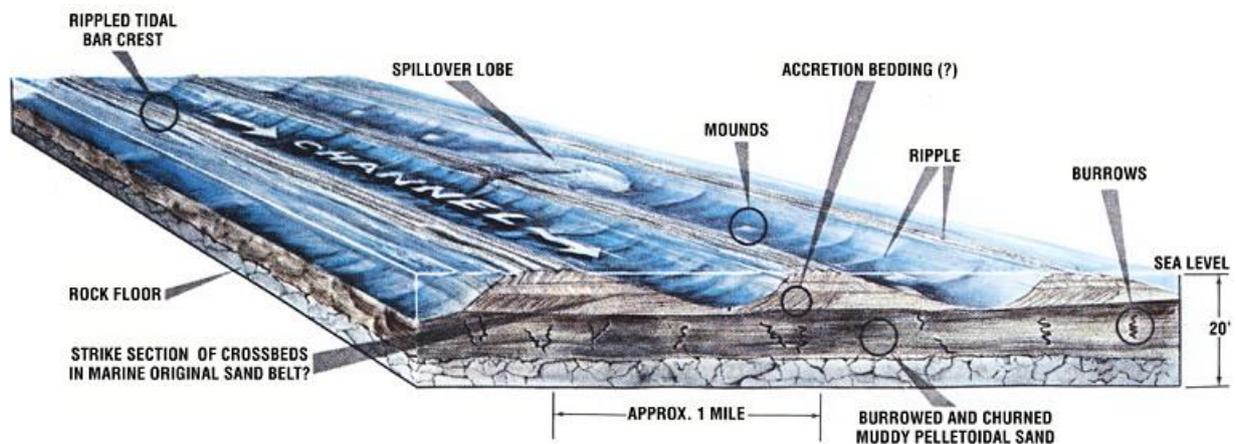


Figure 2-21: Bloc diagramme schématique de la ceinture tidale de Schooner Cay (d'après Ball, 1967).

g) Les deltas de marée

Les **deltas de marée** sont des corps sableux en forme de lobes ou de croissants formés entre les cayes ou les îles, aux extrémités des chenaux tidaux (Reeder et Rankey, 2008 ; 2009 ; Rankey et Reeder, 2011). Au nord du LBB, l'extension des deltas de marée varient entre ~350 m et 2 km (Reeder et Rankey, 2009). Ces systèmes comprennent les deltas de flot et de jusant, les chenaux, les lobes internes et les bancs sableux stabilisés par les algues (Fig. 2-22). Des rides sédimentaires sont présentes dans le chenal, avec une amplitude de 0,2 à 0,6 m avec une longueur d'onde entre 3 et 5 m (Reeder et Rankey, 2008 ; 2009). Leur migration est contrôlée par la force de la marée, avec une vitesse mesurée de l'ordre de 4 m sur 37 jours entre les cayes de *Lee Stocking Island* (Gonzalez et Eberli, 1997). Le type de sédiment présent dans les deltas de marée est dépendant

des vitesses des courants de marée mesurées. Pour des vitesses $> 0,8$ m/s, le fond marin sera rocheux sans dépôt, entre $0,4$ et $0,8$ m/s le sédiment sera composé d'oolithes, $< 0,4$ m/s le sédiment sera composé de péloïdes, et pour les vitesses $< 0,25$ m/s les algues pourront se développer et stabiliser le fond marin (Reeder et Rankey, 2009). Les oolithes à cet endroit ont une taille moyenne de $400/500 \mu\text{m}$ et une densité de $2,75 \text{ g/cm}^3$. Elles nécessitent donc des vitesses supérieures à $0,26$ m/s pour être mises en mouvement. Cette vitesse est largement dépassée dans les chenaux (> 1 m/s voire > 2 m/s) mais au-delà du chenal, les vitesses vont chuter sous le seuil d'entraînement ($< 0,25$ m/s), empêchant les oolithes de quitter la zone sableuse (Reeder et Rankey, 2008 ; 2009).

Au vu du nombre important d'îles et de cayes présentes aux Bahamas, le nombre de deltas de marée est probablement très important (Halley et al., 1983). Les exemples les plus marquants sont les deltas de marée situés entre les cayes au nord du LBB, tels qu'entre Stranger's Cay et Carter's Cay (Fig. 2-22 ; Reeder et Rankey, 2009), mais également entre les îles d'*Exuma* au niveau du GBB (Fig. 2-20).

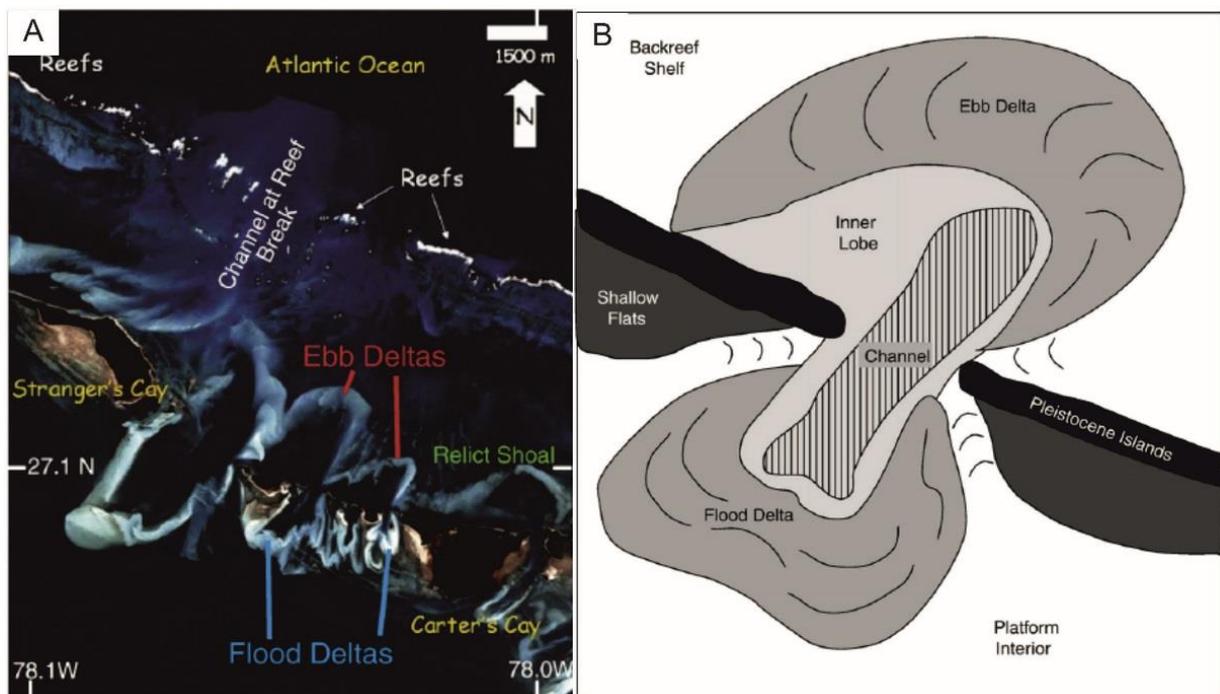


Figure 2-22: A) Photo des deltas de marée situés entre Stranger's Cay et Carter's Cay (Reeder et Rankey, 2009); B) Schéma d'un delta de marée indiquant les différentes structures géomorphologiques (Reeder et Rankey, 2009).

IV.2. Les marges et le transport vers le bassin profond

IV.2.1. Marges favorisant les processus de transport vers la plate-forme

Les processus de transport *on-bank* concernent les marges ouvertes exposées aux vents dominants et celles dominées par les courants de marée (Fig. 2-20 ; Hine et Neumann, 1977 ; 1981b).

a) Les marges ouvertes exposées aux vents dominants

L'énergie des marges ouvertes exposées aux vents dominants est très élevée aux abords de la marge nord-est du LBB (Fig. 2-20 ; Hine et Neumann, 1977) et de la marge nord du GBB (Fig. 2-20 ; Hine et al., 1981b). Ces marges accumulent moins de sédiment et prennent du retard dans l'aggradation verticale par rapport aux autres types de marges.

Dans le cas de la marge nord du GBB, cette énergie va être légèrement réduite par la présence d'un fond marin rocheux profond (-25 à -15 m) où les dépôts sont quasi absents (Hine et al., 1981b). La majorité du sédiment est alors transportée vers l'intérieur du banc et se dépose à près de 20 km du bord de la marge. De faibles quantités de sédiments s'accumulent tout de même dans les dépressions associées à la paléo-topographie. De même, quelques récifs actifs entourés par des dépôts sableux importants (12 m d'épaisseur) se développent localement (1,5 km de long) sur un bas topographique. Les sédiments sont principalement composés d'*Halimeda* et de péloïdes sur la marge externe et de grains agrégés sur la marge interne.

La marge nord-est du LBB est caractérisée par une barrière récifale discontinue parallèle à la bordure de la plate-forme (Fig. 2-23 A ; Hine et Neumann, 1977). La chaîne d'îlots, nommée *Abaco chain islands*, est située dans la zone interne de la plate-forme, à quelques kilomètres (< 5 km) de la barrière récifale. La zone récifale est composée de coraux profonds en bordure de la marge (< -20 m) sur un fond marin rocheux où les dépôts sont absents. Les coraux peu profonds sont situés à une plus faible profondeur d'eau (> -20 m). Ils se développent soit sous forme de placage au niveau du haut fond marin rocheux (~-12 m) où les dépôts sont absents, soit sous forme de pinacle corallien entouré par de fortes accumulations de dépôts de sables squelettiques (Fig. 2-23 A). Ces sables sont composés d'*Halimeda*, de foraminifères benthiques, de fragments de coraux, d'algues rouges et de pellets micritisés. Le fait que les coraux profonds ne soient pas recouverts suggère que les processus de transport *off-bank* y sont minimes.

La marge nord-ouest du LBB est séparée en deux zones bien distinctes morphologiquement (Fig. 2-23 B, C ; Hine et Neumann, 1977). La première zone est située à l'ouest du récif de Matanilla (Fig. 2-20 ; Hine et Neumann, 1977) et s'approfondit de -6 m jusqu'à -16 m vers le nord-ouest. Cette augmentation de profondeur diminue le transport *on-bank* et *off-bank* de sédiment. Les dépôts sont absents sur au moins 3,5 km et les récifs très peu présents ; seuls quelques récifs profonds (~ -25 m) se développent (Fig. 2-23 B). Cette marge ne présente pas de dépôt sur une distance importante (au moins 3,5 km) et agit comme une barrière naturelle. Le cordon de sable marin qui se développe sur la partie interne de la plate-forme, juste avant le lagon, va être stabilisé par des algues vertes (Fig. 2-20). La seconde zone correspond à la partie la plus occidentale de la pente nord du LBB (Fig. 2-20 ; Hine et Neumann, 1977). Cette marge est beaucoup plus profonde que les marges environnantes et s'étend de -20 à -40 m sur 4 km de large

(Fig. 2-23 C ; Hine et Neumann, 1977). Les structures de récifs émergés atteignent près de 10 m de haut et sont associées avec des dépôts récifaux sur leur côté interne. Ces dépôts sont composés de plaques d'*Halimeda*, de fragments de coraux, d'algues rouges, de bryozoaires et de foraminifères benthiques avec quelques péloïdes.

b) Les marges dominées par les courants de marée

Les marges dominées par les courants de marée concernent des zones ponctuelles où l'effet de la marée est accentué au point de contrecarrer la notion de marge « *leeward* » ou « *windward* » (Fig. 2-20 ; Hine et al., 1981b). Les zones concernées sont des zones ouvertes, non protégées par des îles, telles que la marge sud du LBB entre l'île de Grand Bahama et de Great Abaco. L'énergie y est forte, variable et dépendante de la marée. Ces marges se caractérisent par l'accumulation de bancs sableux linéaires et parallèles aux courants de marée, par les ceintures de barres tidales, et la présence de dunes sous-marines actives. Les sédiments sont composés d'ooïdes associés à des plaques d'*Halimeda* et à des péloïdes.

IV.2.2. Marges favorisant les processus de transport vers le bassin

Les processus de transport *off-bank* concernent les marges protégées et exposées aux vents dominants (« *windward protected* »), celles sous le vent et ouvertes (« *leeward open* »), et celles sous le vent et protégées par une île (« *leeward protected* » ; Fig. 2-20 ; Hine et Neumann, 1977 ; 1981b).

c) Les marges protégées et exposées aux vents dominants

Les courants les plus forts sont observés sur les marges protégées et exposées aux vents dominants, telles qu'au sud de Grand Bahama (LBB) (Fig. 2-20 ; Hine et al., 1981b). La présence de l'île va rediriger l'énergie en direction de l'océan (Hine et al., 1981b). Ainsi des courants *downslope* permanents sont potentiellement développés sur les marges en réponse à l'activité des vagues. Des sillons linéaires caractéristiques de structures en « *grooves* » et « *spur* », observés sur la marge entre -10 et -30 m, confortent le transport de sédiment vers la partie externe de la marge. D'importantes quantités de sédiment sont accumulées sous forme de lobes de 10 m d'épaisseur maximum, au bord de la marge entre -15 et -35 m. Le sédiment correspond à des sables dominés par des plaques d'*Halimeda*, ainsi que des mollusques, des foraminifères benthiques et des fragments de coraux. Les péloïdes et autres grains cryptocristallins forment 23 % du sable et aucun fragment non squelettique (ooïdes ou pellets) n'est présent. Les grains ne présentent pas de signe d'altération, les sédiments ne sont pas bioturbés et ne montrent pas ou montrent peu de micritisation suggérant que ce sédiment est rapidement exporté vers les pentes après sa formation.

d) Les marges sous le vent et ouvertes

Les marges sous le vent et ouvertes favorisent les processus d'export vers le bassin, comme les marges ouest du GBB et du LBB (Fig. 2-20 ; Hine et al., 1981b). Dans le cas de marges sous le vent et ouvertes, l'export de sédiment est rapide, permettant l'enfouissement des anciens récifs (Fig. 2-23 D). Les sédiments vont s'accumuler sur les marges de la plate-forme sous forme de bancs sableux allant jusqu'à 12 m d'épaisseur (Hine et Neumann, 1977). Les sédiments sont des sables composés d'ooïdes qui peuvent être cimentées, de plaques d'*Halimeda*, de péloïdes et autres grains cryptocristallins.

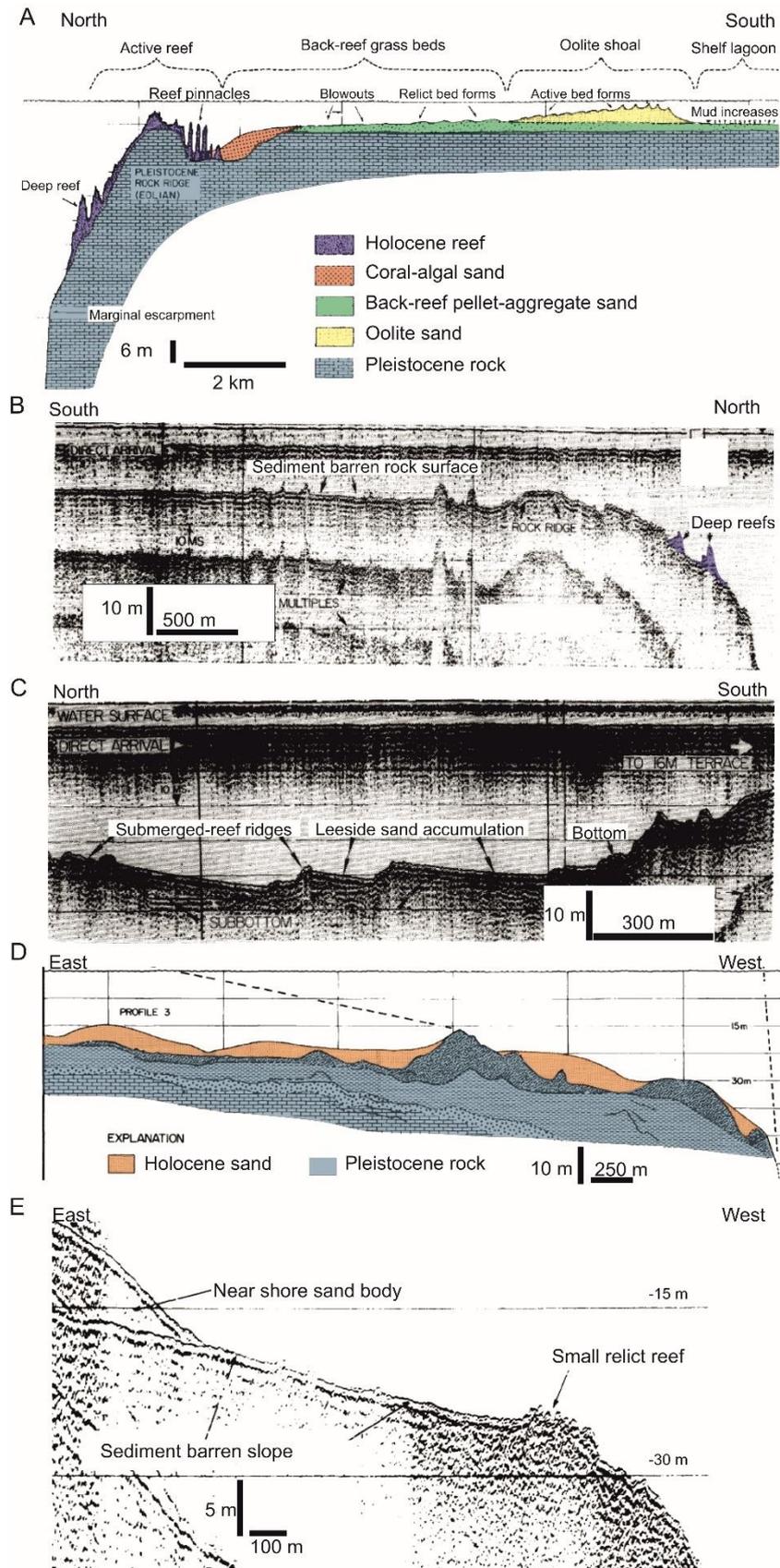


Figure 2-23: A) Coupe transversale schématique à partir de 5 profils sismiques au niveau de la pente nord du LBB (Hine et Neumann, 1977) ; B) Profil sismique n° 18 au niveau de la pente nord-ouest du LBB (Hine et Neumann, 1977) ; C) Profil sismique n° 15 au niveau de la pente nord-ouest du LBB (Hine et Neumann, 1977) ; D) Interprétation du profil sismique n° 3 au niveau de la pente ouest du GBB (Hine et Neumann, 1981b) ; E) Profil sismique n° C7620-1 au niveau de la pente ouest du GBB en face de *Bimini* (Hine et Neumann, 1981b).

e) *Les marges sous le vent et protégées par une île*

Dans le cas des marges sous le vent, l'énergie y est faible, en particulier lorsqu'elles sont protégées par une île déjà en place comme à l'ouest des îles de *Bimini* (Fig. 2-20 ; Hine et al., 1981b). Le flux de sédiment est bloqué par le relief de l'île. Le sédiment s'accumule ainsi sur le côté est de l'île ce qui permet son extension progressive. Ces îles ont un rôle important dans la protection des récifs qui vont pouvoir continuer à se développer pendant les périodes de haut niveau marin sur le flanc ouest (Fig. 2-23 E). Le développement de récifs dans ce type de conditions est également observé sur la marge nord-ouest du LBB (Hine et Neumann, 1977). Les dépôts sont peu épais sur la marge et sont constitués principalement de clastes squelettiques et de plaques d'*Halimeda*, associés à des foraminifères et des fragments d'algues rouges avec, entre les îles ou à proximité d'arrêtes rocheuses, des sables oolithiques.

IV.2.3. Facteurs et capacité de transport des processus *off-bank*

Sur les plates-formes des Bahamas, plusieurs preuves sédimentaires suggèrent que des processus d'export agissent le long des marges protégées des vents dominants, telles que celles à l'ouest du LBB et du GBB (Hine et al., 1981a ; 1981b). Ces preuves incluent : 1) la présence de larges dunes sous-marines (2 m de hauteur sur 50 à 200 m de long) orientées vers le large ; 2) le fait que ces bancs sableux recouvrent les récifs holocènes et 3) la présence de sédiment de plate-forme datant de l'Holocène retrouvé entre 200 et 400 m de profondeur (Hine et al., 1981a; 1981b). Les preuves directes de ces processus de transport *off-bank* restent toutefois limitées dans la littérature et sont réduites aux quatre études énumérées ci-dessous. En octobre 1965, 3 jours après une période de vents intenses venant du nord, des panaches d'eau chargée de boue ont été observés au sud de *Bimini*, à l'ouest du Grand Banc des Bahamas (Neumann et Land, 1975). Lors d'une plongée en submersible sur la marge ouest du GBB, un courant plongeant, plus chaud de ~1 à 2 °C, confiné sur moins de 20 mètres, a été détecté à 80 m de profondeur d'eau avec des vitesses estimées à ~0,5 m/s (Wilber et al., 1993). En mai 1990, des données météorologiques, de prédiction de marée et de température des eaux acquises en submersible près de *Stocking Island* dans Exhuma Sound, indiquent un plongement d'eaux chaudes pendant la phase de jusant (Wilson et Roberts, 1995). En novembre 1993 et juin 1994, des panaches d'eau à forte salinité ont été observés dans Exhuma Sound à plus de 20 km de la rupture de pente, présentant des salinités maximales différentes en hiver et en été, respectivement à 75 et 45 m de profondeur d'eau (Hickey et al., 2000).

Sur les plates-formes du LBB et du GBB, les vitesses des courants tidaux ne sont pas suffisantes pour permettre le transport *off-bank* des sables en conditions normales (Hine et al., 1981b). Les processus d'export *off-bank* sont directement influencés par les conditions climatiques extrêmes, telles que les fronts froids, les tempêtes tropicales et les ouragans (Hine et al., 1981b). Les concentrations de particules en suspension des eaux de plate-forme atteignent jusqu'à 85 mg/l pendant les tempêtes tropicales (Neumann et Land, 1975). Les concentrations de particules en suspension restent élevées (~2 mg/l) quelques jours après le passage de la tempête avant de se stabiliser à des valeurs de concentrations normales (~0,4 mg/l ; Neumann et Land, 1975). Sur la plate-forme, le transport de sable par charriage sur le fond pendant les périodes où le flux d'énergie est important est suggéré depuis les zones sableuses de l'arrière-récif vers l'escarpement (Hoskin et al., 1986).

L'impact des fronts froids sur l'export de sédiment est majeur car il permet une suspension du sédiment couplée avec des changements thermohalins sur plusieurs jours et sur une surface plus importante que lors de tempêtes (Wilson et Roberts, 1995). Le terme de « *density cascading* » décrit l'export considérable de sédiments lors des plongées d'eaux denses et chargées en sédiments (courants de cascading) depuis la plate-forme vers le bassin (Wilson et Roberts, 1992 ; 1995). L'augmentation de la densité des eaux peu profondes du banc est le paramètre essentiel pour déclencher le phénomène de « *density cascading* » (Wilson et Roberts, 1992 ; 1995). Il est principalement lié à la diminution de la température et dans une moindre mesure de l'augmentation de la salinité et de la concentration en sédiment dans les eaux de surface. Ces eaux denses vont plonger jusqu'à leur profondeur d'équilibre puis s'étendre latéralement sur des distances pouvant aller jusqu'à 20 km (Hickey et al., 2000), voire 50 km (Piskaln et al., 1989). Durant ces épisodes, les eaux de plate-forme peuvent être 2 à 3 fois plus denses que les eaux de surface de l'océan adjacent. Leur profondeur d'équilibre pourrait atteindre un maximum estimé entre 450 m (Wilson et Roberts, 1992) et 700 m de profondeur d'eau lors de plongements d'eaux froides, et 150 m de profondeur d'eau lors de plongements d'eaux chaudes (Wilber et al., 1993). Ces valeurs théoriques considèrent que la densité ne varie pas au cours de l'écoulement et donc que la densité initiale détermine directement la profondeur d'équilibre. Cependant, des mesures de paramètres hydrographiques (salinité, température, densité, turbidité) dans *Exhuma Sound* suggèrent que les eaux ambiantes vont s'incorporer à l'écoulement de densité le long de la pente et modifier la profondeur d'équilibre (Hickey et al., 2000). Des profondeurs d'équilibre bien plus faibles, n'excédant jamais ~100 m de profondeur d'eau, ont été estimées et confirmées par modèle numérique. Les eaux plongeantes s'écoulent initialement le long de la pente (Wilson et Roberts, 1993) puis deux comportements théoriques des masses d'eaux sont possibles :

1) Si la profondeur d'équilibre des courants de cascading est moins importante que la profondeur de la base de la pente (Figure 2-24 A, B), alors les différents écoulements de densité devraient se séparer et s'étendre latéralement le long de leur isopycne (Prongi et al., 1975 ; Wilson et Roberts, 1992 ; 1995). Les particules les plus grossières sont rapidement déposées alors que les particules les plus fines sont piégées au niveau de leur isopycne. Le dépôt des particules fines le long des pentes nécessite des mécanismes d'accélération du flux vertical des particules pour compenser l'effet des courants de surface (Wilson et Roberts, 1992). La formation des pellets fécaux de zooplancton a été suggérée comme processus d'accélération de la sédimentation (Boardman et Neumann, 1984 ; Heath et Mullins, 1984). Cependant, Wilson et al. (1993) doute que la formation des pellets et que leur vitesse de décantation (~200 m/jour) puisse compenser des courants vigoureux tel que le courant de Floride (50-250 cm/s ; Richardson, 1969 ; Neumann et Ball, 1970 ; Lee et al., 1985). De plus, cette hypothèse est contredite par Piskaln et al. (1989) qui a récupéré au sein de pièges à particules des aiguilles d'aragonite avec très peu de pellets (3 % du flux total). Les auteurs suggèrent que les aiguilles d'aragonite vont s'agrèger avec les plaques de coccolithophores ou à de la neige marine pour former des macro-agrégats (> 1 mm). Dès que les courants de densité s'étendent le long de leur isopycne, la vitesse du flux diminue et peut être déviée entre 10° et 90° vers la droite par la force de Coriolis (Wilson et Roberts, 1992). Ainsi, les panaches de *density cascading* les plus faibles peuvent potentiellement s'incorporer au courant de contour.

2) Si la profondeur d'équilibre des courants de cascading est supérieure à la profondeur de la base de la pente (Figure 2-24 B), aucune séparation des écoulements de densité n'est attendue et ces écoulements peuvent potentiellement éroder la base de la pente (Wilson et Roberts, 1992 ; 1995). Les courants turbiditiques de faible densité peuvent transporter du sédiment le long de la pente (Heath and Mullins, 1984).

Des marques d'érosion de type « *plunge pools* » ou « *bump and through* » sont mises en évidence sur les pentes ouest du GBB et du LBB (Wilber et al., 1990 ; 1993). Ces structures forment des dépressions de 100 à 200 m de large à ~150 m de profondeur (Wilber et al., 1990 ; Betzler et al. 2014). Latéralement, ces dépressions se prolongent et forme un fossé le long de la pente (Betzler et al., 2014 ; Jo et al., 2015). Ces structures érosives sont directement liées au changement de déclivité entre l'escarpement (70°) et le corps sédimentaire holocène (25°) (Betzler et al., 2014). Cette suggestion expliquerait pourquoi ce fossé n'est ni observé sur la pente nord du LBB (Rankey et Doolittle, 2012), ni au niveau de l'île de *Bimini* sur la pente ouest du GBB (Wilber et al., 1990) et uniquement sur les pentes où l'accumulation de sédiment est importante. Les liens entre le modèle de *density cascading* (Wilson et Roberts, 1992 ; 1995), les structures érosives, et les événements météorologiques ne sont pas entièrement compris et nécessitent des observations supplémentaires. Cependant, il est évident que des processus d'export de sédiment agissent depuis la plate-forme vers le bassin et qu'ils ont la capacité d'éroder les pentes des Bahamas (Wilber et al., 1993).

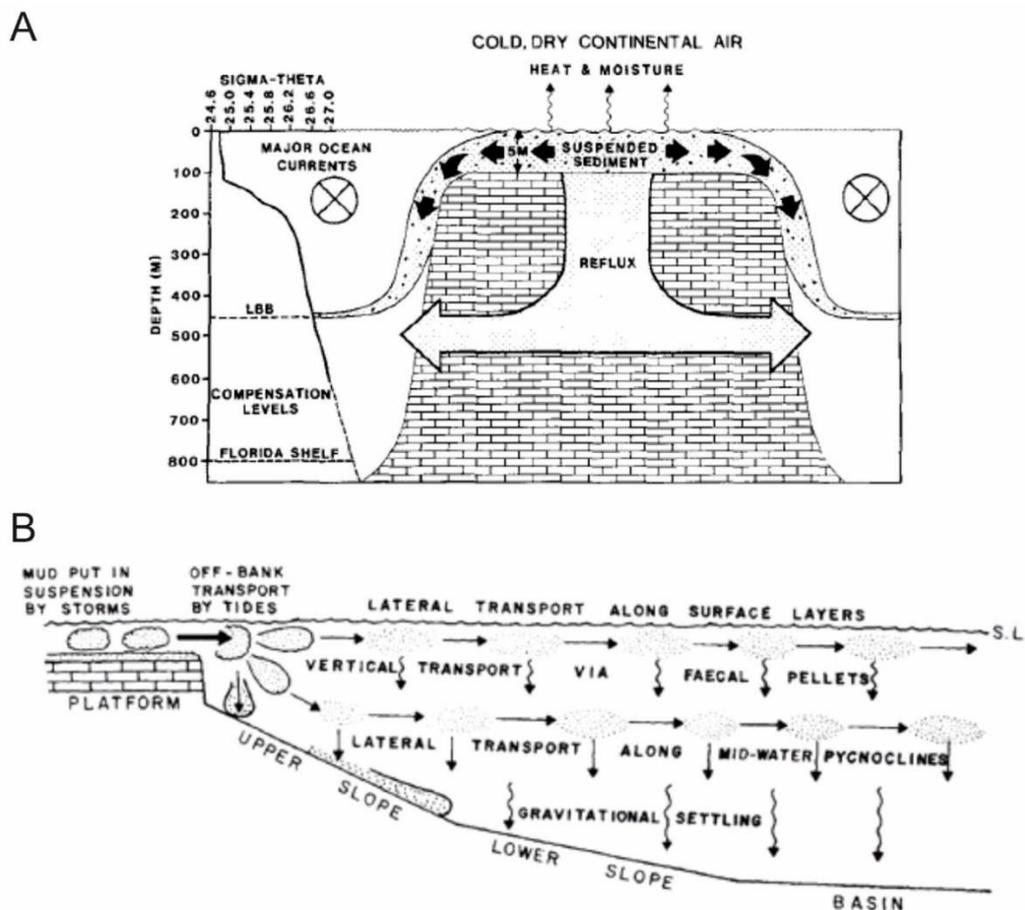


Figure 2-24 : Schémas illustrant le *density cascading* en mettant en évidence que A) les eaux chargées en sédiment vont se détacher de la pente au niveau de leur profondeur d'équilibre (Wilson et Roberts, 1995); B) la formation de pellets fécaux de zooplancton a été suggérée comme processus d'accélération de la sédimentation (Heath et Mullins, 1984).

IV.3. Les environnements de pente

IV.3.1. Morphologie de la pente

La pente est la zone de transition entre la plate-forme, située à moins de 30 m de profondeur, et le bassin profond situé à de fortes profondeurs d'eau (~1000 m de profondeur). Les marges des Bahamas comprennent généralement un escarpement fortement pentu (~70°-90°) présent entre 30 et 140 m de profondeur d'eau (Fig. 2-25 ; Wilber et al., 1990 ; Ginsburg et al., 1991 ; Grammer et Ginsburg, 1992 ; Eberli et al., 2002) Dans la zone nord du LBB, la marge comprend deux escarpements moins pentus (entre 25-50°) que celui situé sur les pentes ouest du GBB (Rankey et Doolittle, 2012). A l'ouest du GBB, de nombreux organismes se développent au sommet de l'escarpement (« *brow* ») de manière importante tels que les coraux et les algues de type *Halimeda* (Ginsburg et al., 1991). Régulièrement, des effondrements de cette zone, entre 30 et 85 m, vont permettre le maintien de l'escarpement. Au-delà, la pente est divisée en trois parties : pente supérieure, pente moyenne et pente inférieure (Mullins et al., 1984). Dans la zone nord du LBB, une partie supplémentaire a été définie : l'*uppermost slope*, qui correspond à la pente située entre 60 et 300 m de profondeur (Rankey et Doolittle, 2012) Les limites de profondeur entre les autres parties de pente sont différentes selon les deux zones d'études (Tableau 2-1).

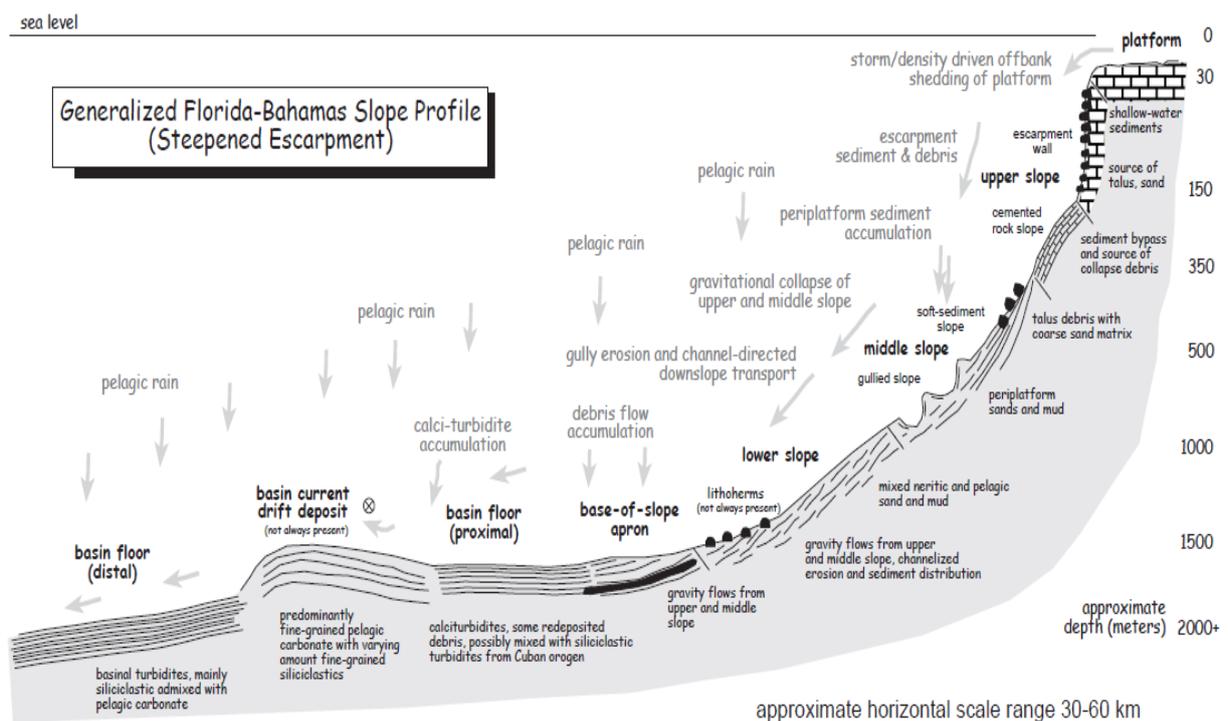


Figure 2-25: Schéma détaillant la transition entre la plate-forme et le bassin dans la zone ouest du GBB avec la marge ~-20 m, l'escarpement de -30 à -140 m, le haut de pente cimenté (*upper slope*) et la zone de dépôt s'étendant sur les pentes moyenne et inférieure (Eberli et al., 2002).

Ces différences de limites s'expliquent par des différences notables de morphologie des pentes. Les pentes du LBB sont convexes à l'est et concave à l'ouest. Cette différence est liée à la présence d'un drift qui se développe à l'ouest, à l'intersection entre le courant des Antilles et celui de Floride (Fig. 2-26, Tournadour, 2015). A l'ouest du GBB, les pentes sont généralement concaves et peuvent être particulièrement pentues, notamment au niveau de *Bimini* (Fig.2-27, Principaud, 2015). Ces différences entre les pentes du GBB et du LBB semblent contraires au modèle de Schlager et Ginsburg (1981), qui définit les pentes en 3 catégories : les pentes

protégées qui sont en accrétion comme la pente occidentale du GBB, les pentes en *by-pass* et en érosion comme les pentes exposées aux vents dominants comme la pente nord du LBB. En effet, la pente occidentale du GBB ne fût en accrétion que pendant le Pléistocène inférieur et moyen (MIS 45-20) et pendant l'Holocène (~MIS 1 ; Rendle et Reijmer, 2002). Pendant le Pléistocène moyen, les pentes occidentales du GBB sont en érosion et/ou en *by-pass* au niveau des pentes moyennes et inférieures (Rendle et Reijmer, 2002).

Tableau 2-1: Limites des différentes parties de la pente en fonction de la profondeur d'eau

	Pente supérieure	Pente moyenne	Pente inférieure	Références
Ouest du GBB	0-350 m	350-600 m	600-850 m	Principaud (2015)
Nord du LBB	300-650 m	650-1000 m	1000-1300 m	Tournadour (2015)
Nord-ouest du LBB	300-650 m	650-800 m	800-900 m	Tournadour (2015)

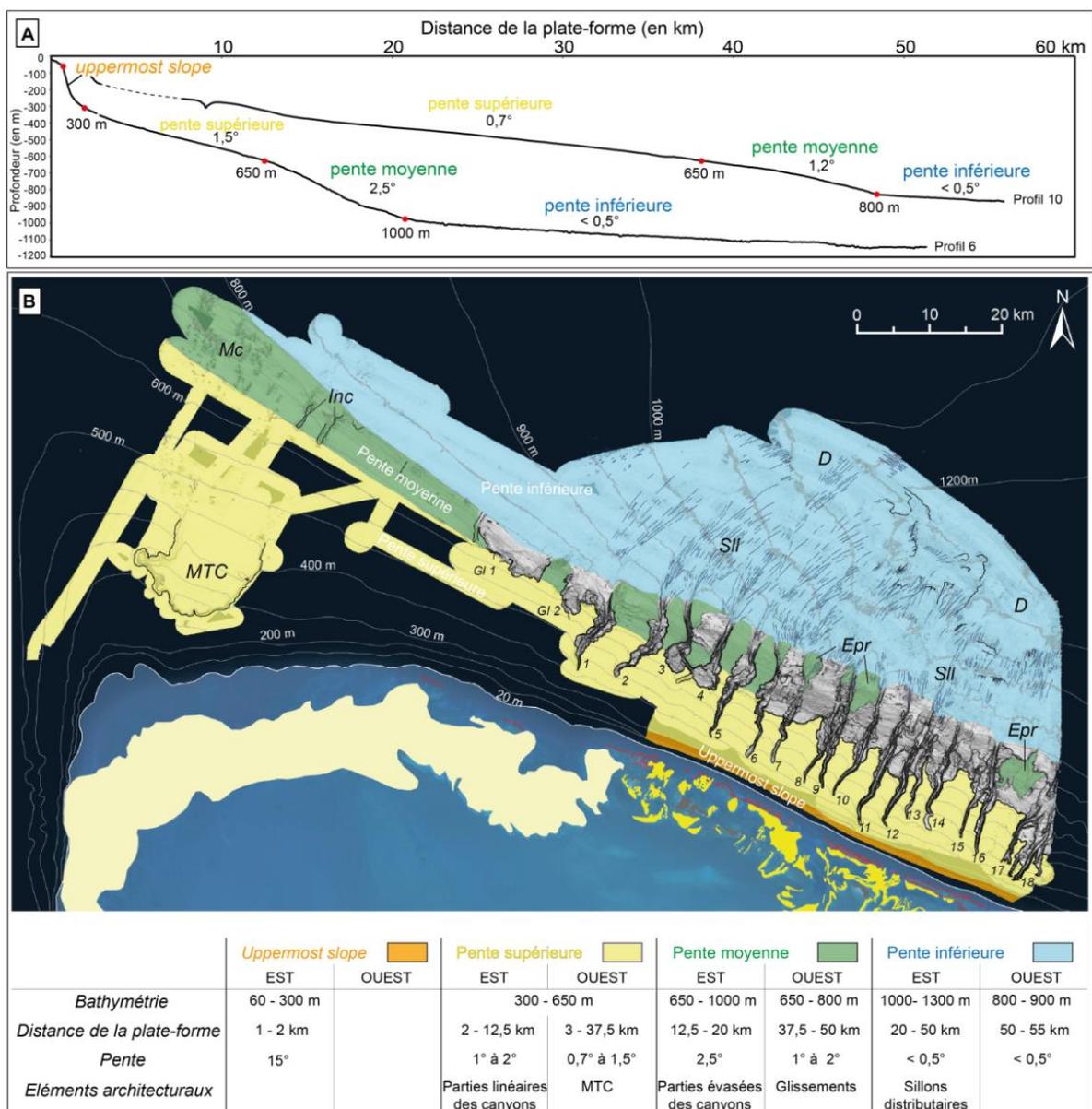


Figure 2-26: Profils de pente et localisation des différentes zones de la pente du LBB (Tournadour, 2015).

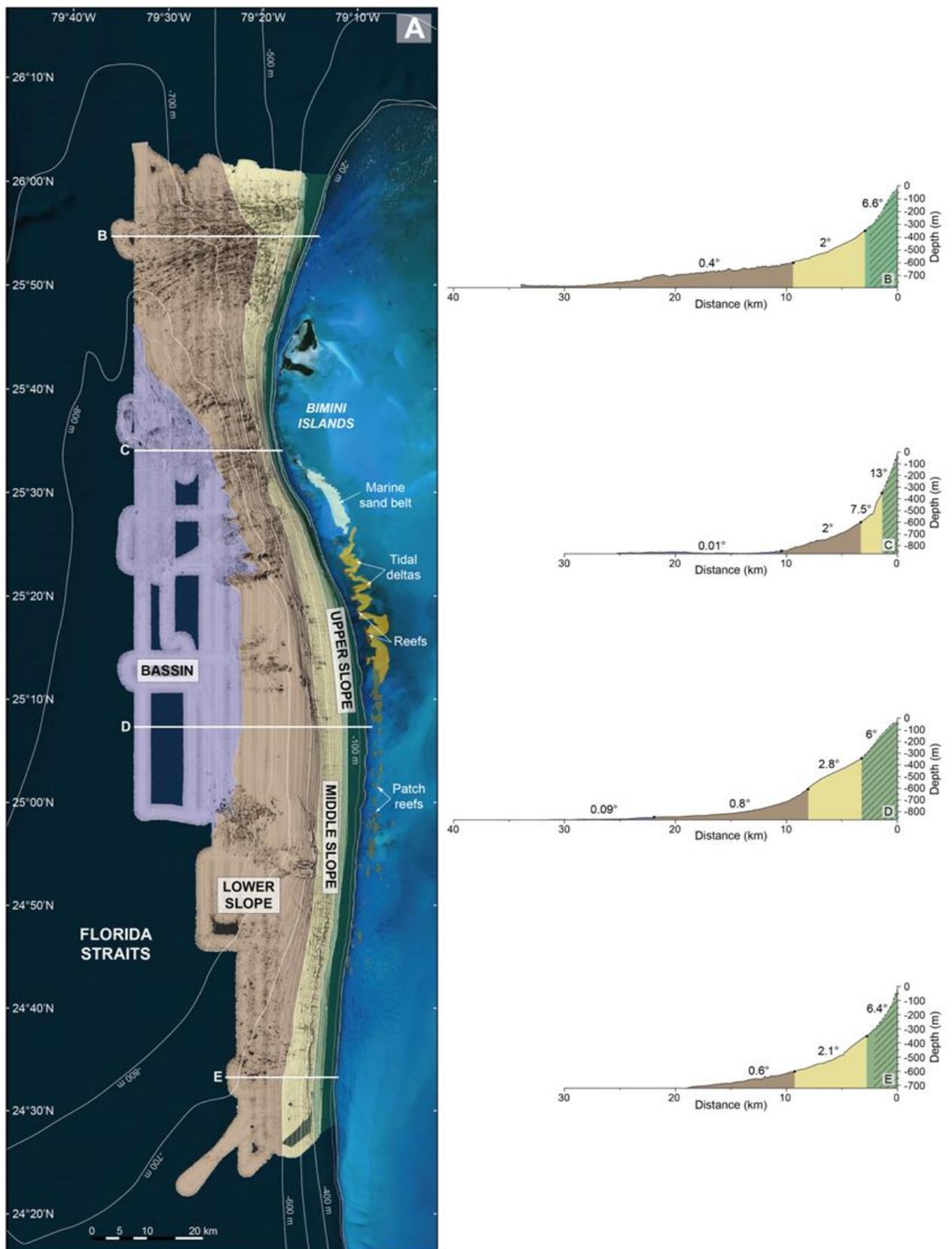


Figure 2-27: Profils de pente et localisation des différentes zones de la pente du GBB (Principaud, 2015).

IV.3.2. Variabilité spatiale de la sédimentation de la pente

Le sédiment qui se dépose sur les pentes est qualifié de boue de péri-plate-forme (Schlager et James, 1978). La boue de péri-plate-forme est issue du mélange entre les particules formées sur la plate-forme et de la neige marine (Schlager et James, 1978). Les particules formées sur la plate-forme sont principalement aragonitiques et dans une moindre mesure de calcite fortement magnésienne alors que les particules issues de la neige marine sont principalement en calcite faiblement magnésienne et dans une moindre mesure en aragonite (Schlager et James, 1978). Les pentes des Bahamas sont situées au-dessus de la lysocline et de la CDD, réduisant les effets de la dissolution sur les particules sédimentaires. Les phénomènes de diagenèse à l'interface eau-sédiment à des profondeurs supérieures à 1000 m vont dissoudre la calcite fortement magnésienne et l'aragonite et les reprécipiter en calcite faiblement magnésienne (Mullins et al., 1985).

Au nord du LBB, le type de sédimentation est variable en fonction de la profondeur d'eau (Mullins et al., 1984) et ces auteurs ont illustré cinq faciès sédimentaires différents : (1) le faciès de type sédiment induré « *hardground* » (entre 200 et 400 m de profondeur), (2) le faciès de boue à nodules indurés « *nodular ooze* » (entre 400 et 600 m de profondeur), (3) le faciès de boue de péri-plate-forme (entre 600 et 900 m de profondeur), (4) le faciès de type tablier de pente proximale (entre 900 et 1100 m de profondeur) et (5) celui de pente distale (entre 1100 et 1300 m de profondeur). Dans la même zone, des monts carbonatés de coraux d'eaux froides sont présents entre 1000 et 1300 m de profondeur d'eau (Mullins et al., 1981 ; Reed, 2002). Des différences latérales dans le type de faciès sont mises en évidence avec, par exemple, la présence de sédiments indurés de type « *hardground* » dans le détroit de Floride à des profondeurs bien plus importantes (entre 600 et 700 m de profondeur) qu'au nord du LBB (Neumann et Ball, 1970 ; Neumann et al., 1977). Les deux paramètres principaux contrôlant ce type de sédimentation sont le potentiel diagénétique, dépendant de la distance à la plate-forme (Heath et Mullins, 1984), et le vannage par les courants de fond (Wilber, 1976). Le potentiel diagénétique va être plus fort en période de haut niveau marin car la sédimentation sera principalement de type aragonitique à cause de l'export, en grande quantité, des aiguilles d'aragonite depuis la plate-forme vers les pentes (Heath et Mullins, 1984). La composition de la boue de péri-plate-forme va également varier latéralement à l'échelle d'un même bassin (Boardman et Neumann, 1984). Des études récentes ont cartographié la répartition des sédiments de surface sur les pentes ouest du GBB (Fig. 2-28 ; Principaud, 2015) et nord du LBB (Fig. 2-29 ; Tournadour, 2015). Ces cartes interprétatives compilent des données acoustiques (géométrie des couches sédimentaires et réflectivité) et lithologiques (30^{es} cm des carottes étudiées dans cette thèse). Elles mettent en évidence une variabilité de la lithologie plus complexe à l'échelle d'un bassin, et des différences importantes entre les pentes protégées des vents dominants (Fig. 2-28 ; Principaud, 2015) et sous le vent (Fig. 2-29 ; Tournadour, 2015). L'importance de la morphologie du fond marin dans le type de lithologie à l'échelle d'un bassin est illustrée avec l'exemple de la cicatrice d'arrachement au nord-ouest de la pente du LBB (Fig. 2-29 ; Tournadour, 2015). En effet, son remplissage est caractérisé par de la boue non indurée sur de faibles épaisseurs (< 5 m), ce qui contraste avec la lithologie de type *hardground* caractérisant la pente supérieure du LBB drift (Fig. 2-29 ; Tournadour, 2015).

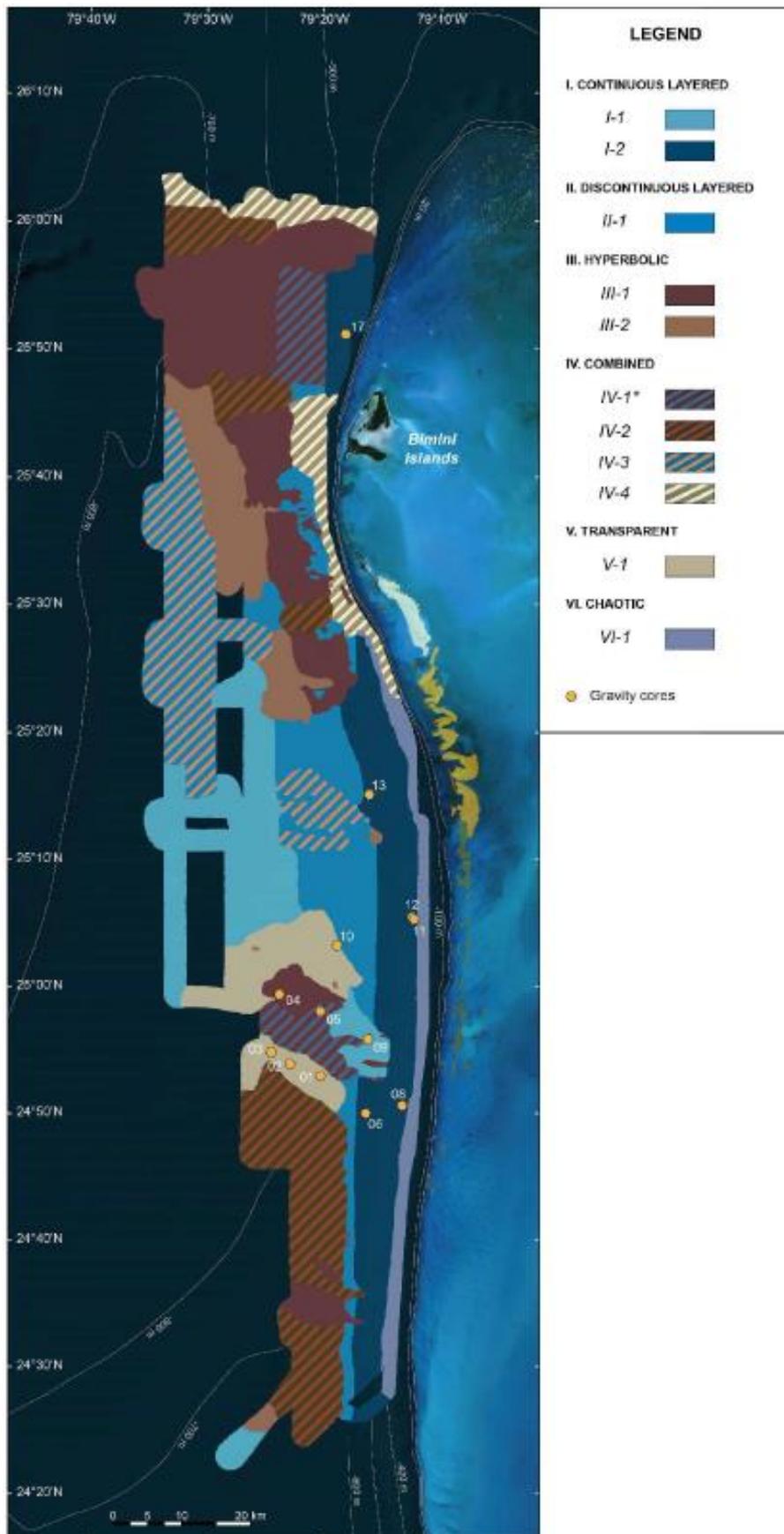


Figure 2-28: Carte de distribution des echo-faciès sur la pente nord-ouest du Great Bahama Bank (Principaud, 2015).

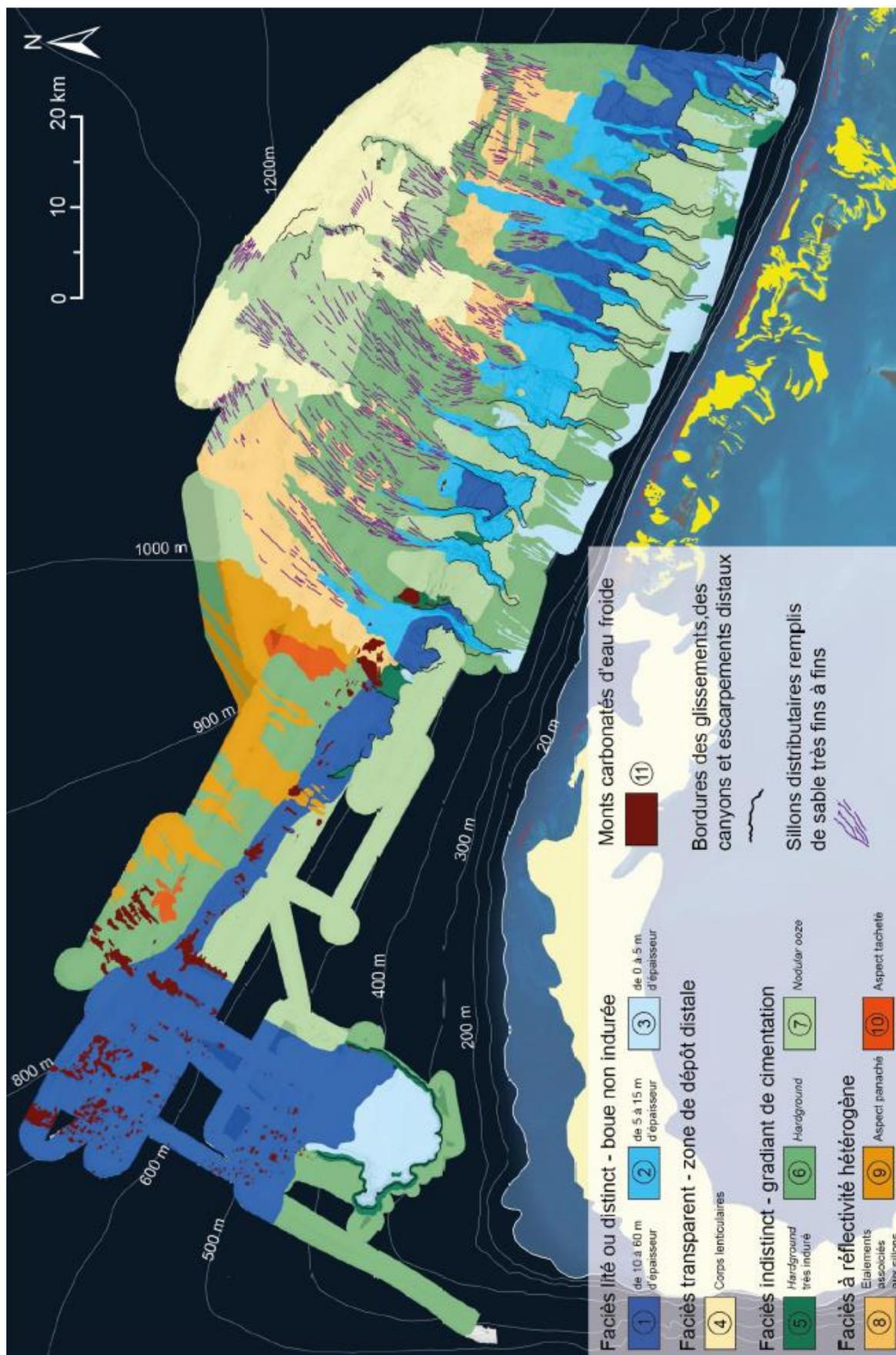


Figure 2-29: Carte morpho-sédimentaire de la pente nord du *Little Bahama Bank* (Tournadour, 2015).

IV.3.3. Variabilité temporelle de la sédimentation de la pente

Des taux de subsidence de 1 à 2 m/100 ka ont été estimées sur les derniers 300 ka au niveau pour l'ensemble de l'archipel bahamien (Carew et Mylroie, 1995a, b). La sédimentation sur les pentes des Bahamas a varié au cours du Quaternaire, principalement en réponse aux variations du niveau marin et s'exprime différemment en fonction de la zone étudiée (Schlager et Chermak, 1979 ; Boardman et al., 1986). En effet des changements de taux de sédimentation remarquables sont observés entre les périodes de haut niveau marin (~période interglaciaire) et les périodes de bas niveau marin (~périodes glaciaires) (Kier et Pilkey, 1971 ; Lynts et al., 1973 ; Mullins et al., 1980 ; Mullins 1983 ; Droxler et al., 1983). Le concept de « *highstand shedding* » décrit ce phénomène où la production carbonatée de plate-forme est très abondante pendant les périodes de haut niveau marin, induisant un fort export des sédiments de plate-forme vers les pentes (Droxler et Schlager, 1985 ; Schlager et al., 1994). La production de sédiment sur la plate-forme est considérablement diminuée quand la plate-forme est partiellement exondée, réduisant ainsi l'export de sédiments aragonitiques vers les pentes (Droxler et Schlager, 1985 ; Schlager et al., 1994). Ce modèle, impliquant une sédimentation épisodique en fonction de l'enneigement ou de l'exondation des plates-formes, est décrit dans de nombreuses études (Mullins et al., 1980 ; Boardman et Neumann, 1984 ; Boardman et al., 1986 ; Reijmer et al., 1988 ; Wilber et al., 1990 ; Rendle et Reijmer, 2002 ; Slowey et al., 2002).

Cependant, les variations des teneurs en aragonite suivent, au niveau des pentes, un signal proche des variations du $\delta^{18}\text{O}$ (Droxler et al., 1983). Le signal aragonitique augmente huit milliers d'années avant l'enneigement de la plate-forme, de (Droxler et al., 1983). Ces observations suggèrent que le simple modèle du « *highstand shedding* » ne suffit pas à expliquer la sédimentation sur les pentes des Bahamas. Une hypothèse très controversée suggère que la profondeur de compensation de l'aragonite a varié au cours des cycles glaciaires et interglaciaires (Droxler et al., 1983 ; Droxler et al., 1985b). Une diminution de la profondeur de l'ACD induit une augmentation de la solubilité et potentiellement une meilleure préservation de l'aragonite. Cette hypothèse est confortée par les indices de dissolution issus des tests de ptéropodes indiquant une dissolution plus importante pendant les MIS 4 et 6 et une préservation pendant les MIS 1 et 5 (Haddad et Droxler, 1996). Boardman et Neumann (1984) contredisent l'hypothèse des cycles de dissolution à l'échelle des cycles glaciaires/interglaciaires en suggérant que la bioturbation pourrait créer l'illusion de l'augmentation du strontium ou de l'aragonite avant l'enneigement de la plate-forme.

La production aragonitique est principalement contrôlée par les variations de grande amplitude du niveau marin lors des cycles glaciaires et interglaciaires sur lesquelles se superposent des variations de moindre amplitude (Roth et Reijmer, 2005). L'étude de la carotte MD99-2201, présentant une forte résolution (38 m pour les derniers 7230 ans), suggère que le signal de l'aragonite varie à l'échelle multi millénaire (3000-3500 ans), millénaire (1800 ans), et multi-centennale (500 ans, 300 ans, 260 ans, 200 ans et 100 ans). Ces variations seraient respectivement associées à des changements du niveau marin à l'échelle multimillénaire pendant l'Holocène, des variations du forçage solaire, et des variations climatiques (circulation thermohaline, processus atmosphériques, influence de la marée, ou du cycle solaire) (Roth et Reijmer, 2005). La taille des grains varie à l'échelle des cycles glaciaires/interglaciaires mais également à l'échelle multimillénaire au cours de l'Holocène (Roth et Reijmer, 2004). Ces variations ont été

interprétées comme des variations de la force des courants, avec des courants forts entre 6000-5100 ans BP, 3500-2700 ans BP et 1600-700 ans BP (Roth et Reijmer, 2004).

Sur les pentes occidentales du GBB, les sections du Pliocène supérieur au Pléistocène révèlent une succession de sédiments mous et de sédiments partiellement lithifiés de type mudstone et wackestone avec des calciturbidites, des slumps, de la boue et de la craie (Betzler et al., 1999). Les turbidites de haut niveau marin sont caractérisées par une composition en organismes vivant à faible profondeur, tels que les algues de type *Halimeda* et les foraminifères épiphytes, alors que les turbidites de bas niveaux marins sont dominées par des clastes bioclastiques abrasés (Betzler et al., 1999). L'analyse à forte résolution de la minéralogie couplée à la taille des grains a mis en évidence, sur les pentes occidentales du GBB, que les périodes interglaciaires sont fortement aragonitiques et composées de sédiments fins (Rendle et al., 2000). Les périodes glaciaires montrent, à l'inverse, des dépôts plus grossiers constitués de calcite faiblement magnésienne issue de la colonne d'eau et de calcite fortement magnésienne issue de ciment magnésien (Rendle et al., 2000). Ces ciments peuvent être transportés depuis la pente supérieure, ou être formés in situ lors de la diagénèse précoce (Rendle et al., 2000).

Sur la pente supérieure du drift du LBB, des niveaux comprenant des nodules indurés sont observés pendant les périodes de bas niveau marin sur près de 26 m (Lantsch et al., 2007). L'influence de la diagénèse précoce est accentuée pendant les périodes de bas niveau marin quand les taux de sédimentation sont faibles (Westphal, 1999 ; Malone et al., 2001). Sur les pentes nord du LBB et occidentale du GBB, la présence ponctuelle d'intervalles riches en argiles d'une dizaine de centimètres d'épaisseur est associée aux périodes où la production carbonatée est extrêmement faible, comme pendant les périodes de bas niveau marin (Mullins et al., 1985 ; Eberli et al., 2000).

Sur les pentes de TOTO, un grand nombre de turbidites sont observées pendant les périodes de haut niveau marin, induisant des taux de sédimentation six fois plus importants en période interglaciaire (Droxler et Schlager, 1985b). Sur les pentes d'Exuma Sound, des dépôts plus grossiers semblent plus communs avec la présence d'une débrite de 2-3 m d'épaisseur présente dans tout le bassin (Crevello et Schlager, 1980). Ainsi, les pentes en accrétion sont principalement sous l'influence de l'export de sédiment depuis la plate-forme vers les pentes (Rendle et Reijmer, 2005). Les pentes en érosion sont influencées par les processus de transport en masse tels que les turbidites (Rendle et Reijmer, 2005). Une des explications est que l'angle des pentes en érosion est trop important pour permettre le dépôt de sédiment fin (Rendle et Reijmer, 2005). Le terme "*re-flooding window*" a été introduit pour décrire la période où la production carbonatée est maximale au moment où les plates-formes viennent d'être ennoyées, et où l'export d'aragonite et/ou de turbidites vers les pentes est favorisé (Jorry et al., 2010).

CHAPITRE 3. MATERIEL ET METHODES

Illustrations de : A) la loupe binoculaire LEICA, B) du spectrophotocolorimètre, C) du SCOPIX, D) du microgranulomètre laser MALVERN, E) du banc d'ouverture, F) du XRF core scanner et G) du microscope à immersion LEICA avec objectif x100 à immersion.



I. Les données de la campagne CARAMBAR

La mission océanographique CARAMBAR a été réalisée à bord du navire océanographique français Genavir « Le Suroît » en novembre 2010 (Mulder et al., 2012a, b). Cette campagne d'acquisition s'est focalisée sur deux zones : la pente occidentale du GBB (Leg 1) et la pente nord du LBB (Leg 2). Une autre partie des données est issue des missions CARAMBAR 1.5, au niveau de la pente du LBB, et de BACAR 1, dans la zone de San Salvador.

I.1. Les outils d'investigation acoustique

Les outils d'investigation acoustique ont permis de reconnaître près de 6218 km avec 3064 km sur le Leg 1 et 3154 km sur le Leg 2 (Fig. 3.1). Ils comprennent un sondeur multifaisceaux de type EM302 et un sondeur de sédiment de type CHIRP.

Le sondeur multifaisceaux EM302 a permis l'acquisition des données bathymétriques avec une résolution horizontale de 20 m. La topographie du relief sous-marin est mesurée à partir du temps de propagation des ondes dans l'eau. Le sondeur multifaisceaux EM302 permet également l'acquisition de données d'imagerie avec une résolution horizontale de 5 m. L'amplitude du signal renvoyée par le fond permet de produire une image de réflectivité dépendante des caractéristiques du sédiment présent à la surface (~30 cm d'épaisseur). Les données d'imagerie et de bathymétrie des Legs 1 et 2 ont été traitées sur le logiciel Caraïbes et les interprétations sont présentées respectivement dans les thèses de Mélanie Principaud (2015) et d'Elsa Tournadour (2015).

Le sondeur de sédiment CHIRP émet un signal à haute fréquence (3,5kHz) d'ondes acoustiques créées artificiellement à la surface de l'eau qui vont pénétrer le sédiment ou être réfléchies à l'interface des couches sédimentaires. L'analyse du signal des ondes réfléchies permet de caractériser l'épaisseur ainsi que la géométrie des couches sédimentaires à la même échelle que celle des carottes. Le sondeur de sédiment CHIRP fournit une résolution verticale de l'ordre de 0,5 ms temps double et pénètre jusqu'à environ 50 m de profondeur. Les corrélations entre les données sismiques de type CHIRP et les données sédimentologiques issues des carottages sont réalisées en utilisant une vitesse moyenne des ondes p de 1700 m/s (Sheridan et al., 1966 ; Hardwood et Towers, 1988).

I.2. Les carottages

Le jeu de données des prélèvements sédimentaires comprend toutes les carottes issues de la mission océanographique CARAMBAR, 20 carottes et 11 bennes issues de la mission CARAMBAR 1.5 ainsi que 8 carottes de la mission BACAR 3 (Fig. 3-1, Tableau 3-1). Lors de la mission CARAMBAR, les prélèvements sédimentaires ont été réalisés avec un carottier Küllenberg. Ce type de carottier gravitaire à piston a permis l'extraction de 32 carottes mesurant entre 0,29 et 13,11 m de long. Dans le cas de la mission CARAMBAR 1.5, les carottes, d'une longueur comprise entre quelques centimètres et 5,39 m, ont été prélevées à l'aide d'un carottier gravitaire équipé d'une lance de 5,82 m de 7,62 cm de diamètre. L'étude de la plupart des prélèvements de CARAMBAR 1.5 ne concerne que la partie supérieure des carottes (zone grisée dans le Tableau 3-1) à l'exception de cinq prélèvements dont la localisation s'intégrait dans la thématique CARAMBAR (Fig. 3-1). Ainsi, les analyses stratigraphiques et sédimentaires ont été

réalisées intégralement uniquement sur cinq prélèvements qui comprennent une benne et quatre carottages par gravité (Tableau 3-1). Lors de la mission BACAR 3, 54 carottes sédimentaires ont été prélevées avec un carottier à piston à bord du navire océanographique *Jean Charcot*. Dans cette étude, l'analyse ne concerne que les niveaux carbonatés de huit carottes sédimentaires de la mission BACAR 3 (Fig. 3-1, zone grisée dans le Tableau 3-1).

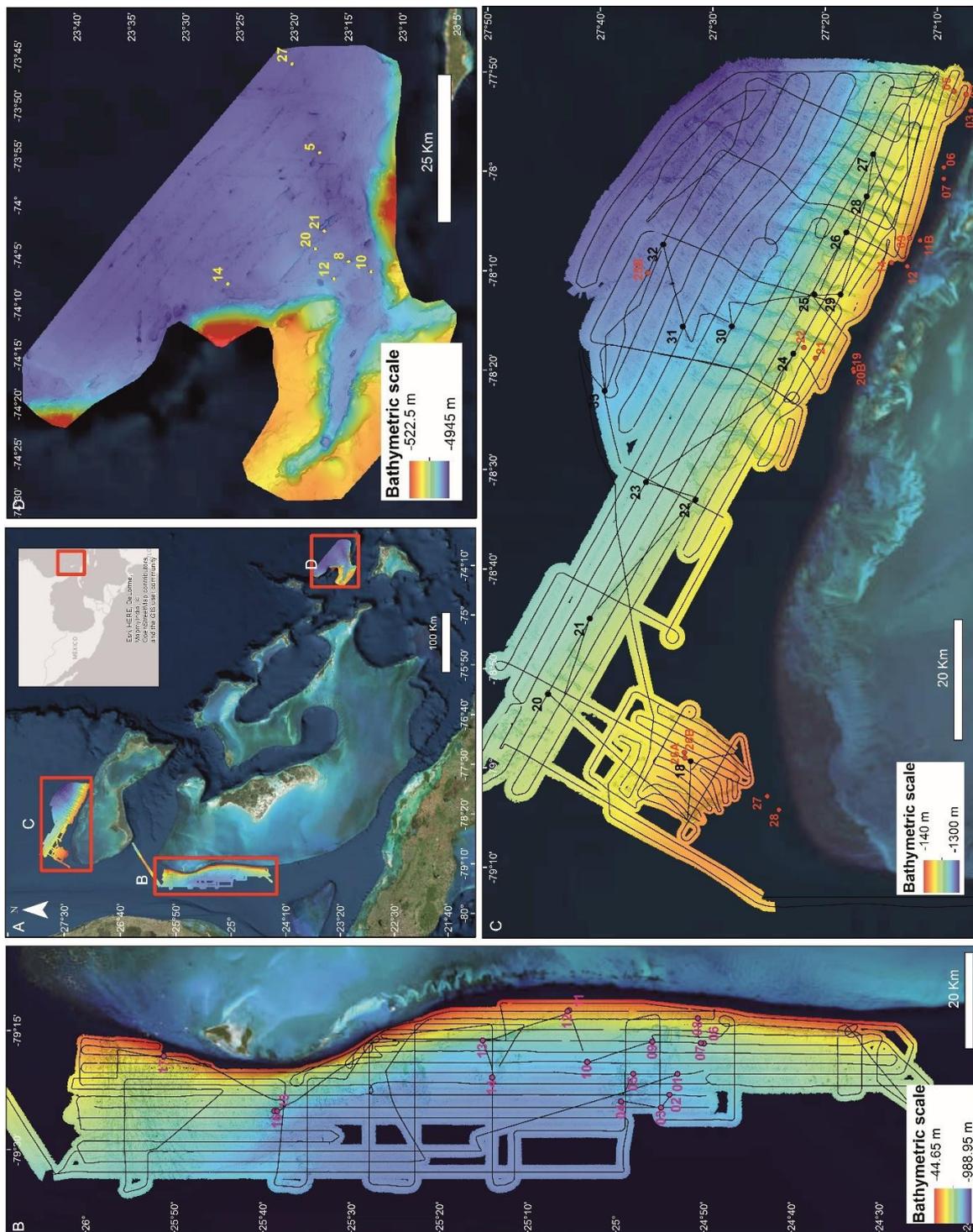


Figure 3-1: A) Carte de localisation des trois différentes zones d'étude sur les pentes des Bahamas. Les données bathymétriques, le profil de navigation pour les données CHIRP, et la position des carottes sédimentaires sont donnés par B) la zone du Leg 1 de CARAMBAR, C) zone de CARAMBAR (carottes indiquées en noir) et CARAMBAR 1.5 (carottes indiquées en rouge) et D) zone du canyon de San Salvador (BACAR 3).

Tableau 3-1 : Récapitulatif des différents prélèvements sédimentaires récoltés lors des missions CARAMBAR, CARAMBAR 1.5 et BACAR 3. Les niveaux surlignés en gris incluent les carottes de CARAMBAR 1.5 dont seuls les tops ont été étudiés, et les huit carottes de BACAR 3 dont seuls les niveaux carbonatés ont été étudiés.

Mission	N° carotte	Zone	Type	Latitude	Longitude	Profondeur (m)	Long. Tube (m)	Long. Carotte (m)
CARAMBAR	CARKS-01	Leg 1	Küllenberg	24°52,956	79°20,469	804	5	3,69
CARAMBAR	CARKS-02	Leg 1	Küllenberg	24°53,885	79°23,094	812	5	3,61
CARAMBAR	CARKS-03	Leg 1	Küllenberg	24°54,847	79°24,698	836	5	3,62
CARAMBAR	CARKS-04	Leg 1	Küllenberg	24°59,368	79°23,948	829	3	2,11
CARAMBAR	CARKS-05	Leg 1	Küllenberg	24°58,029	79°20,441	815	10	6,52
CARAMBAR	CARKS-06	Leg 1	Küllenberg	24°490,977	79°16,659	731	10	7,27
CARAMBAR	CARKS-07	Leg 1	Küllenberg	24°50,328	79°16,603	723	15	7,28
CARAMBAR	CARKS-08	Leg 1	Küllenberg	24°50,657	79°13,482	488	15	7,18
CARAMBAR	CARKS-09	Leg 1	Küllenberg	24°55,823	79°16,415	788	15	8,86
CARAMBAR	CARKS-10	Leg 1	Küllenberg	25°03,242	79°18,985	824	10	7,25
CARAMBAR	CARKS-11	Leg 1	Küllenberg	25°05,290	79°12,469	449	5	3,68
CARAMBAR	CARKS-12	Leg 1	Küllenberg	25°05,481	79°12,612	456	15	8,51
CARAMBAR	CARKS-13	Leg 1	Küllenberg	25°15,109	79°16,281	722	15	9,95
CARAMBAR	CARKS-14	Leg 1	Küllenberg	25°14,032	79°20,924	828	10	7,88
CARAMBAR	CARKS-15	Leg 1	Küllenberg	25°38,709	79°25,164	770	10	6,03
CARAMBAR	CARKS-16	Leg 1	Küllenberg	25°38,399	79°25,152	807	10	3,26
CARAMBAR	CARKS-17	Leg 1	Küllenberg	25°51,189	79°18,270	425	15	11,53
CARAMBAR	CARKS-18	Leg 2	Küllenberg	27°31,9746	78°59,34813	404.4	15	1,00
CARAMBAR	CARKS-20	Leg 2	Küllenberg	27°44,66326	78°52,59793	714.2	15	13,11
CARAMBAR	CARKS-21	Leg 2	Küllenberg	27°40,9360	78°45,0075	798.8	15	11,95
CARAMBAR	CARKS-22	Leg 2	Küllenberg	27°31,55858	78°33,09226	723	15	12,35
CARAMBAR	CARKS-23	Leg 2	Küllenberg	27°35,9394	78°31,28287	873	10	2,17
CARAMBAR	CARKS-24	Leg 2	Küllenberg	27°22,84307	78°18,37503	635.6	10	7,57
CARAMBAR	CARKS-25	Leg 2	Küllenberg	27°20,9555	78°12,4156	644	10	4,63
CARAMBAR	CARKS-26	Leg 2	Küllenberg	27°18,11351	78°06,13711	606	10	1,07
CARAMBAR	CARKS-27	Leg 2	Küllenberg	27°15,71898	77°58,31358	659	10	7,21
CARAMBAR	CARKS-28	Leg 2	Küllenberg	27°16,2923	78°02,5463	678	15	8,86
CARAMBAR	CARKS-29	Leg 2	Küllenberg	27°18,6125	78°12,41662	510	5	0,29
CARAMBAR	CARKS-30	Leg 2	Küllenberg	27°28,31311	78°15,60877	994	5	3,6
CARAMBAR	CARKS-31	Leg 2	Küllenberg	27°32,6844	78°15,61288	1009	5	2,32
CARAMBAR	CARKS-32	Leg 2	Küllenberg	27°34,40576	78°07,36676	1096	5	4,36
CARAMBAR	CARKS-33	Leg 2	Küllenberg	27°39,61255	78°22,10038	1002	5	3,37
CARAMBAR 1.5	CARG-27	Leg 1	Benne	27°24,116	79°04,213'	68	/	1 bloc
CARAMBAR 1.5	CARGC-28	Leg 1	Gravité	27°25,179	79°02,881'	191	5,82	qqs cm
CARAMBAR 1.5	CARGC25B	Leg 1	Gravité	27°35,784	78°10,217'	1079	5,82	2,51
CARAMBAR 1.5	CARGC-26A	Leg 1	Gravité	27°32,520	78°59,001'	404	5,82	1,79
CARAMBAR 1.5	CARGC26-B	Leg 1	Gravité	27°32,530	78°58,468'	404	5,82	1,4
CARAMBAR 1.5	CARGC-01	Leg 1	Gravité	27°7,932	77°51,990	389	5,82	1,65
CARAMBAR 1.5	CARGC-02	Leg 1	Gravité	27°7,444	77°52,275	340	5,82	5,39
CARAMBAR 1.5	CARGC-03	Leg 1	Benne	27°06,981	77°53,288	180	/	Echec
CARAMBAR 1.5	CARG-04	Leg 1	Benne	27°08,056	77°52,554	140	/	Echec
CARAMBAR 1.5	CARGC-04	Leg 1	Gravité	27°08,056	7°52,554	110	5,82	Echec
CARAMBAR 1.5	CARGC-05	Leg 1	Benne	27°08,524	77°51,959	390	5,82	Pleine
CARAMBAR 1.5	CARGC-06	Leg 1	Gravité	27°09,404	77°59,622	275	5,82	5,25
CARAMBAR 1.5	CARGC-07	Leg 1	Gravité	27°09,394	78°00,752	177	5,82	4,87
CARAMBAR 1.5	CARGC-08	Leg 1	Gravité	27°,11,499	78°05,579	230	5,82	4,04
CARAMBAR 1.5	CARGC-09	Leg 1	Gravité	27°12,481	78°06,748	308	5,82	4,93
CARAMBAR 1.5	CARGC-10	Leg 1	Gravité	27°12,014	78°07,081	190	5,82	4,53
CARAMBAR 1.5	CARGC-11A	Leg 1	Benne	27°11,549	78°06,985	45	/	résidus
CARAMBAR 1.5	CARGC-11B	Leg 1	Benne	27°11,539	78°06,982	45	/	résidus
CARAMBAR 1.5	CARGC-12	Leg 1	Benne	27°12,665	78°09,549	38	/	Pleine
CARAMBAR 1.5	CARGC-13	Leg 1	Gravité	27°13,706	78°09,484	306	5,82	5,05
CARAMBAR 1.5	CARGC-14	Leg 1	Gravité	27°14,106	78°09,241	360	5,82	3,99
CARAMBAR 1.5	CARGC-15	Leg 1	Gravité	27°13,33	78°09,72	203	5,82	4,79
CARAMBAR 1.5	CARGC-16	Leg 1	Gravité	27°13,33	78°09,72	342	5,82	2,56
CARAMBAR 1.5	CARGC-17	Leg 1	Gravité	27°13,33	78°09,72	306	5,82	4,24
CARAMBAR 1.5	CARGC-18	Leg 1	Gravité	27°18,003	78°20,240	252	5,82	4,95
CARAMBAR 1.5	CARGC-19	Leg 1	Benne	27°17,496	78°19,945	88	/	Rempli
CARAMBAR 1.5	CARGC-20	Leg 1	Benne	27°17,451	78°20,145	94	/	Rempli
CARAMBAR 1.5	CARGC-21	Leg 1	Benne	27°20,832	78°18,821	463	/	Rempli
CARAMBAR 1.5	CARGC-22	Leg 1	Benne	27°21,899	78°17,760	538	/	Rempli
CARAMBAR 1.5	CARGC-23	Leg 1	Gravité	27°20,024	78°19,956	401	5,82	0,29
CARAMBAR 1.5	CARGC-24	Leg 1	Gravité	27°22,537	78°19,56	515	5,82	0,17
BACAR 3	CI8108-5	SS	Piston	23°17,656	73°54,695	4833	?	0,78
BACAR 3	CI8108-8	SS	Piston	23°14,968	74°5,647	4490	?	3,65
BACAR 3	CI8108-10	SS	Piston	23°12,897	74°6,675	4515	?	6,75
BACAR 3	CI8108-12	SS	Piston	23°16,326	74°7,395	4395	?	3,29
BACAR 3	CI8108-14	SS	Piston	23°26,117	74°7,906	4678	?	?
BACAR 3	CI8108-20	SS	Piston	23°18,040	74°4,388	4518	?	2,24
BACAR 3	CI8108-21	SS	Piston	23°17,228	74°2,580	4607	?	2,01
BACAR 3	CI8108-27	SS	Piston	23°20,182	73°45,770	4781	?	0,99

II. Les méthodes d'analyse des carottages

II.1. Les méthodes sédimentologiques

II.1.1. Description visuelle et photographie

Les premières analyses réalisées après l'ouverture des carottes au laboratoire EPOC de l'Université de Bordeaux, consistent en une description visuelle apportant un maximum d'informations sur la nature du sédiment. Pour chaque tronçon, sont indiquées la surface réellement occupée par le sédiment, les structures sédimentaires (contacts, laminations, intensité de la bioturbation), la granularité, la texture d'après la classification de Dunham (1962) ainsi que la présence de bioturbations, de fossiles ou de clastes particuliers visibles. La couleur du sédiment est estimée d'après la charte colorimétrique de Munsell (1909). Un appareil photo numérique permet la prise de photographies des différentes parties des tronçons. La reconstitution du tronçon est effectuée manuellement avec le logiciel Photoshop.

II.1.2. Spectrophotocolorimétrie

La spectrophotocolorimétrie est une méthode non destructive qui consiste à mesurer la réflectance du sédiment. Les analyses sont réalisées juste après l'ouverture des tronçons afin d'éviter tout changement de couleur lié au contact de l'oxygène de l'air. Les mesures sont réalisées avec un spectrophotomètre CM2600d (MINOLTA) tous les cm pour fournir un enregistrement de la couleur à forte résolution. Les indices L^* , a^* et b^* sont utilisés pour représenter les changements de couleur dans les longueurs d'onde du visible (de 400 à 900 nm). Le paramètre L^* représente la brillance du sédiment allant du noir, pour les valeurs les plus faibles, au blanc, pour les valeurs les plus fortes. Dans les environnements carbonatés modernes, ce paramètre a été positivement corrélé avec la teneur en aragonite (Roth et Reijmer, 2005). Les paramètres a^* et b^* s'étendent respectivement du vert au rouge et du bleu au jaune, des valeurs les plus faibles aux plus fortes.

II.1.3. Radioscopie rX (SCOPIX)

La radioscopie rX est une méthode non destructive permettant de visualiser l'organisation interne du sédiment. La méthode dite SCOPIX, associant la radioscopie avec le traitement d'images, a été développée à l'Université de Bordeaux (Migeon et al., 1999). La plupart du temps, les acquisitions sont réalisées sur des plaquettes d'aluminium de 1 cm d'épaisseur afin d'obtenir une bonne qualité des images. Cependant, quand les carottes sédimentaires présentent des faciès meubles très grossiers ou partiellement lithifiés, le prélèvement de plaquettes est impossible. Dans ce cas, les acquisitions ont été réalisées directement sur demi-tronçon mais les images présentent une qualité médiocre. Le rayonnement produit à partir d'une source rX (160 kV, 19 mA) traverse le sédiment prélevé sur une plaquette de 1 cm d'épaisseur, ou parfois le sédiment situé à la surface du demi-tronçon. L'image produite est dépendante de la densité de l'échantillon traversé et permet ainsi de mettre en évidence des structures biologiques (*e.g.*, bioturbations), dynamiques (*e.g.*, turbidite), et potentiellement diagénétiques (*e.g.*, nodules indurés). Un sédiment dense apparaîtra sombre sur l'image rX.

II.1.4. Mesures XRF

La spectrométrie de fluorescence (XRF) est une méthode non destructive permettant de déterminer la composition en éléments chimiques du sédiment à haute résolution (du centimètre à 100 μm). Les données ont été collectées tous les centimètres sur une surface de mesure de 1,5 cm^2 . Les proportions des différents éléments sont exprimées en nombre de coups ; c'est une méthode semi-quantitative car les proportions des éléments chimiques peuvent varier en fonction de la teneur en eau et de la granularité du sédiment.

Le principe de cette méthode consiste à émettre des rayons X à partir d'une source de rhodium sur l'échantillon qui va réémettre des rayons X sur un détecteur. La composition élémentaire de l'échantillon est déduite à partir du spectre de rayons X émis. Cette méthode permet de détecter un grand nombre d'éléments en faisant varier l'énergie des rayons X. Une énergie de 10 kV permet de détecter les éléments chimiques légers de l'Al au Fe alors qu'une énergie de 30 kV permet de détecter les éléments plus lourds du Fe au Mo.

Certains éléments chimiques ne sont pas visibles en fluorescence en raison de leur faible rendement de fluorescence (n° atomique : 1 à 12). Certains éléments chimiques sont mesurés à partir de leur raie L, lorsque l'énergie de fluoresce émise de leur raie K est supérieure à 40 keV (e.g. Plomb). Il faut donc que cet élément soit suffisamment présent dans le sédiment pour que l'énergie de fluorescence de la raie L soit supérieure au bruit de fond. Certains éléments chimiques sont perturbés par les composants de la machine (rhodium, argent, étain, argon, or et gallium).

Dans le cadre de cette étude, ces mesures ont été réalisées à partir d'un *XRF core scanner* *Avaatech*, par Isabelle Billy, Pascal Lebleu et Olivier Ther, au laboratoire EPOC (Université de Bordeaux). Au total, les mesures XRF ont été réalisées sur 21 carottes, ce qui correspond à 163 tronçons et 15 185 mètres de sédiment. Les éléments communément utilisés dans l'étude de carottes marines sont : le silicium (Si), le soufre (S), le potassium (K), le calcium (Ca), le fer (Fe), le brome (Br), le strontium (Sr), et le zirconium (Zr). Dans notre étude, ce nombre a été restreint à 5 éléments significatifs : Ca, Sr, Fe, Si, et K.

Comme le *XRF core scanner* mesure les intensités des éléments sur une base volumétrique, les données sont sensibles aux variations de porosité et de densité (Lyle et al., 2012). Les niveaux contenant du matériel grossier causent souvent une réduction de l'intensité du signal XRF à cause de leur plus forte porosité, du mauvais contact entre la surface du sédiment et le détecteur, ainsi que de la formation d'eau condensée sous le film plastique qui recouvre le sédiment lors de la mesure (Jansen et al., 1998 ; Tjallingii et al., 2007 ; Bahr et al., 2014).

II.1.5. Diffraction des rayons X

La diffractométrie des rayons X est une méthode destructive permettant d'analyser la minéralogie du sédiment. Cette méthode de cristallographie permet de déterminer la structure atomique d'un cristal à partir du spectre de diffraction obtenu. C'est la méthode la plus adaptée pour identifier les différents minéraux argileux et différencier l'aragonite, la calcite fortement magnésienne et la calcite faiblement magnésienne.

50 échantillons (43 sur la CARKS-12, 5 sur la CARKS-21 et 2 sur la CARKS-17) ont été analysés à l'Institut de Chimie de la Matière condensée de Bordeaux (ICMCB). Pour chaque échantillon, environ 40 mg de sédiment provenant de la fraction inférieure à 63 μm ont été mis sur des supports d'échantillon en alliage d'aluminium, puis aplatis à l'aide de morceaux de verre. Les spectres de diffraction des rayons X ont été recueillis par le diffractomètre « PANalytical X'pert MPD Bragg-Brentano θ - θ geometry » équipé d'un monochromateur secondaire. La plage angulaire 2θ est comprise entre 8° et 80° et ne permet pas de différencier les différents types d'argile. Le rayonnement Cu-K α a été généré à 40 kV et 40 mA ($\lambda = 0,15418 \text{ nm}$). Chaque acquisition dure 1h14. Le logiciel EVA a été utilisé pour déterminer l'intensité et la position (2θ) des différents pics des minéraux présents.

6 échantillons supplémentaires ont été réalisés sur des niveaux riches en argiles à l'UMR8217 CNRS Géosystèmes de l'Université de Lille 1. Les particules fines ($< 2 \mu\text{m}$) ont été extraites en suivant la méthode décrite dans Holtzapffel (1985). La détermination des argiles nécessite trois analyses: une fraction sans traitement, une fraction glycosylée (saturation pendant 12 h dans de l'éthylène glycol), et une fraction chauffée à 490°C pendant 12h. Les analyses ont été réalisées sur le diffractomètre Philips PW 1749 dont l'angle de détection des rayons X est plus important (de $2,49$ à $32,5^\circ$ θ) que le diffractomètre « PANalytical X'pert MPD Bragg-Brentano θ - θ geometry ». L'abondance des minéraux argileux a été estimée semi-quantitativement à partir du logiciel MacDiff 4.2.5 développé par Petschick (2000).

II.1.6. Teneur en carbonates

Dans cette étude, les variations de teneur en carbonates sont mineures, sauf dans les niveaux riches en argiles. Les mesures en dehors de ces niveaux particuliers permettent de confirmer que les diminutions du signal du calcium mesuré par le XRF sont principalement liées aux variations granulométriques et de la teneur en eau.

La teneur en carbonates d'un échantillon est mesurée à l'aide d'un calcimètre Bernard. Comme le sédiment est riche en carbonates ($> 75 \%$), environ 125 mg de sédiment sont broyés puis pesés. L'acide chlorhydrique (HCl) en excès réagit avec le carbonate (CaCO_3) pour former du chlorure de calcium (CaCl_2), de l'eau (H_2O) et du dioxyde de carbone (CO_2). Le volume de CO_2 dégagé par l'action de l'acide chlorhydrique sur le carbonate de calcium d'un échantillon est quantifié par la mesure de la diminution du volume d'eau le long du tube gradué. Un échantillon témoin pur de CaCO_3 est réalisé au début, et à la fin de l'expérience ainsi que tous les 10 échantillons afin d'en déduire les teneurs en carbonates par comparaison des volumes dégazés. Cette méthode permet de s'affranchir des mesures des variations de température et de pression atmosphérique.

II.1.7. Analyses des éléments traces métalliques

Cette méthode nécessite de prélever environ 30mg de sédiment, qui sont broyés et homogénéisés. La première phase consiste à mettre en solution les éléments traces métalliques par une étape d'extraction appelée « attaque totale ». Elle permet d'attaquer les silicates, les phases carbonatées et la matière organique contenus dans le sédiment. Cette étape de digestion se fait sous hotte où un mélange triacide suprapur (1,5 ml de HCl à 12 M, 0,75 ml de HNO₃ et 2 ml de HF à 22M) est ajouté au sédiment broyé pendant 2 heures à 110°C (Blanc et al., 1999 ; Coynel et al., 2009). Une fois la solution d'acide évaporée (12h), le résidu est dissous dans 250 µl de HNO₃ (14M, suprapur) et 5ml d'eau MilliQ pendant 15 minutes à 80°C. Après décantation, 3,5 ml de surnageant sont prélevés et dilués dans 6,5 ml d'eau MilliQ.

Le dosage des éléments traces métalliques (Cr, Co, Ni, Cu, Zn, As, Sr, Mo, Ag, Cd, Sn, Ba, Pb, Th, U) est réalisé par la technique ICP-MS à l'aide d'un spectromètre de masse Thermo de type X7. Cette technique permet de mesurer les concentrations des différents isotopes de ces éléments. Pour chaque série, quatre échantillons témoins sont utilisés, deux échantillons de référence de concentration connue ainsi que deux échantillons blancs. Chaque échantillon est acidifié (HNO₃ ultra pur 1 %) pour optimiser l'ionisation des métaux. Une fois l'ionisation faite, les ions de chaque isotope vont se diriger vers le spectromètre de masse où ils seront comptés. La mesure finale est la moyenne de 21 lectures sur 3 dosages successifs. Un contrôle qualité est réalisé à partir de sédiments et d'eaux certifiés afin de vérifier la justesse et la reproductibilité des mesures. Parmi l'ensemble des éléments traces métalliques, seules les concentrations des isotopes du strontium (⁸⁶Sr et ⁸⁸Sr) seront utilisées dans cette étude et sont exprimées en mg/kg.

II.1.8. Taille des grains (granulométrie)

Le pas d'échantillonnage pour les mesures granulométriques est dépendant des variations granulométriques décrites à l'œil nu et des variations de faciès (entre 0,5 cm et 5 cm).

Deux méthodes de mesure de la taille des grains ont été utilisées pour quantifier la taille des particules. Les analyses granulométriques des particules < 800 µm ont été réalisées à l'aide d'un microgranulomètre laser Malvern MASTERSIZER S (laboratoire EPOC, Université de Bordeaux). Cette méthode destructive permet de mesurer la taille des particules qui sont comprises entre 0,05 et 800 µm en fonction de 64 tamis virtuels. La mesure de la taille des grains est basée sur le principe de la diffraction laser (Mie, 1908).

Une faible quantité de sédiment (~40 mg) est introduite dans la cuve contenant de l'eau puis est transportée jusqu'à la cellule de mesure. Cette cellule est traversée par des faisceaux laser qui vont diffracter la lumière selon un angle de diffraction spécifique à la taille de la particule rencontrée. Les détecteurs enregistrent les différents angles de diffraction qui augmentent à mesure que la taille des particules diminue. Cette méthode associe le diamètre de la particule à une sphère équivalente. Pour assurer la fiabilité des résultats, les particules doivent être bien séparées les unes des autres, ce qui peut être problématique dans des niveaux partiellement indurés.

Les particules les plus grossières ($> 800 \mu\text{m}$) sont mesurées par une méthode non destructive en utilisant un ensemble de onze tamis vibrants ($45 \mu\text{m}$, $63 \mu\text{m}$, $125 \mu\text{m}$, $250 \mu\text{m}$, $500 \mu\text{m}$, 1 mm , 2 mm , $3,15 \text{ mm}$, 5 mm , 6 mm et 10 mm). Ce procédé sépare les particules selon leur taille avec un plus petit nombre de tamis que le microgranulomètre laser. Chaque résidu est pesé, ainsi les particules ayant une plus grande masse (ou densité) sont surreprésentées. Dans cette étude, seul 28 échantillons ont été mesurés par la méthode des tamis vibrants.

La plupart des échantillons ont été mesurés par le microgranulomètre laser (6562 échantillons). Cette méthode surestime la taille des particules allongées telles que les aiguilles d'aragonite puisqu'elle détecte le plus grand diamètre. La limite granulométrique supérieure utilisée pour les particules de la taille des argiles est donc choisie à $10 \mu\text{m}$. Les particules de la taille des silts s'étendent de 10 à $63 \mu\text{m}$ et celles des sables de $63 \mu\text{m}$ à 2 mm .

Pour chacune des méthodes, les mesures des tailles des particules sont représentées par les valeurs de la médiane (D50). Les valeurs de D50 sont délimitées en 3 catégories afin d'être facilement représentée sur le log : de 0 à $13 \mu\text{m}$ (wackestone fin), de 13 à $30 \mu\text{m}$ (wackestone moyen) et de 30 à $\sim 60/70 \mu\text{m}$ (wackestone grossier). Les modes granulométriques sont également analysés à partir des données brutes indiquant les proportions de sédiment (en %) en fonction de la taille des grains. Une macro est utilisée en routine afin de représenter les données brutes sous forme de distribution granulométrique (V. Marieu, EPOC).

II.1.9. Lames minces indurées

Les lames minces indurées permettent d'observer l'organisation interne du sédiment. La technique de préparation, par Bernard Martin (laboratoire EPOC), suit le protocole décrit sur le site http://www.epoc.u-bordeaux.fr/index.php?lang=fr&page=eq_sedimentologie7. Les lames minces sont prélevées dans des plateaux en aluminium perforés ($100 / 150 \text{ mm} \times 45 \text{ mm} \times 13 \text{ mm}$). Le principe de cette méthode consiste à remplacer l'eau contenue dans les sédiments par de la résine en utilisant des concentrations d'acétone (solvant de la résine) bien définies (25% , 75% et 100%). Afin d'éliminer l'eau résiduelle, le dernier bain est filtré par un tamis moléculaire. Pour bien différencier la résine de la matrice carbonatée, des pigments réagissant à la fluorescence sont rajoutés à la résine. Après séchage de la résine, les lames minces peuvent être montées, découpées et observées par microscopie optique (Zaragosi et al., 2006).

II.1.10. Analyse des constituants

L'analyse des constituants nécessite un lavage du sédiment à l'aide de plusieurs tamis ($20 \mu\text{m}$ et $150 \mu\text{m}$). Ces tamis ont été choisis car ils représentent des limites observées dans les modes granulométriques. La fraction supérieure à $150 \mu\text{m}$ est observée à la loupe binoculaire. Des frottis sont réalisés sur la fraction inférieure à $150 \mu\text{m}$ ou à $20 \mu\text{m}$ puis observés au microscope. Ces frottis permettent d'observer quels types de particules fines sont présents (aiguilles d'aragonite, coccolithes ou un mélange des deux) mais également d'observer les acmés des coccolithes très utiles en stratigraphie.

III. Les méthodes stratigraphiques

Ce travail de thèse repose en grande partie sur la mise en place et le couplage de différentes méthodes stratigraphiques. Les méthodes utilisées dans cette étude sont celles communément utilisées pour étudier les sédiments marins du Quaternaire. Le Quaternaire est une période caractérisée par le développement de glaciations étendues aux régions tempérées de l'hémisphère nord, comprenant le Pléistocène et l'Holocène (Gibbard et Head, 2009a). Depuis 2009, le Gelasien a été transféré du Pliocène vers le Pléistocène, faisant ainsi reculer la limite Pliocène / Pléistocène (Néogène / Quaternaire) de 1,806 Ma à 2,588 Ma (Gibbard et al., 2009b).

III.1. Stratigraphie isotopique

III.1.1. Mesures radiocarbones sur les tests de foraminifères planctoniques

Les datations quantitatives au ^{14}C sont la méthode stratigraphique la plus précise et la plus utilisée pour dater des sédiments récents (< 40 000 ans). Le ^{14}C est un isotope radioactif formé dans la haute atmosphère et donc naturellement présent dans l'eau de mer. Il va être incorporé dans tous les organismes qui synthétisent des carbonates et en particulier dans les tests des foraminifères planctoniques tout au long de leur existence. A leur mort, le ^{14}C se désintègre en isotope stable (^{14}N) de manière exponentielle inverse. Le temps de demi-vie est d'environ 5730 ans mais la valeur utilisée par convention est de 5568 (Stuiver et Polach, 1977).

Les désintégrations du ^{14}C sont comptées à l'aide d'un spectromètre de masse par accélérateur Artemis au Laboratoire de Mesure du ^{14}C (LMC) de Saclay. La mesure du rapport $^{14}\text{C}/^{14}\text{N}$ est réalisée sur un échantillon d'environ 10 mg de tests carbonatés de foraminifères planctoniques et est exprimé en âge BP (*Before Present* = 1950). La plupart du temps, les mesures ont été faites sur un mélange d'espèces excluant le genre *Globorotalia* et l'espèce *Globigerina calida* car elles vivent plus profondément dans la colonne d'eau. Lorsque les foraminifères étaient abondants dans les échantillons, les datations au ^{14}C ont été réalisées sur l'espèce *G. ruber alba* ou un mélange *G. ruber alba* + *G. sacculifer*.

La quantité de ^{14}C atmosphérique a varié au cours du temps (de Vries, 1958). Il est donc nécessaire de calibrer les âges radiocarbones. Dans le cadre de ce travail, c'est le logiciel Calib 7.0.1 qui a été utilisé (Stuiver et al., 2005), avec la courbe de calibration Marine13 qui intègre une correction d'âge réservoir marin de 400 ans. Cette valeur moyenne globale est en accord avec la valeur moyenne obtenue sur les 6 localités les plus proches de la zone d'étude incluant les Bahamas et la côte est de la Floride (~437 ans) calculée d'après <http://www.calib.qub.ac.uk/marine>. Cependant, aucune correction de l'âge réservoir initial (400 ans) n'a été appliquée ($\Delta r=0$) en raison du manque de données sur la variabilité temporelle de nos valeurs. La valeur des âges calibrés correspond à la médiane des intervalles de confiance à 95,4% (2 sigma). Les âges radiométriques obtenus sont exprimés en cal BP. Ainsi, 33 datations ^{14}C ont été faites dans le cadre de projets INSU Artémis.

III.1.2. Principe du $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$

Dans le sédiment marin, le plomb (^{210}Pb) peut être apporté par les particules (origine atmosphérique et issu de la colonne d'eau) Dans la colonne d'eau, le ^{210}Pb s'adsorbe rapidement sur les particules en suspension puis s'enfouit dans les dépôts sédimentaires. Cette fraction qui est apportée au sédiment sans son père radioactif correspond à la fraction dite en excès ($^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$).

Le ^{210}Pb peut être formé in-situ, par la désintégration du ^{226}Ra présent dans le sédiment. Il est donc nécessaire de différencier l'activité du ^{210}Pb in-situ de celle associée aux particules qui sédimentent. Dans le sédiment, cette chaîne de désintégration dont l'élément père est ^{238}U , est à l'équilibre, ce qui signifie que tous les radioéléments ont la même activité :



Ainsi, le $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ est calculé en soustrayant l'activité du ^{226}Ra à l'activité du ^{210}Pb total. Les activités du ^{210}Pb et ^{226}Ra ont été mesurées à partir d'une aliquote (5 – 10 g) de sédiments secs au moyen d'un détecteur gamma à faible bruit de fond (Schmidt et al., 2007). La calibration du détecteur est basée sur des échantillons de référence certifiés (IAEA-RGU-1).

L'activité du plomb en excès ($^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$) a été calculée au niveau des sédiments superficiels de 7 carottes (CARKS-07 ; CARKS-08 ; CARKS-11 ; CARKS-12, CARKS-17, CARKS-20, CARKS-21, CARKS-24, CARKS-30 et CARKS-32) à l'Université de Bordeaux par S. Schmidt. L'activité est exprimée en nombre de désintégration par seconde et par gramme (mBq/g) avec une erreur à 1 sigma. Compte tenu des faibles activités des radioéléments d'intérêts, les temps de comptage sont en moyenne de 46 h (8 – 102 h). Les faibles activités s'expliquent notamment par la nature carbonatée des sédiments, peu riches en ^{238}U .

III.1.3. Mesures d'isotopes stables de l'oxygène sur les tests de foraminifères planctoniques

Les courbes des isotopes stables de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) sont communément utilisées pour définir les cycles glaciaires / interglaciaires dans les sédiments marins. Le principe du fractionnement isotopique de l'oxygène de l'équateur vers les pôles explique la relation entre $\delta^{18}\text{O}$ et climat (Fig. 3-2). Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont habituellement mesurées sur les tests des foraminifères benthiques. Vivant à la surface du sédiment, la composition de leurs tests calcaires n'est pas influencée par les variations de température et de salinité de surface. Ainsi, le $\delta^{18}\text{O}$ benthique traduit des variations du volume de glace dont on déduit les variations glacio-eustatiques à l'échelle globale (Waelbroeck et al., 2002).

Néanmoins, dans les sédiments des pentes des Bahamas, l'abondance des foraminifères benthiques n'est pas toujours suffisante pour permettre une analyse continue le long des carottes marines et les courbes précédemment publiées dans la zone ont été établies à partir de tests de foraminifères planctoniques. Les tests des foraminifères planctoniques de l'espèce *G. ruber* var *alba* ont donc été utilisés pour effectuer les mesures isotopiques de l'oxygène sur deux carottes de référence (CARKS-21 et CARKS-24). Ces mesures ont été faite à l'aide du spectromètre de masse MICROMASS au sein du laboratoire EPOC de l'Université de Bordeaux.

Les variations du $\delta^{18}\text{O}$ qui y sont associées permettent de délimiter les différents stades isotopiques (*marine isotopic stages*, notés MIS dans la suite de l'étude) en zone tropicale (Droxler et al., 1983 ; Boardman et al., 1986 ; Wolf et al., 1998 ; Schmidt et al., 2006 ; Lantzsch et al., 2007 ; Kroon et al., 2010) introduits par Arrhenius (1952) et définis par Emiliani (1955) puis par Shackleton et Opdyke (1973).

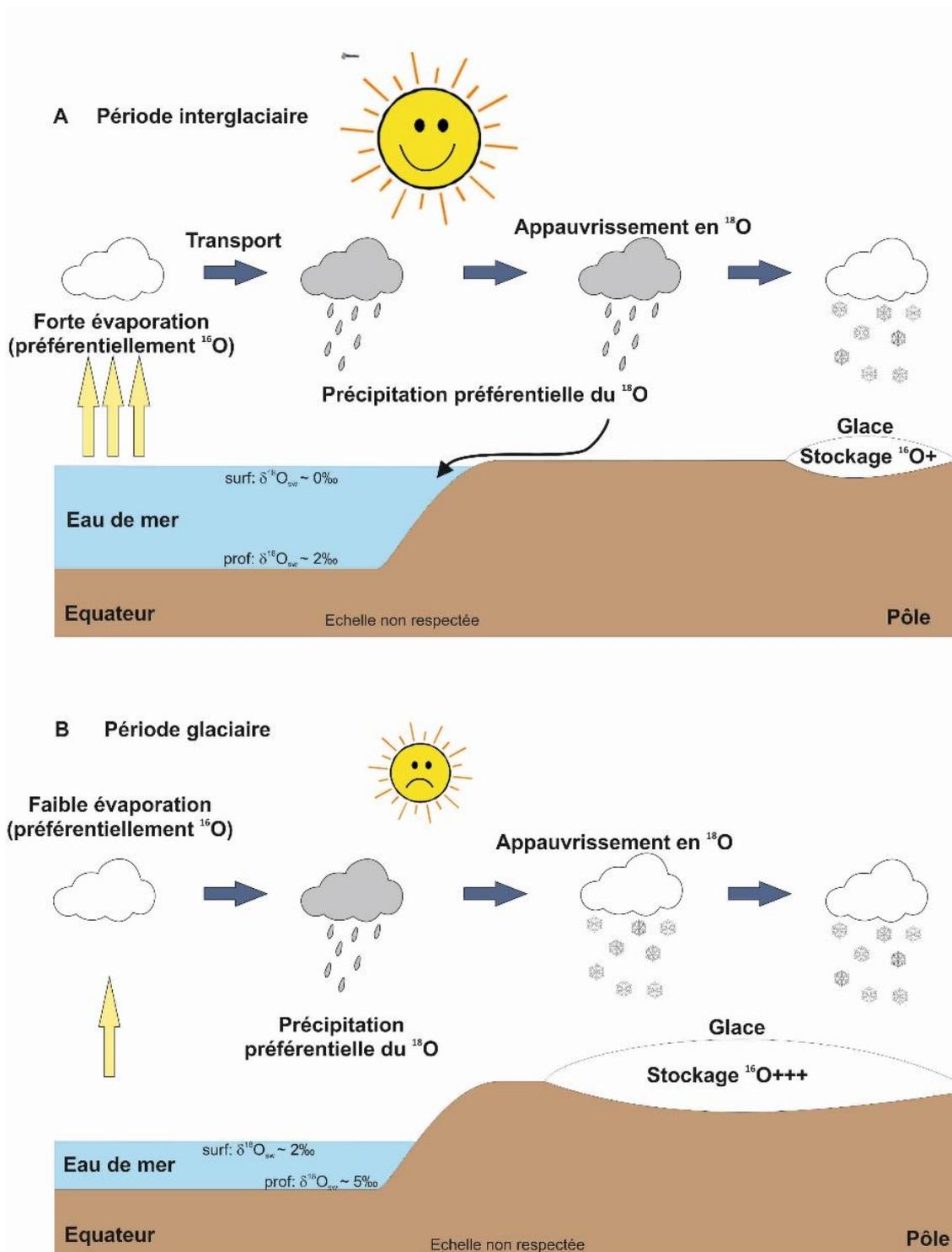


Figure 3-2 : Fractionnement isotopique en périodes interglaciaire et glaciaire.

III.2. Biostratigraphie et écostratigraphie : analyse des microfaunes calcaires

III.2.1. Assemblages des nannofossiles calcaires

La biostratigraphie est une méthode stratigraphique qui se base sur l'apparition (FO) et la disparition (LO) d'espèces (souvent fossiles) pour établir des biozones. Ces biozones sont définies à partir d'évènements marquants (LO ou FO) d'une ou plusieurs espèces.

Les nannofossiles calcaires sont très utilisés en biostratigraphie et permettent de dater les sédiments marins du Jurassique au Cénozoïque. La biostratigraphie des nannofossiles calcaires au Quaternaire est basée sur la dominance d'espèces de coccolithophores (*i.e.* zones d'acmé) et sur les disparitions de deux espèces : *Pseudoemiliana lacunosa* à 458 ka BP (Thierstein, 1977) et *Reticulofenestra asanoi* à 830 ka BP (Sato et al., 1991). Pendant les derniers 1,25 Ma, 7 zones d'acmé de coccolithophores ont été définies (Figure 3-3 ; Shipboard scientific party, 1998).

Charte chronostratigraphique internationale					Nannofossiles calcaires				
Ère	Période	Époque	Étage	Ages (Ma)	Martini (1971)	Zone d'acmé	MIS	Event (FO/LO)	
Cénozoïque	Quaternaire	Holocène	Supérieur	0,0117	NN21B	<i>Emiliana huxleyi</i>	4/5b		
				0,126	NN21A	Transition <i>Gephyrocapsa aperta</i>	top 6		
		Pléistocène	Moyen	0,781	NN20	<i>Gephyrocapsa caribbeanica</i>	bot 8	⊥ <i>Emiliana huxleyi</i> (0,26Ma)	
					NN19	Petite <i>Gephyrocapsa caribbeanica</i>	bot 15	⊥ <i>Pseudoemiliana lacunosa</i> (458 ka BP)	
				Calabrien	0,781	NN19	Petite <i>Gephyrocapsa caribbeanica</i>	bot 25	⊥ <i>Reticulofenestra asanoi</i> (830 ka BP)
					0,781	NN19	Petite <i>Gephyrocapsa</i>	top 30	⊥ <i>Reticulofenestra asanoi</i> (1,06 Ma)
		Gélasien	1,806	Pas d'acmé	NN19	<i>Gephyrocapsa</i>	top 44	⊥ <i>Helicosphaera sellii</i> (1,25 Ma)	
					NN18			⊥ <i>Calcidiscus macintyreii</i> (1,67 Ma)	
					NN18			⊥ <i>Dicoaster brouweri</i> (1,95 Ma) ⊥ Abondance de <i>D. triradiatus</i> (2,15 Ma)	
						2,588	NN18		

Figure 3-3 : Charte chronostratigraphique internationale (Cohen et al., 2013) corrélée avec les biozones de Martini (1971) et la stratigraphie basée sur les acmés des nannofossiles calcaires (Shipboard scientific party, 1998). L'échelle de temps géomagnétique est indiquée (Berggren et al. (1995b)). La base des NN21B a été datée à 90 ka (Thierstein et al., 1977). La base de NN21A a été datée à 260 ka (Pujos et al., 1988). Les âges des zones d'acmé des nannofossiles ont été calibrés avec les stades isotopiques (Weaver, 1993). La limite supérieure et basale de la zone d'acmé des petites *Gephyrocapsa* (Gartner, 1977) a été recalibrée plus récemment (Shipboard scientific party, 1998). L'échelle des âges n'est pas linéaire. Le terme « bot » (*bottom*) indique la limite inférieure du MIS et le terme « top » indique la limite supérieure du MIS. Les biozones des nannofossiles calcaires s'étendent au-delà du MIS 44 mais elles ne sont pas indiquées dans cette figure.

Dans le cadre de cette étude, 157 analyses sur 19 carottes ont été réalisées de manière ponctuelle pour renforcer les analyses isotopiques ou écostratigraphiques des foraminifères planctoniques. Ces analyses ont été faites par Jacques Giraudeau dans le cadre d'une collaboration au sein du laboratoire EPOC (Université de Bordeaux).

III.2.2. Assemblages des foraminifères planctoniques

De nombreux auteurs (Beard et Lamb, 1968 ; Blow, 1969 ; Bolli et Premoli Silva, 1973 ; Brunner et Keigwin, 1981 ; Bolli et Saunders, 1985 ; Eberli et al., 1997b) ont utilisé la première apparition (FAD) de *Globorotalia truncatulinoides truncatulinoides* au niveau global pour délimiter la limite Gélasien/Calabrien (1,806 Ma), qui avant 2009 marquait le début du Pléistocène. La biostratigraphie des foraminifères planctoniques des zones de basse latitude au Quaternaire intègre également deux événements régionaux :

- la diminution importante de *Globorotalia tumida flexuosa* datée à 90 ka BP (Kennett et Huddleston, 1972) et à 80 ka BP (Bolli et Saunders, 1985) ; ce qui correspond à la fin du stade isotopique 5 défini par Emiliani (1966).
- la disparition (LAD) de *Globorotalia tosaensis* (Lamb et Beard, 1972) datée à 680 ka BP (Berggren et al., 1995b).

La biostratigraphie des foraminifères planctoniques est une méthode semi-quantitative basée sur les abondances d'une espèce ou groupe d'espèces déterminés qualitativement ou en fonction du poids d'une fraction définie (Ericson et Wollin, 1968). Cette méthode permet de définir rapidement les changements dans les abondances relatives au sein d'une même carotte.

Ainsi, les changements dans les abondances relatives du complexe *Globorotalia menardii* (*G. menardii menardii*, *G. tumida tumida* et *G. tumida flexuosa*) au cours des 2 derniers millions d'années ont permis de déterminer dix biozones en Atlantique et en mer des Caraïbes selon une nomenclature alphabétique inverse (Z à Q) en fonction d'un âge de plus en plus ancien (Fig. 3-4) (Ericson et Wollin, 1956 ; 1968 ; Ericson et al., 1961). Les périodes dont les dépôts sont riches ou pauvres en *G. menardii* (complexe) sont respectivement associées à des périodes interglaciaires ou glaciaires. Les premières correspondent aux biozones Z, X, V, T et R et les secondes aux biozones Y, W, U, et S.

Ces biozones sont en accord avec les données de paléo-température des derniers 150 ka mais divergent pour les biozones antérieures (Emiliani, 1966 ; Ericson et Wollin, 1968). Des études antérieures ont confirmé que malgré sa faible résolution, le modèle d'âge semi-quantitatif basé sur le complexe *G. menardii* apporte un cadre stratigraphique robuste dans les bassins de l'océan Atlantique, de la région caribéenne et du Golfe du Mexique (Ericson et al., 1964 ; Ericson et Wollin, 1968 ; Kennett et Huddleston, 1972 ; Lamb et Beard, 1972 ; Martin et al., 1990 ; Slowey et al., 2002 ; Carson, 2007).

La zonation stratigraphique au Quaternaire est également basée sur les proportions des sens d'enroulement de *Globorotalia truncatulinoides truncatulinoides*. Ces changements phénotypiques sont associés à des changements de conditions environnementales en mer des Caraïbes, dans l'océan Atlantique équatorial et le Golfe du Mexique (e.g. Ericson et al., 1954 ; Beard, 1969 ; Lamb et Beard, 1972 ; Martin et al., 1990). Lamb et Beard (1972) ont déterminé plusieurs périodes pendant lesquelles dominent les formes senestres de *G. truncatulinoides truncatulinoides* réparties au cours du Pléistocène et également une période pendant laquelle dominent les espèces *Globorotalia miocenica* et *G. multicamerata*, variantes dextres de *G. menardii*.

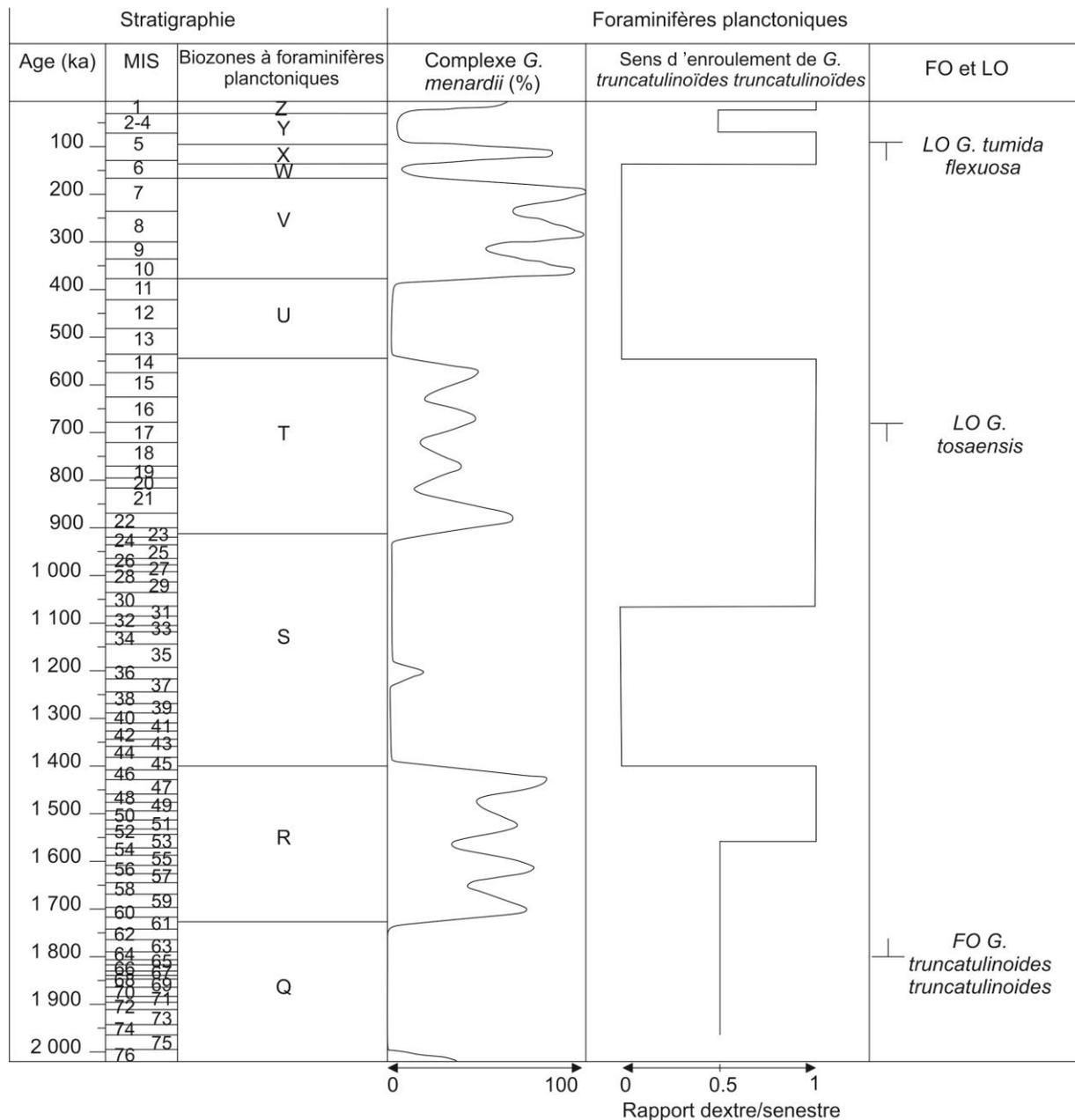


Figure 3-4: Corrélation entre une courbe généralisée des variations de fréquence du complexe *G. menardii* (Ericson et Wollin, 1968), avec une courbe généralisée montrant les sens d'enroulement de *G. truncatulinoides truncatulinoides* (Lamb et Beard, 1972), ainsi que les premières et dernières occurrences de trois espèces de foraminifères planctoniques. Les corrélations entre la courbe généralisée montrant les sens d'enroulement de *G. truncatulinoides truncatulinoides* et les autres courbes sont approximatives de par les indications non détaillées de la stratigraphie de Lamb et Beard, 1972. Les limites des stades isotopiques marins (MIS) sont calées sur les corrélations d'Emiliani (1966).

Ruddiman (1971) souligne que ces méthodes semi-quantitatives ne délimitent que grossièrement des périodes, alors que le comptage des assemblages complets de foraminifères planctoniques permettrait de détecter des événements paléoclimatiques plus précisément. En effet, les principaux avantages du comptage des assemblages complets sont :

- (1) la possibilité de prendre en compte les variations d'espèces moins souvent étudiées ou peu abondantes mais dont la signification écologique et stratigraphique locale est importante ;
- (2) l'opportunité de prendre en compte les variations conjointes ou inversées de certaines espèces ;
- (3) le fait de s'affranchir de certains biais liés aux variations dans les apports sédimentaires (variabilité des taux de sédimentation) ;
- (4) l'évaluation de la cohérence des assemblages et donc une meilleure estimation du remaniement éventuel.

On parle alors d'écostratigraphie basée sur des écozones (Capotondi et al., 1999 ; Ducassou et al., 2007). Ces écozones ont une validité locale et leur faible étendue géographique les rendent la plupart du temps utilisables uniquement à une échelle spatiale réduite (Martin et al., 1990). En outre, ces écozones peuvent être diachrones à l'échelle de plusieurs bassins sédimentaires (Kennett et Huddleston, 1972). Dans cette étude, les assemblages de foraminifères planctoniques ont été comptés dans la fraction > 150 µm, avec un pas d'échantillonnage variant de 10 à 20 cm pour les carottes de référence, et de 10 à 50 cm pour les autres carottes. Ainsi, 838 niveaux ont été comptés, ce qui a nécessité la détermination de 443 861 spécimens de foraminifères planctoniques (carottes CARKS-08, 11, 12 et 17 non incluses). Les assemblages complets des foraminifères planctoniques des carottes CARKS-08, 11, 12 et 17 ont été réalisés par E. Ducassou.

Les comptages des assemblages de foraminifères planctoniques ont été réalisés dans certaines zones de la mer des Caraïbes et du Golfe du Mexique (Phleger, 1951; Lamb et Beard, 1972; Kennett et Huddleston, 1972; Prell et Hays, 1976; Flower et Kennett, 1995). Ces études sont en accord avec les premières zonations faunistiques de l'Atlantique Nord (Fig. 3-5 ; Bé et al., 1971).

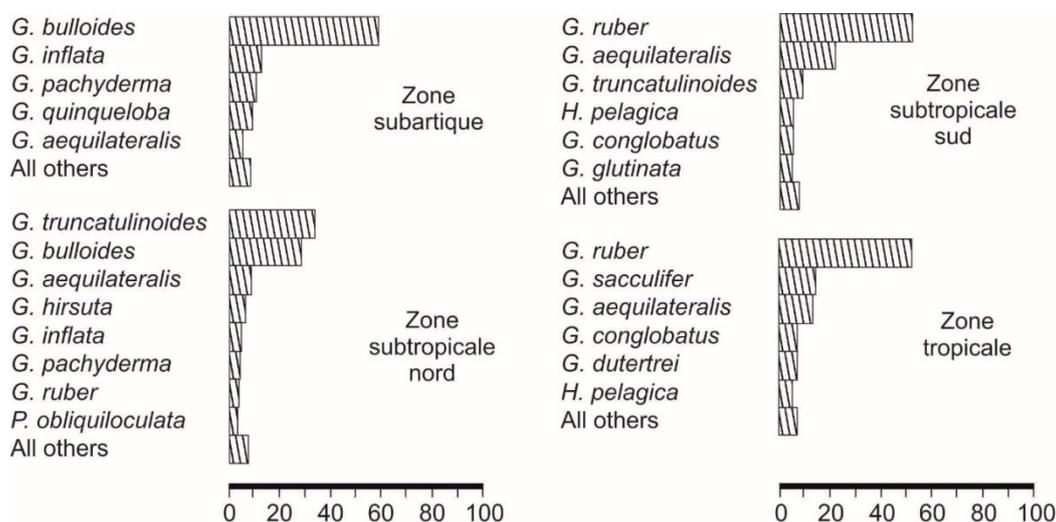


Figure 3-5 : Composition des assemblages des foraminifères planctoniques (en pourcentage) des 4 types d'environnements trouvés en Atlantique Nord (modifié d'après Bé et al., 1971).

Un front océanique situé à 30° N sépare les faunes planctoniques du nord (zone subtropicale nord) et du sud (zone subtropicale sud) de la Mer des Sargasses. Ces études mettent en évidence que *Globigerinoides ruber* var. *alba domine* dans les eaux tropicales et subtropicales, atteignant près de 51 % de l'assemblage total, et que *Globigerinoides sacculifer* est abondant uniquement dans les eaux tropicales (Bé et al., 1971). Les distributions spatiale et temporelle des espèces de foraminifères planctoniques sont déterminées par les conditions environnementales (Figure 3-6 ; Bé, 1967 ; Boltovskoy, 1969 ; Bé et Tolderlund, 1971).

	POLAR	SUBPOLAR	TRANSITIONAL	SUBTROPICAL	TROPICAL	TEMPERATURE		WATER DEPTH	
						in C°		in m	
						Range	optimal	Range	optimal
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> pachyderma, sinistrally coiling						0-9	2		500-2000
<i>Globigerinita uvula</i>									
<i>Globorotalia cavernula</i>	-					4-6		0-1000	0-250
<i>Globigerina quinqueloba</i>	-					1-21	1-5 11-18		
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> pachyderma, dextrally coiling				-		10-18			500-2000
<i>N. pachyderma</i> f. <i>superficiaria</i> (= <i>N. pachyderma incompta</i>)				-				0-500	
<i>Globigerina bulloides</i>				-		0-27	3-19	0-1000	250-1000
<i>Globorotalia inflata</i>				-		1-27	2-6 13-19	0-100	
<i>Globorotalia truncatulinoides</i>				-		4-27	17-22		
<i>Orbulina universa</i>					-	10-30	12-17 17-23	0-100	
<i>Globigerina calida</i>					-	15-33			
<i>Globigerinita glutinata</i>	-							0-750	
<i>Hastigerina pelagica</i>						7-29	20-26	0-1000	deep
<i>Globorotalia crassaformis</i>						16-27		0-1500	100
<i>Neogloboquadrina dutertrei</i>						9-30	16-24	0-750	250
<i>Globigerinoides conglobatus</i>						15-30	21-29	0-250	
<i>Globorotalia menardii</i> - group						16-30	20-25	0-1000	500-1000
<i>Globigerinella siphonifera</i>						12-30	19-28	0-750	0-250
<i>Pulleniatina obliquiloculata</i>						19-30	22-24		
<i>Globigerinoides ruber</i>						14-30	21-29	0-700	0-100
<i>Globigerinoides sacculifer</i>						15-30	24-30	0-1000	50-100
<i>Globorotalia tumida</i>						19-31	29-31		

Figure 3-6: Distribution écologique de quelques espèces de foraminifères planctoniques (Rögl et al., 1973).

Les espèces les plus sensibles aux eaux froides des latitudes subtropicales sont *Globorotalia inflata* (zones tempérée / subarctique) et *Globigerina falconensis* caractérisant toutes deux les périodes glaciaires du Quaternaire des latitudes tempérées à subtropicales (Ericson et al., 1964 ; Beard, 1969, 1973 ; Ruddiman, 1971 ; Kennett et Huddleston, 1972 ; Poag et Valentine, 1976 ; Martin et al., 1990). Dans le Golfe du Mexique, *Pulleniatina obliquiloculata* et *Globorotalia menardii* sont les plus sensibles aux eaux chaudes, et sont toutes deux absentes pendant la dernière période glaciaire (Kennett et Huddleston, 1972 ; Flower et Kennett, 1995.). *Neogloboquadrina dutertrei* est une espèce marginale d'eau chaude (Kennett et Huddleston, 1972), qui, associée à *Globigerinita glutinata*, pourrait marquer des eaux transitionnelles en mer des Caraïbes ou des eaux bien mélangées induites par des forts courants ou des zones d'upwelling (Bé et Tolderlund, 1971 ; Prell et Hays, 1976). *Globigerinita conglobatus* semble être un excellent marqueur pour les eaux tropicales, et le sud de la Mer des Sargasses (Bé et al., 1971). Carson (2007) observe une augmentation de l'abondance de *G. sacculifer* et du complexe *G. menardii* en période interglaciaire en mer des Caraïbes. A l'inverse les espèces *G. ruber* et *G. truncatulinoides truncatulinoides* y sont plus abondantes en période glaciaire (Carson, 2007).

Il a été démontré que la température hivernale des eaux de surface de la mer des Caraïbes n'est pas descendue en dessous de 20° C depuis 400 000 ans (Imbrie et Kipp, 1971). Il est évident que *G. ruber alba* et *G. sacculifer* préfèrent les eaux chaudes. Néanmoins, d'autres paramètres influant sur le développement des foraminifères planctoniques doivent être considérés, comme la salinité et la disponibilité en nutriments. *G. sacculifer* est une espèce sténohaline, ne supportant pas les fortes variations de salinité, et préférant les salinités autour de 34,5 ‰ (Bé et Tolderlund, 1971). *G. ruber alba* est une espèce euryhaline préférant les salinités inférieures à 34,5 ‰ ou supérieures à 36 ‰ (Bé et Tolderlund, 1971 ; Flower et Kennett, 1995). De plus, *G. ruber alba* tolère mieux des eaux faibles en nutriments que *G. sacculifer* (Prell et Hays, 1976).

La circulation en Atlantique Nord favorise la dispersion des foraminifères planctoniques et des autres espèces marines. La gyre subtropicale nord a une rotation horaire induisant un déplacement des espèces de foraminifères planctoniques du sud vers le nord à l'ouest de l'océan Atlantique, et inversement à l'est (Cifeli et Benier, 1976). La gyre subtropicale nord favorise ainsi le déplacement d'espèces tropicales dans la zone des Bahamas, et même plus au nord jusqu'aux latitudes tempérées (Fig. 3-7).

Les foraminifères planctoniques migrent le long de la colonne d'eau au cours de leur vie sur des cycles journaliers, hebdomadaires ou annuels en fonction de l'espèce (Figs. 3-6, 3-8). Ces cycles de migration traduisent les différentes stratégies d'alimentation et de reproduction des différents foraminifères planctoniques pour maximiser les chances de rencontre des gamètes compatibles (Hemleben et al., 1989). Beaucoup d'espèces présentent un cycle de reproduction lunaire ou semi-lunaire permettant une synchronisation de la libération des gamètes (Hemleben et al., 1989).

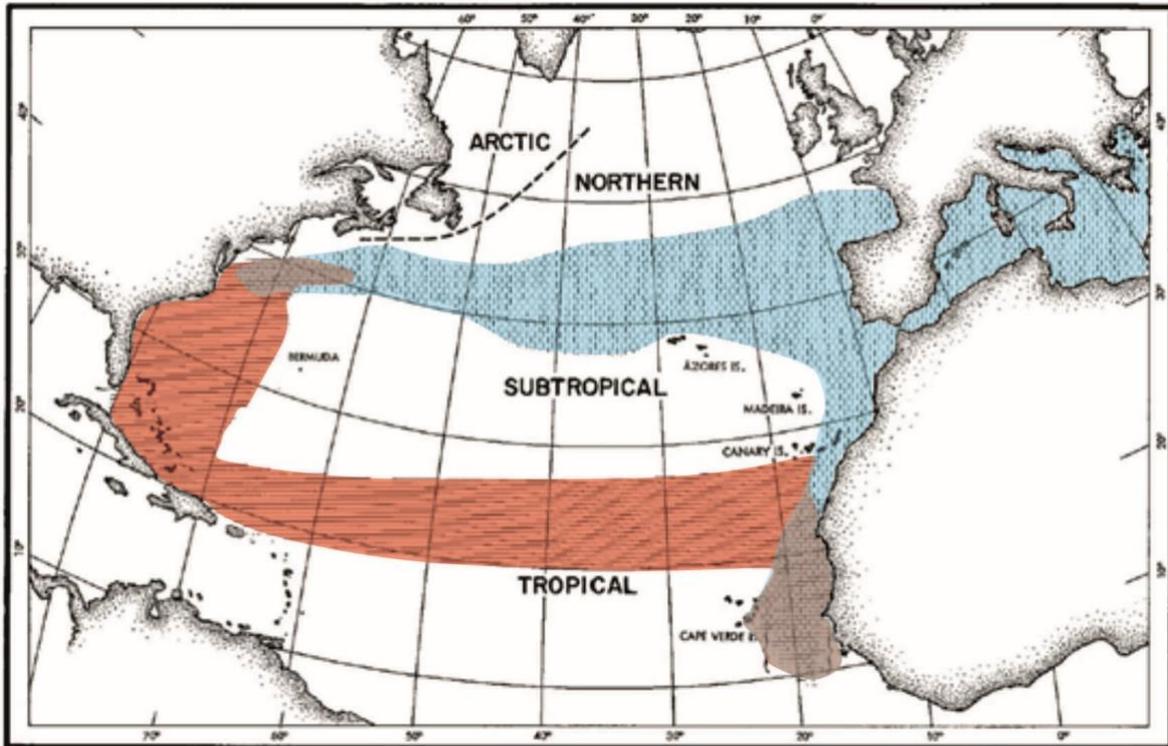


Figure 3-7: Carte des différentes zonations des foraminifères planctoniques (Cifeli et Benier 1976). Les zones rouges indiquent un mélange de faunes tropicales et subtropicales. Les zones bleues indiquent un mélange de faunes subtropicales et de la zone nord.

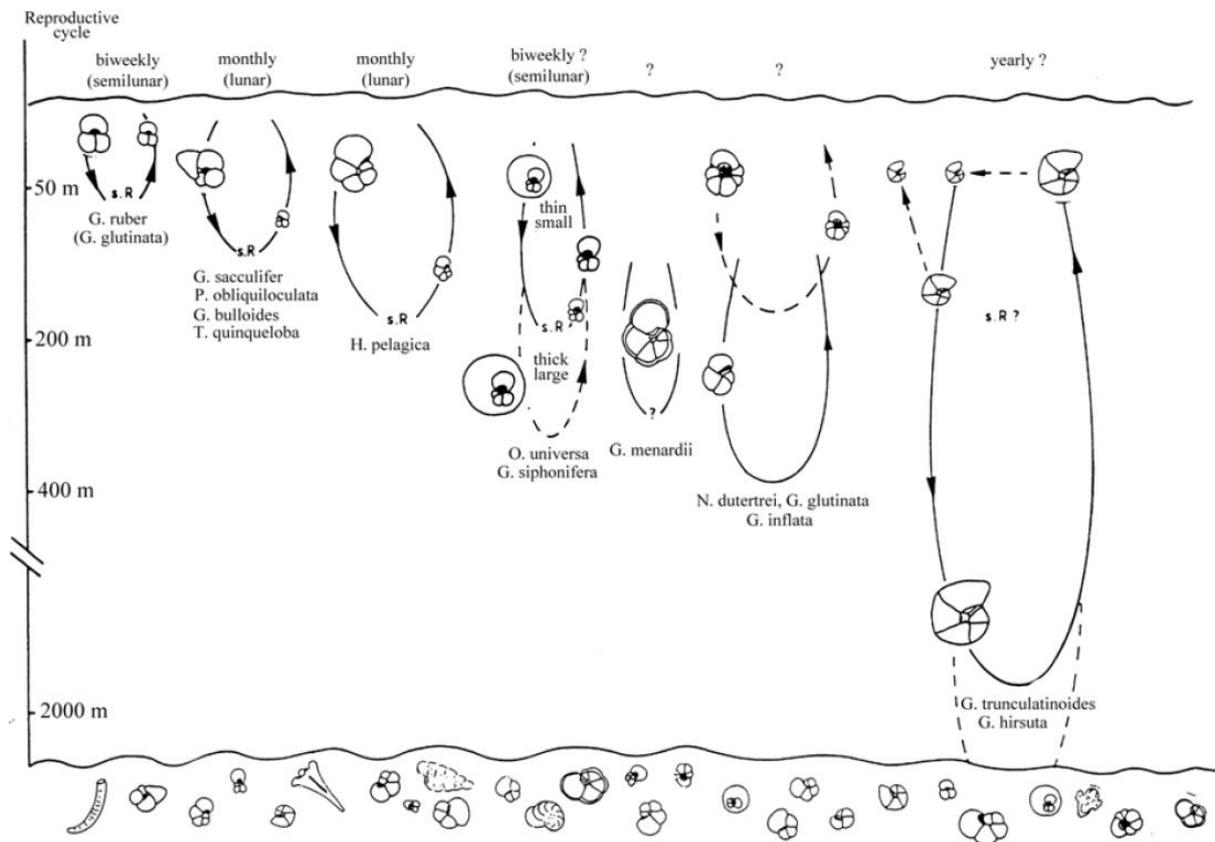


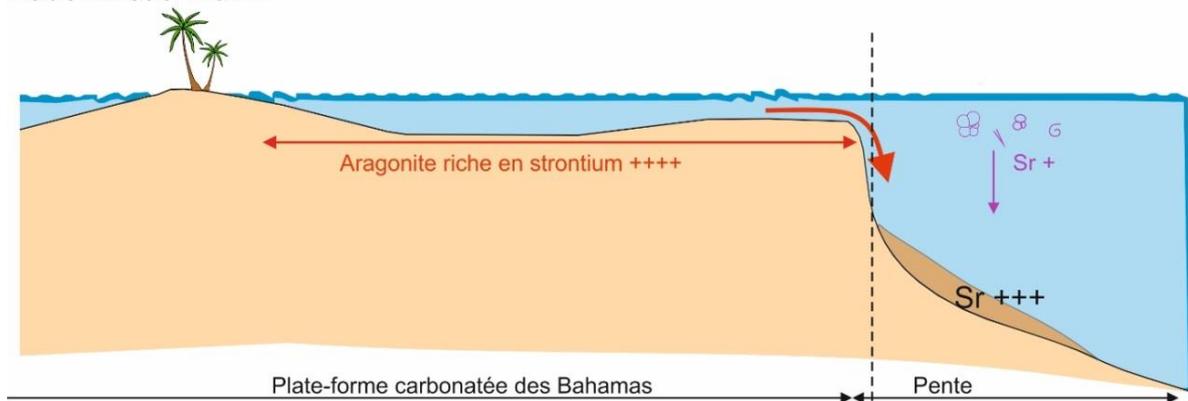
Figure 3-8: Résumé des différents cycles de reproduction et des horizons de vie (Hemleben, 1989). Le terme s.R signifie « reproduction sexuée ».

III.3. Le signal du strontium

Le strontium est un élément mineur dans la composition des carbonates biogéniques (cf. Chapitre 1). Le strontium va se substituer dix fois plus au calcium dans les squelettes des organismes aragonitiques que dans les calcitiques (1 % vs 0,1 % ; Morse et Mackenzie, 1990). Les organismes issus de la plate-forme sont principalement aragonitiques et donc riches en strontium (*e.g.* algues vertes, coraux ou aiguilles d'aragonite). Les organismes de la colonne d'eau, tels que les foraminifères planctoniques, sont principalement calcitiques et donc pauvres en strontium. Certains organismes vivant dans la colonne d'eau sont aragonitiques, tels que les ptéropodes, mais présente de faibles valeurs en strontium (cf. Chapitre 1).

Dans les environnements carbonatés marins, le signal du strontium est utilisé comme un indicateur du niveau marin (Boardman et al., 1986). En période de haut niveau marin, la production carbonatée de plate-forme est importante et les organismes carbonatés sont principalement composés d'aragonite, riche en strontium. L'export de ces particules carbonatées vers le bassin permet le dépôt de sédiment riche en strontium sur les pentes des Bahamas (Fig. 3-8A). En période de bas niveau marin, la production carbonatée de plate-forme est cantonnée sur le haut de pente car dépendante de la zone photique. La production carbonatée de plate-forme étant extrêmement réduite, l'apport carbonaté se fait principalement sous forme de calcite, faiblement magnésienne et pauvre en strontium, provenant des foraminifères planctoniques et des coccolithophores (Fig. 3-8B).

Haut niveau marin



Bas niveau marin

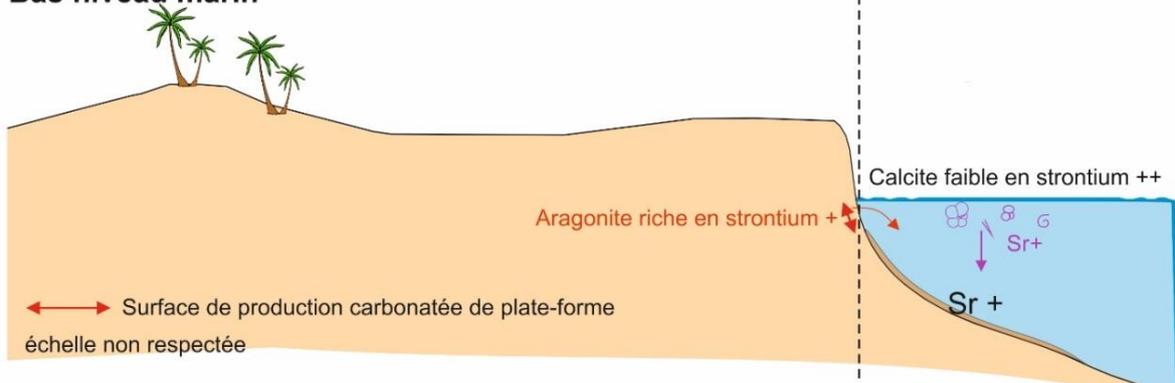
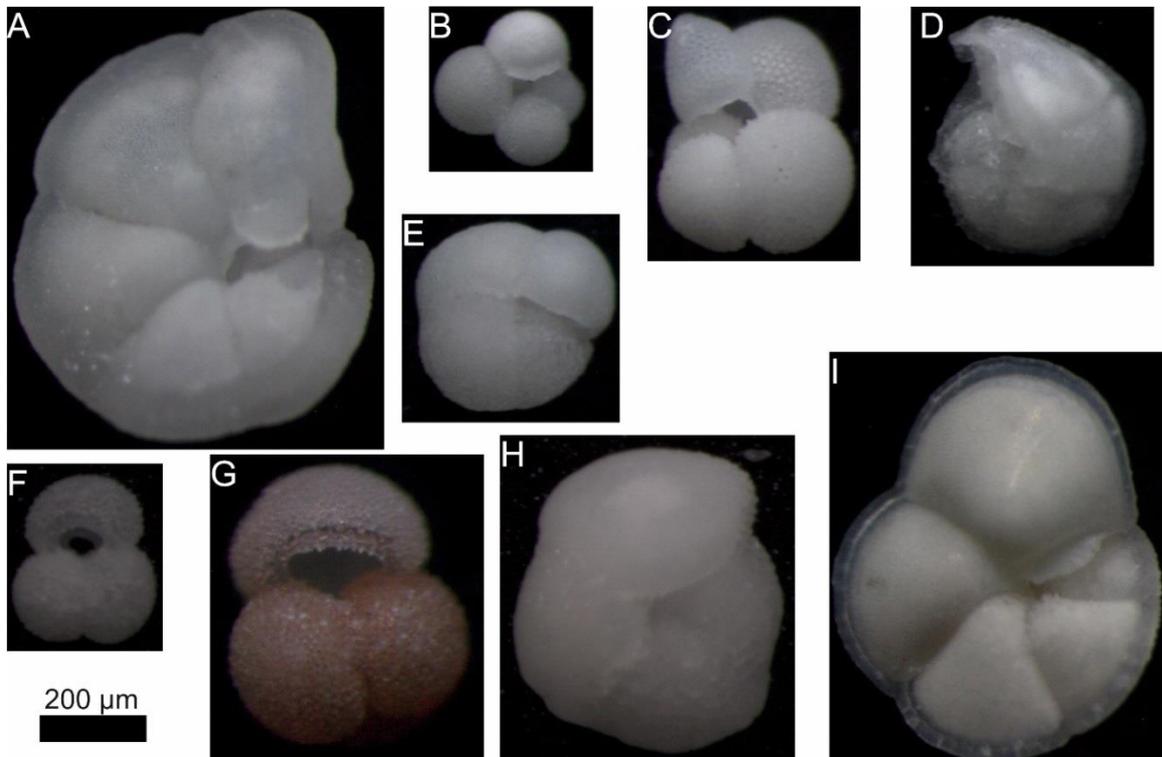


Figure 3-8: Schéma illustrant la relation entre le niveau marin, la surface de production carbonatée de plate-forme et la quantité de strontium sur les pentes.

PARTIE B. RESULTATS

CHAPITRE 1. Stratigraphie des sédiments marins des Bahamas

Illustration de quelques espèces de foraminifères (de A à I): *G. tumida flexuosa*, *G. falconensis*, *G. sacculifer*, *G. truncatulinoïdes* dextre, *G. inflata*, *G. ruber alba*, *G. ruber rosea*, *G. crassaformis* senestre et *G. menardii*.



Dans les environnements de pente carbonatée moderne, les fortes variabilités temporelle et spatiale des taux de sédimentation, couplées aux processus de diagenèse précoce peuvent rendre difficile l'interprétation sédimentologique. Il est nécessaire de contraindre temporellement les dépôts sédimentaires afin de mieux comprendre les processus sédimentaires.

Ce chapitre présente une étude stratigraphique détaillée et basée sur plusieurs outils stratigraphiques : datation ^{14}C , signal isotopique de l'oxygène, rapport Sr/Ca, biostratigraphie des coccolithophores, et écostratigraphie des foraminifères planctoniques. Le couplage de ces différents outils a été nécessaire pour établir une stratigraphie robuste et à haute résolution des différentes carottes marines.

Les datations ^{14}C et les mesures isotopiques de l'oxygène n'ont pas été faites de manière systématique sur toutes les carottes. Ces deux méthodes n'ont été appliquées que sur certaines carottes, dites de référence, choisies en fonction de leur localisation. Ainsi, quatre carottes ont été choisies comme carottes de référence : CARKS-21 et CARKS-24 pour la zone du LBB et CARKS-09 et CARKS-17 pour la zone du GBB (Fig. 1-1).

La CARKS-21 (~799 m de bathymétrie) traverse entièrement le corps du drift du LBB dans une de ses parties les plus distales et a été choisie dans le but de couvrir une longue période de temps (Fig. 1-1A). La CARKS-24 (~636 m) est située dans le canyon n° 4 au niveau de la pente nord du LBB (Tournadour, 2015). Cette carotte a été choisie car elle a été prélevée dans les dépôts les plus épais observés dans le remplissage d'un canyon sur la zone d'étude du LBB (Fig. 1-1B).

La carotte CARKS-17 (~425 m de bathymétrie) est située dans un corps sédimentaire où les taux de sédimentation sont supposés les plus forts de toute la zone du GBB pour l'Holocène (Fig. 1-1C ; Roth et Reijmer, 2004 ; 2005). La carotte CARKS-09 (~788 m) est située dans une large dépression comblée, formée par la succession de plusieurs événements de transport en masse, formant un *mass transport complex* (MTC ; Principaud et al., 2015). Elle a été choisie comme carotte de référence car elle se trouve dans un des dépôts de remplissage de la pente les plus épais de la zone du GBB (Fig. 1-1D).

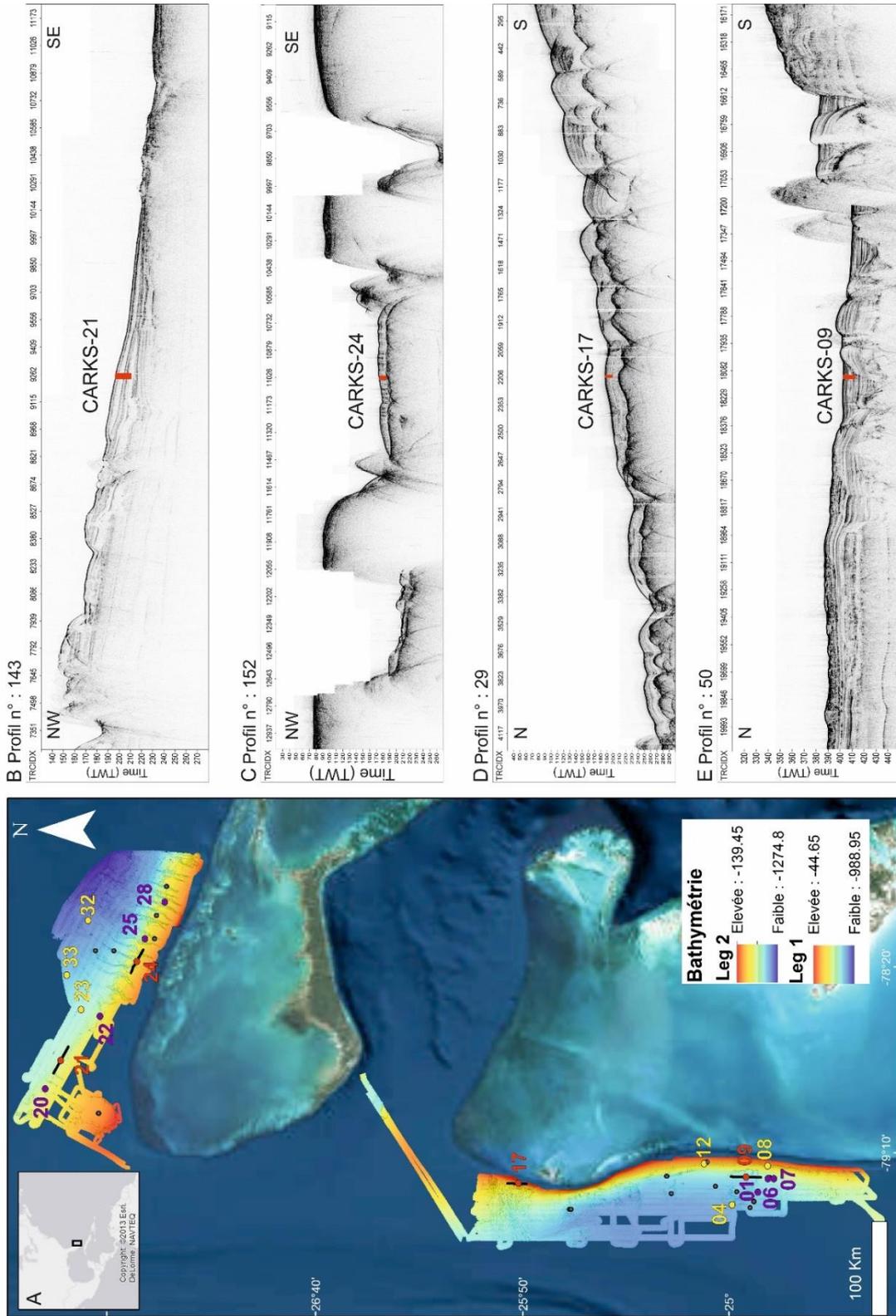


Figure 1-1: A) Localisation des quatre carottes de référence : CARKS-09, 17, 21 et 24 (points rouges) et des 4 profils CHIRP associés, des carottes dont les assemblages de foraminifères planctoniques sont présentées dans le texte (points violets) et des carottes citées dans le chapitre (points jaunes) ; B) Profil CHIRP n° 143 et position de la carotte CARKS-21 ; C) Profil CHIRP n° 152 et position de la carotte CARKS-24 ; D) Profil CHIRP n° 29 et position de la carotte CARKS-17 ; E) Profil CHIRP n° 50 et position de la carotte CARKS-09.

I. Mesures isotopiques de l'oxygène : $\delta^{18}\text{O}$

Les mesures isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) ont été réalisées le long de deux carottes de référence localisées sur la pente nord du LBB : CARKS-21 et CARKS-24 (Fig. 1-1). Les stades isotopiques marins (MIS) et certains interstades (MIS 5 a-e) ont été identifiés en comparant la courbe de référence LR04 du $\delta^{18}\text{O}$ benthique de Lisiecki et Raymo (2005) avec les deux courbes isotopiques obtenues (Fig. 1-2). Les âges des limites de stades et interstades utilisés sont issus de la synthèse de Lisiecki et Raymo (2005).

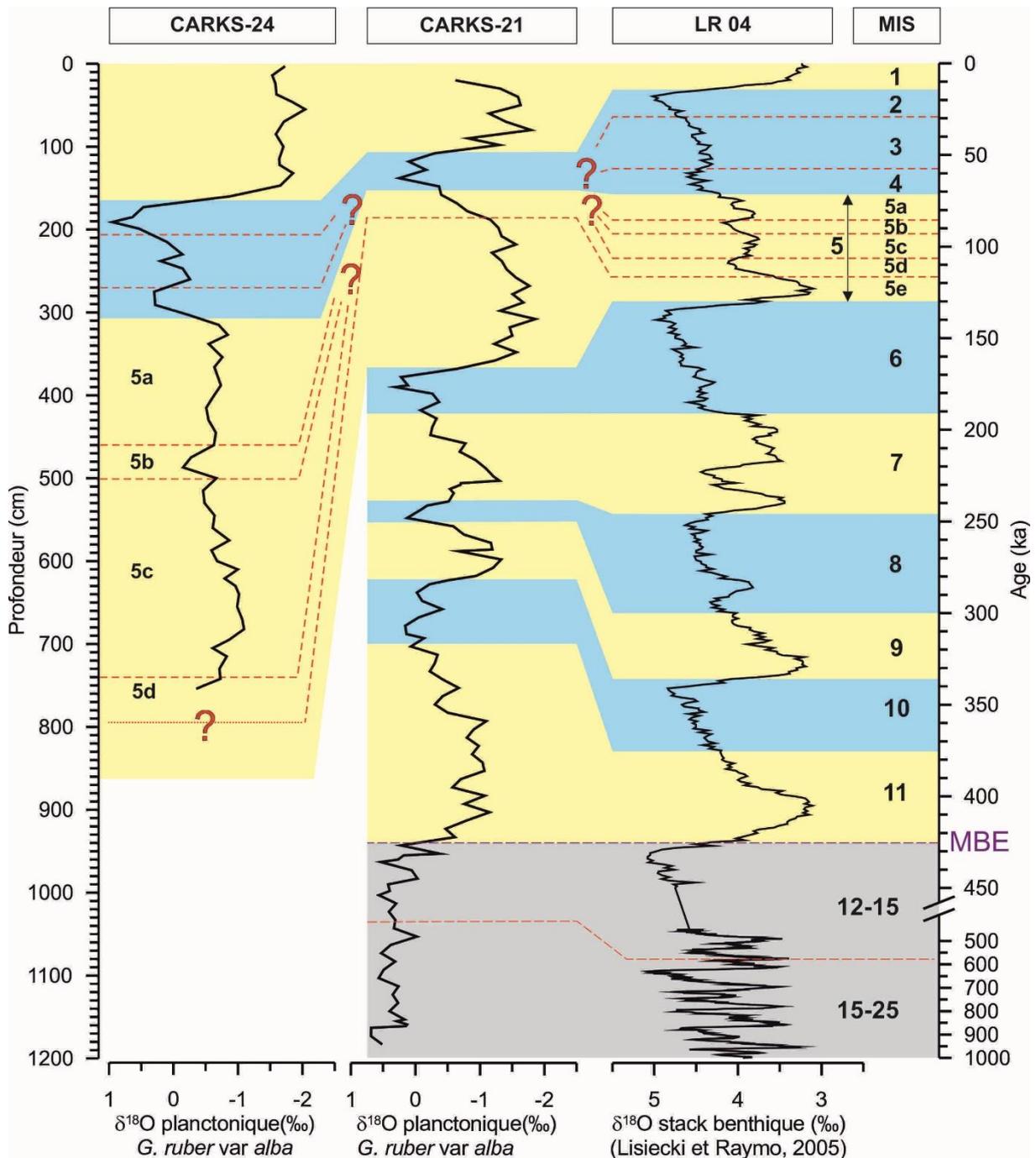


Figure 1-2 : Corrélation entre les courbes du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique des carottes de référence CARKS-24 et CARKS-21 et la courbe de référence LR04 du $\delta^{18}\text{O}$ benthique (Lisiecki et Raymo, 2005). Stratigraphie de la zone grisée basée sur la biostratigraphie des coccolithophores.

Cette comparaison nous indique que la carotte CARKS-24 remonte stratigraphiquement jusqu'à la transition MIS 5c/5d (Fig. 1-2). Les résultats montrent des valeurs isotopiques s'étendant de -1,5 à -2 ‰ pour le MIS 1, un maximum de 1 ‰ atteint pendant le MIS 2, et des valeurs positives voire légèrement négatives ($> -0,3$ ‰) pendant les stades glaciaires (MIS 3 et MIS 4). Les interstades du MIS 5 présentent des valeurs allant de $\sim -1,1$ à $\sim -0,3$ ‰, avec des valeurs plus négatives pendant les interstades a et c et un minimum atteint pendant l'interstade b ($-0,27$ ‰).

D'après la biostratigraphie des coccolithophores (développée ultérieurement dans ce chapitre), la carotte CARKS-21 s'étend stratigraphiquement du \sim MIS 25 (~ 1 Ma) à l'actuel (Fig. 1-2). Cependant, la courbe isotopique de la CARKS-21 n'a pu être corrélée avec la courbe LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005) que sur les 9,3 mètres les plus récents. Ainsi, du sommet de la carotte CARKS-21 à 9,3 m, tous les stades entre le MIS 1 et le MIS 11 sont identifiés et présentent globalement des valeurs négatives en périodes interglaciaires et positives en périodes glaciaires. Les valeurs minimales sont atteintes pendant les MIS 1 et 5 avec des valeurs oscillant entre -1 et -2 ‰, alors que les MIS 7, 9 et 11 présentent des valeurs moins négatives ($< -1,3$ ‰).

Nos résultats sont cohérents avec les courbes du $\delta^{18}\text{O}$ de *G. ruber alba* publiées dans la zone des Bahamas qui s'étendent de 0,2 ‰ en période glaciaire jusqu'à -1,8 ‰ en période interglaciaire (Droxler et al., 1983 ; Boardman et al., 1986). Une amplitude glaciaire/interglaciaire moyenne de 2 ‰ est également mesurée dans l'océan Atlantique tropical (Wolf et al., 1998) et en mer des Caraïbes (Schmidt et al., 2006). Des études plus récentes mettent en avant des amplitudes du $\delta^{18}\text{O}$ de *G. ruber alba* légèrement plus importantes ($\sim \Delta 3,5$ ‰ ; Lantzsch, 2007 ; Kroon et al., 2000), mais dans tous les cas, les valeurs isotopiques les plus basses sont atteintes pendant les MIS 1 et 5. Une amplitude glaciaire/interglaciaire du même ordre de grandeur qu'avec *G. ruber alba* ($\Delta \sim 2$ ‰) a également été mesurée dans l'océan Atlantique tropical à partir des tests de *G. sacculifer* (Curry et Oppo, 1997; Dürkoop et al., 1997 ; Wolf et al., 1998) et de *G. ruber rosea* (Rühlemann et al., 1999).

Les valeurs moyennes, maximales ou minimales mesurées à partir des courbes isotopiques des carottes CARKS-21 et CARKS-24 sont en adéquation avec celles de la littérature. Cependant, en comparant les tendances des courbes du $\delta^{18}\text{O}$ de LR04 et de CARKS-21, des différences sont observées pendant certains interstades, en particulier pendant les interstades des MIS 5 et 7, car le $\delta^{18}\text{O}$ de la CARKS-21 est mesuré à partir des tests de foraminifères planctoniques et non des tests de foraminifères benthiques comme pour la courbe LR04. Le signal du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique est également influencé par les variations de température et de salinité de surface. Cependant, ces variations sont supposées minimales par rapport à l'influence des taux de sédimentation qui sont très variables dans les environnements de pente carbonatée.

La courbe du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique de la CARKS-21 pendant le MIS 5 présente un plateau avec des valeurs isotopiques minimales suivies par une augmentation progressive. D'après la courbe de référence LR04 (Lisiecki et Raymo, 2005 ; Fig. 1-2), le MIS 5 est caractérisé par une valeur minimale de ~ 3 ‰ suivi par un plateau dont les valeurs oscillent autour de 4 ‰. Ces différences s'expliquent par le fait que les taux de sédimentation sur les pentes sont fortement influencés par la surface inondée de la plate-forme qui dépend directement du niveau marin et de la

morphologie de la plate-forme. Le niveau marin pendant le MIS 5 présente deux phases majeures : une phase pendant laquelle le niveau marin inonde la quasi-totalité de la plate-forme ainsi que les marges (MIS 5e) et une phase pendant laquelle seules les marges de la plate-forme sont inondées (MIS 5a-d ; Miller et al., 2011 ; Siddall et al., 2003). Pendant le MIS 5e, la production carbonatée de plate-forme est maximale et induit de forts taux de sédimentation sur la pente nord des Bahamas (en moyenne ~ 13 cm/ka). Le reste du MIS 5 correspond à une période de faible production carbonatée et de faibles taux de sédimentation sur les pentes. Il en résulte une surexpression du signal isotopique pendant les périodes de très haut niveau marin (quand la plate-forme est inondée), tel que le MIS 5e. La sédimentation pendant les interstades MIS 5a et c est réduite, et le signal isotopique augmente progressivement, « lissé » par la bioturbation.

La courbe du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique de la CARKS-21 pendant le MIS 7 présente un pic principal. Cette morphologie est bien différente de la morphologie en « M » observée dans la courbe de référence LR04 (Lisiecki et Raymo, 2005). Cette morphologie en « M » correspond à une période de bas niveau marin global intercalée entre deux périodes de haut niveau marin. Or dans la zone des Bahamas, le niveau marin n'inonde pas la plate-forme du LBB pendant le MIS 7 ou seulement sur de très courtes durées (~ 1 ka ; Chabaud et al., 2016). Même si le niveau marin se trouve au-dessus de -40 m pendant une période relativement longue (22 ka), permettant une production carbonatée sur les marges de la plate-forme, les taux de sédimentation restent faibles pendant ces périodes ~ 2 cm/ka (Chabaud et al., 2016). La période de bas niveau marin du MIS 7 correspond également à une période de faible taux de sédimentation sur les pentes des Bahamas. Or, les sédiments sont constamment bioturbés par l'activité biologique benthique créant une couche de mélange. Ainsi, l'action de la bioturbation pendant des périodes de faibles taux de sédimentation empêche la détection des variations du niveau marin au sein du stade MIS 7 et est responsable de cette forme unimodale.

L'absence de corrélation isotopique entre la courbe de référence LR04 et la CARKS-21 entre 9,3 m et sa base (zone grise Fig. 1-2) **concerne les dépôts datant du MIS 12 jusqu'au MIS 25, c'est-à-dire antérieurs à l'événement du Brunhes Moyen (MBE, Candy et al., 2010).** Au cours des derniers 800 ka, le MBE représente le changement climatique le plus marquant (Jansen et al., 1986 ; Candy et al., 2010 ; Yin et Berger, 2010). Tout en gardant la même périodicité de 100 ka acquise après la révolution du Pléistocène moyen (MPR), le MBE marque la transition entre les interglaciaires MIS 13 et 11, avec des interglaciaires plus chauds après ~ 430 ka (Candy et McClymont, 2013 ; Holden et al., 2011 ; Wang et al., 2003). En effet, suite aux températures plus froides et aux faibles concentrations en CO_2 de la MPR, les interglaciaires qui précédaient le MBE étaient caractérisés par de larges calottes de glace et des niveaux marins plus bas (Yin et Berger, 2010). Après 430 ka, ces auteurs montrent que les interglaciaires étaient plus chauds à cause d'une augmentation globale des températures moyennes durant l'hiver de l'hémisphère nord liée à une insolation plus grande associée à une augmentation des gaz à effet de serre.

Ainsi, **pendant cette longue période (~ 500 ka) avant le MBE, le niveau marin n'est pas suffisamment haut pour inonder la plate-forme du LBB, et induit des taux de sédimentation faibles sur les pentes des Bahamas.** Les eaux interstitielles ont la possibilité de circuler à travers le sédiment et **les premiers signes de diagenèse précoce peuvent se traduire par une modification du signal isotopique.** En effet, dans les environnements

carbonatés, la diagenèse a la capacité de modifier la composition minéralogique du sédiment dès les premières phases de l'enfouissement. Killingley (1983) et Mulitza et al. (2004) ont montré que sous l'action de la dissolution et de la précipitation de calcite inorganique, les tests des foraminifères planctoniques auront une composition isotopique en oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) biaisée, qui tend vers des valeurs plus positives. Les effets de la diagenèse sur la géochimie des tests des foraminifères planctoniques confirment cette tendance dans la zone des Bahamas (Regenberg et al., 2007 ; zone grise de la Fig. 1-2).

II. Les datations ^{14}C

Sur les 33 datations ^{14}C obtenues au cours de cette étude, 27 ont été réalisées sur les carottes de la zone du GBB car les taux de sédimentation y sont plus forts et la majorité des carottes ne dépassent pas l'âge limite pour cette méthode (< 50 000 ans ; Tableau 1-1). Les datations ont été réalisées sur les carottes de référence CARKS-17 (9) et CARKS-09 (3) et également sur les carottes situées dans la zone des ravines telles que la CARKS-12 (11) et la CARKS-08 (2). Une datation supplémentaire a été ajoutée à la base de la carotte CARKS-04 située au sommet du plus gros bloc du MTC (Principaud et al., 2015).

Les quelques datations ^{14}C réalisées dans la zone du LBB (où les carottes ne présentent que peu de dépôts < 50 000 ans ; Tableau 2-2) concernent les carottes de référence CARKS-21 (3) et CARKS-24 (1), ainsi que la CARKS-20 (2), prélevée sur le drift du LBB à l'ouest de la CARKS-21.

Près d'un tiers des datations ^{14}C (10) ont été écartées du modèle stratigraphique (valeurs en rouge dans le Tableau 1-1). Elles donnent des âges soit trop anciens soit trop récents par rapport aux valeurs estimées par les autres outils stratigraphiques. Les carottes CARKS-21 et CARKS-17 présentent des inversions d'âge par rapport aux autres datations ^{14}C . Dans le cas de la CARKS-21, l'âge des sédiments du sommet de la carotte est trop ancien d'au moins 2000 ans. Cela pourrait s'expliquer par l'injection de sédiment liquéfié sur le bord du tube du carottier. Dans cette carotte, le niveau de surface correspond à un niveau sableux de 10 cm d'épaisseur qui ne semblait pas en place lors de la description visuelle. Ce phénomène de liquéfaction et d'injection est particulièrement fréquent dans les sédiments dont la taille des grains se situe entre les silts grossiers et les sables moyens (Golfe du Lion, S. Berné, comm.pers.). Dans le cas de la carotte CARKS-17, cette inversion se produit au milieu de la carotte mais ne représente qu'une erreur d'une centaine d'années qui est incluse dans l'intervalle d'erreur.

La plupart des datations ^{14}C qui posent problème concernent des datations qui étaient initialement supposées être relativement récentes (< 30 000 ans), telles que pour les carottes CARKS-04 et CARKS-12. Par la suite, il s'est avéré que les résultats des autres méthodes stratigraphiques (assemblages des coccolithophores et des foraminifères planctoniques, $\delta^{18}\text{O}$) suggèrent des âges beaucoup plus anciens, au minimum datés du MIS 5 (> 71 ka) pour la CARKS-12 et du Pliocène pour la CARKS-04. Ces échantillons n'auraient théoriquement pas pu être datés par la méthode de datation ^{14}C en raison du trop faible nombre de désintégrations. Pourtant, ces échantillons donnent des âges radiocarbone entre 36 300 et 52 900 ans (Tableau 1-1). Ce même type de phénomène a été constaté dans la carotte MD99-2202 de Lantzh et al.

(2007), avec un âge radiocarbone de $\sim 48\,180$ ans pendant le MIS 5e (~ 123 ka), et des âges radiocarbone de $45\,680$ et $47\,320$ ans pendant le MIS 7 (191-243 ka) sur la pente nord-ouest du LBB (~ 460 m).

Comme le spectromètre de masse a bien détecté un signal, même faible, dans ces sédiments $> 50\,000$ ans, on peut supposer que ces sédiments sont sous l'influence de circulations de fluides. Ces fluides viendraient enrichir le sédiment en ^{14}C par précipitation de ciment submicrocristallin à la surface des organismes carbonatés tels que les tests de foraminifères planctoniques utilisés lors de la mesure de datation ^{14}C . **L'utilisation des âges ^{14}C dans les environnements carbonatés modernes peut donc être très problématique et nécessite de mettre en place d'autres outils stratigraphiques pour s'affranchir des problèmes de diagenèse précoce.**

Un autre point important est que la méthode de datation ^{14}C considère que la quantité de ^{14}C présente dans l'atmosphère a été constante au cours du temps. Cette hypothèse peut être considérée vraie sur des périodes longues (~ 1000 ans). Mais sur des échelles de temps plus courtes (100^{aines} d'années), cette hypothèse est fautive car le flux de rayons cosmiques contrôlant la formation de ^{14}C à partir de ^{14}N n'est en réalité pas constant (de Vries, 1958). Ces variations de ^{14}C atmosphérique influencent directement la courbe de calibration des âges radiocarbone en âges calibrés (Stuiver et al., 2005).

Pour les sédiments récents (< 400 ans), la courbe n'est pas linéaire. Le sommet de la carotte CARKS-17 donne un âge radiocarbone de 550 ± 30 ans puis a été calibré à 188 ± 30 ans cal BP (Tableau 1-1). Un âge radiocarbone de 550 ans dans le domaine marin doit être corrigé de l'effet réservoir (400 ans) et correspond à un âge de 150 ans sur la courbe IntCal (Fig. 1-3 ; Stuiver et al., 2005). Ainsi, pour un âge radiocarbone de 150 ans, 4 âges différents sont possibles : ~ 20 ans cal BP, ~ 145 ans cal BP, ~ 215 ans cal BP, et ~ 270 ans cal BP. Les marges d'erreur ± 30 ans amplifient la gamme possible des âges calibrés. Dans le cas de la CARKS-17, un âge radiocarbone de 550 ans dans le domaine marin pourrait correspondre à un âge calibré subactuel de ~ 10 - 20 ans.

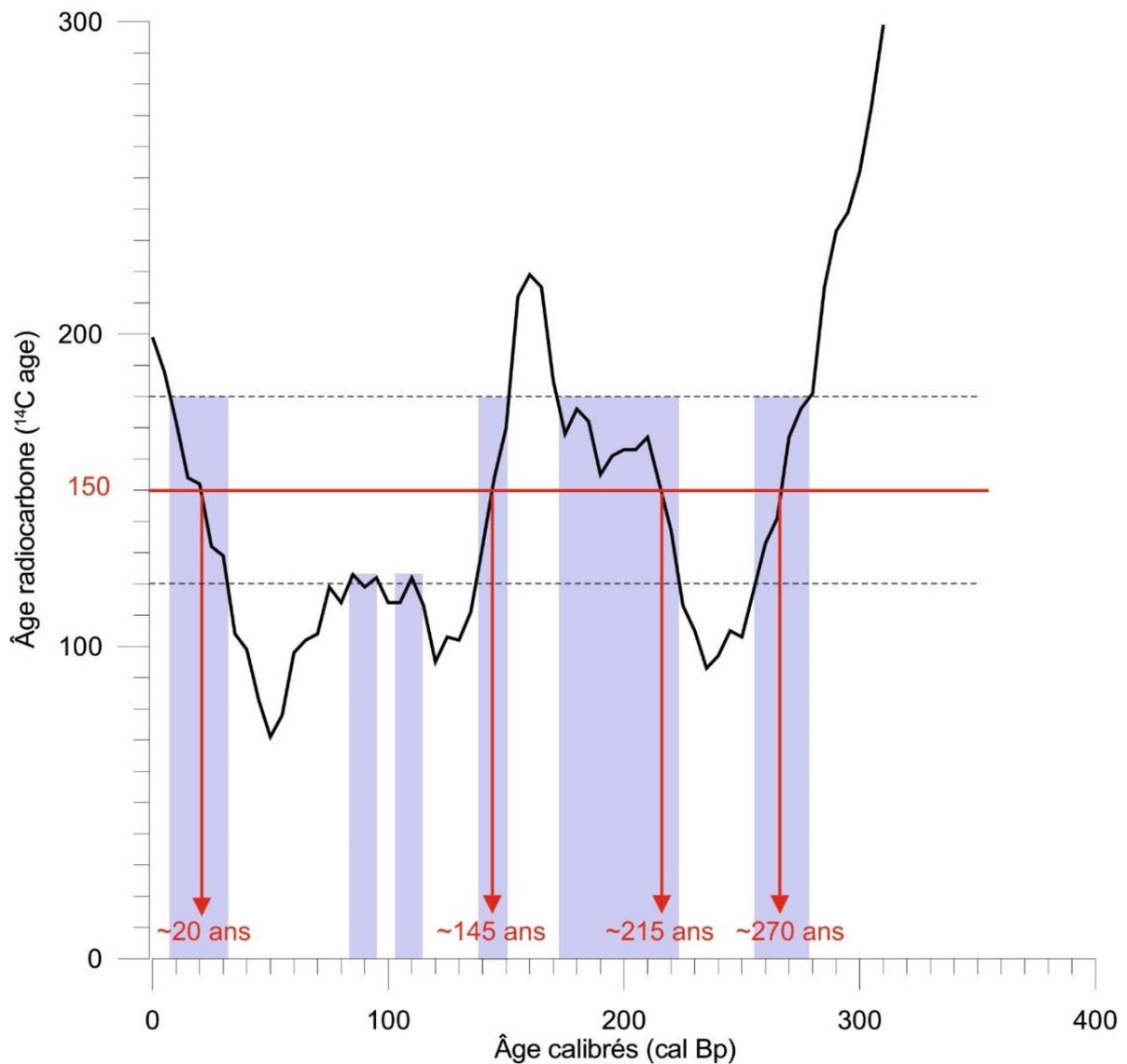


Figure 1-3: Courbe de calibration Intcal sur les derniers 400 cal BP (Stuiver et al., 2005). Pour un âge radiocarbone de 150 ans, l'intersection entre l'âge radiocarbone et la courbe calibrée indique 4 âges différents : ~20 ans cal BP, ~145 ans cal BP, ~215 ans cal BP, et ~270 ans cal BP. Les marges d'erreur ± 30 ans rendent compte de la grande étendue des âges calibrés possibles.

Dans la suite de ce chapitre, les résultats des datations ¹⁴C seront présentés de manière synthétique sur chaque carotte.

Tableau 1-1: Datations ¹⁴C réalisées au laboratoire LMC14 (Saclay) dans la cadre du programme Artémis. Gr signifie *Globigerinoides ruber alba* et Gs signifie *Globigerinoides sacculifer*. Les valeurs indiquées en rouge correspondent aux âges qui ont été écartés des modèles d'âge.

Carotte	Profondeur (cm)	Code laboratoire	Espèce	Âge radiocarbone conv. BP	Erreur	Âge calibré BP (Calib 7.0.4, âge réservoir 400) probabilité de la médiane	Gamme des âge en cal BP à 95,4% (2 sigma)
CARKS-04	215	SacA31199	Bulk	48800	1500		
CARKS-08	28	SacA33897	Bulk	2055	20	1624	1543-1696
CARKS-08	624	SacA33898	Bulk	9345	30	10187	10132-10244
CARKS-09	3	SacA39100	Bulk	560	30	197	98-278
CARKS-09	248	SacA39101	Bulk	2320	30	1935	1848-2033
CARKS-09	527	SacA39102	Bulk	8140	35	8608	8511-8750
CARKS-12	20	SacA32474	Bulk	14580	50	17261	16955-17555
CARKS-12	180	SacA32475	Bulk	20560	90	24222	23790-24403
CARKS-12	226	SacA31340	Bulk	30150	180	33878	33821-34842
CARKS-12	235	SacA31341	Bulk	36300	360	40528	40300-41754
CARKS-12	240	SacA32476	Bulk	39700	500	43084	42676-44300
CARKS-12	280	SacA31342	Bulk	38510	550	42289	41792-43414
CARKS-12	418	SacA32477	Bulk	39170	470	42709	42314-43936
CARKS-12	525	SacA31343	Bulk	53100	2500		
CARKS-12	765	SacA31344	Bulk	50600	1800		
CARKS-12	815	SacA31345	Bulk	50000	1700		
CARKS-12	845	SacA31346	Bulk	52900	2400		
CARKS-17	0	SacA29411	Bulk	550	30	188	81-272
CARKS-17	170	SacA33191	Bulk	1900	35	1447	1347-1533
CARKS-17	290	SacA33192	Bulk	2380	45	2009	1885-2127
CARKS-17	429	SacA29298	Bulk	2960	30	2737	2682-2809
CARKS-17	588	SacA29299	Bulk	3375	30	3243	3152-3339
CARKS-17	803	SacA29300	Bulk	4270	30	4386	4278-4495
CARKS-17	883	SacA29301	Bulk	4815	30	5112	4979-5244
CARKS-17	920	SacA29302	Bulk	4775	30	5032	4907-5207
CARKS-17	1030	SacA29412	Bulk	5345	30	5700	5610-5813
CARKS-20	20	SacA35772	Gr + Gs	3400	30	3272	3187-3361
CARKS-20	60	SacA35773	Gr + Gs	4300	35	4427	4300-4525
CARKS-20	94	SacA39098	Gr	15230	50	18028	17725-18117
CARKS-21	20	SacA29413	Gr	10650	35	11993	11835-12110
CARKS-21	98	SacA29414	Gr	9695	30	10595	10495-10611
CARKS-21	138	SacA29415	Gr	31760	190	35228	35190-36444
CARKS-24	354	SacA39099	Gr	43300	1300	46264	44247-49137

iii. L'activité du $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$

Au total 23 niveaux de sédiments superficiels ont été analysés pour déterminer le $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (EPOC, S. Schmidt). Les activités du $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ s'étendent entre 0 et 104 mBq (Fig. 1-3). Les valeurs inférieures à 10 mBq g⁻¹ (zone grise dans Fig. 1-4) ne sont pas significatives: elles indiquent des sédiments d'âge > 100 ans. Ceci peut déjà s'expliquer par une perte des sédiments les plus superficiels lors de l'impact du carottier sur le fond à la suite de la chute libre nécessaire au carottage gravitaire.

De plus, pour la majorité des carottes étudiées (CARKS-07 ; 08 ; 11 ; 12 ; 20 ; 21 ; 30 ; et 32), les taux de sédimentation sur le dernier siècle sont souvent faibles (< 20 cm/ka). La mesure des excès dans ces carottes n'a pas pour but de déduire des taux de sédimentation comme cela est communément réalisé (Barbara et al., 2013), mais de montrer la présence de sédiment récent sur le fond marin. Ceci est vrai pour toutes les carottes à l'exception de la CARKS-12. En effet, il n'y a pas d'excès de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ détecté au sommet (0-1 cm) de la carotte CARKS-12, ce qui confirmerait l'injection de sédiment sableux ancien vers le sommet de la carotte.

Les mesures de 104 mBq/g et de 64 mBq/g (Fig. 1-4) effectuées sur la carotte CARKS-24 montrent que les 2-3 premiers centimètres de cette carotte datent du dernier siècle, et indiquent la bonne récupération du sédiment superficiel lors du carottage. L'activité du $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ permet de calculer un taux de sédimentation maximal de 0,04 cm/an.

Seule la carotte CARKS-17 présente un profil classique du $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$, avec des activités détectables jusque vers 5-6 cm de profondeur. Ce profil est utilisable pour calculer un taux de sédimentation estimé à 0,1 cm/an (Fig. 1-4). La datation radiocarbone située au sommet (0-1 cm) de la carotte donne un âge de 188 ± 30 ans cal BP, plus ancien que l'âge de 10 ans, calculé à partir des taux de sédimentation.

Cette différence peut être expliquée par le fait que le matériel daté dans les deux méthodes n'est pas le même. Lors des datations ^{14}C , le matériel utilisé correspond à des foraminifères planctoniques, ici principalement *G. ruber var alba*, provenant de la colonne d'eau. Les tests des foraminifères planctoniques peuvent être contaminés (remplis) par des particules fines aragonitiques provenant de la plate-forme. Or le temps de résidence des sédiments sur la plate-forme varie en fonction de la zone (*e.g.* exposée ou protégée des vents dominants, trajet des ouragans). Il a été estimé de l'ordre de 400 à 1000 ans pendant l'Holocène (Slowey et Henderson, 2011). Ainsi, le signal radiocarbone peut être légèrement vieilli en raison de la contamination par des sédiments fins et plus anciens de plate-forme. Le $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ n'est pas sujet à ce problème puisque c'est la décroissance de son activité avec la profondeur dans le sédiment qui sert à estimer la vitesse de sédimentation ; il n'y a pas de référence externe.

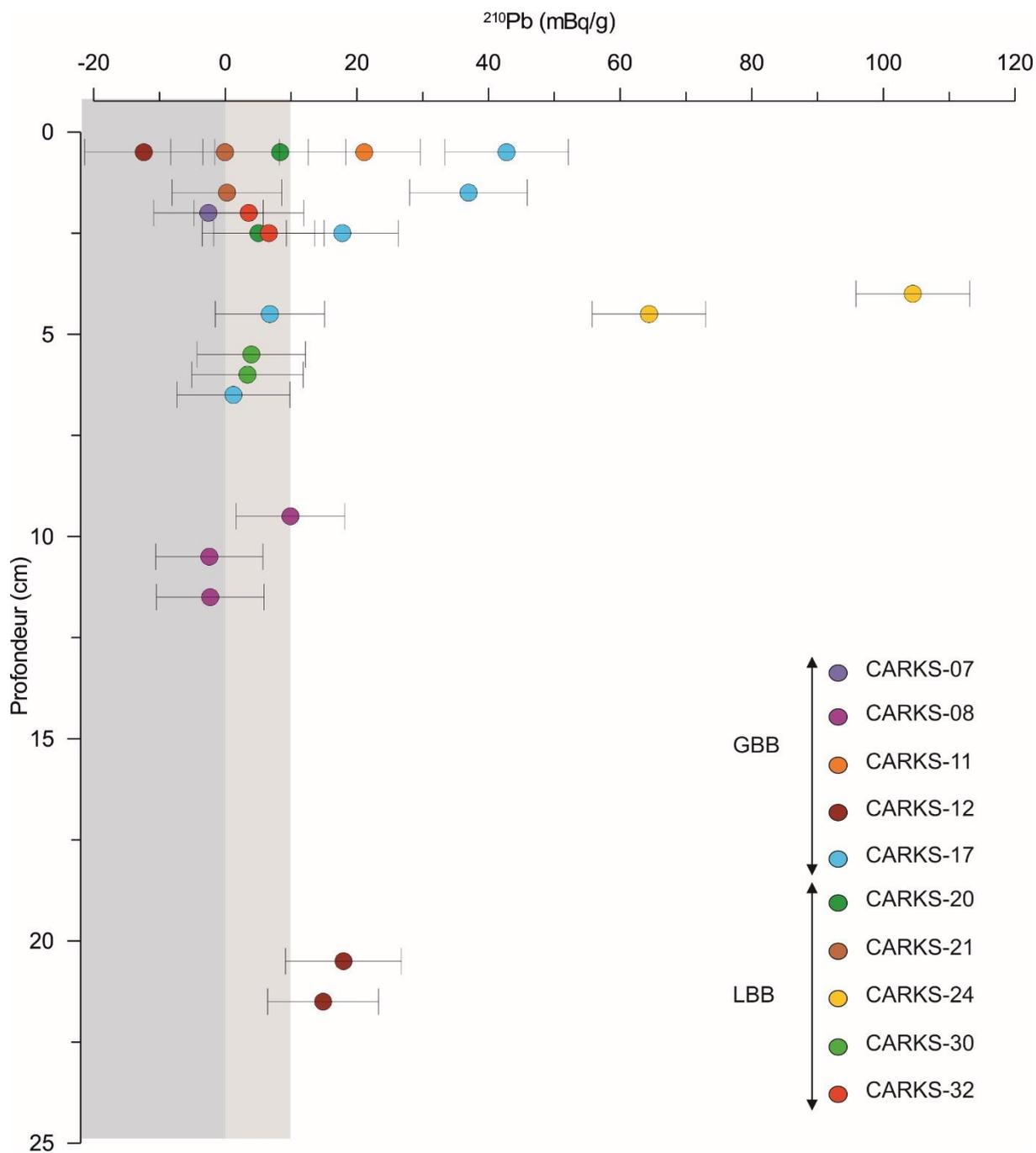


Figure 1-4: Profils du $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (mBq/g) en fonction de la profondeur (cm) pour les carottes CARKS-07 à CARKS-32. Les zones grises regroupent les valeurs qui ne sont pas significatives.

IV. Le signal du strontium

IV.1. Le signal brut du strontium

Les courbes du strontium, au sein des carottes CARKS-21 et CARKS-24, présentent des variations importantes allant de 180 000 cps pendant le MIS 1 à 40 000 cps pendant le MIS 2 (Fig. 1-5). Dans les deux carottes, les courbes du strontium suivent les mêmes variations que celle du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique et donc des cycles glaciaires/interglaciaires (Fig. 1-5). Cependant, les valeurs minimales et maximales des courbes du strontium et du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique ne sont pas atteintes au sein des mêmes échantillons. La courbe du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique atteint généralement sa valeur minimale (maximale) avant la valeur maximale (minimale) de la courbe du strontium (CARKS-24 dans la Fig. 1-5).

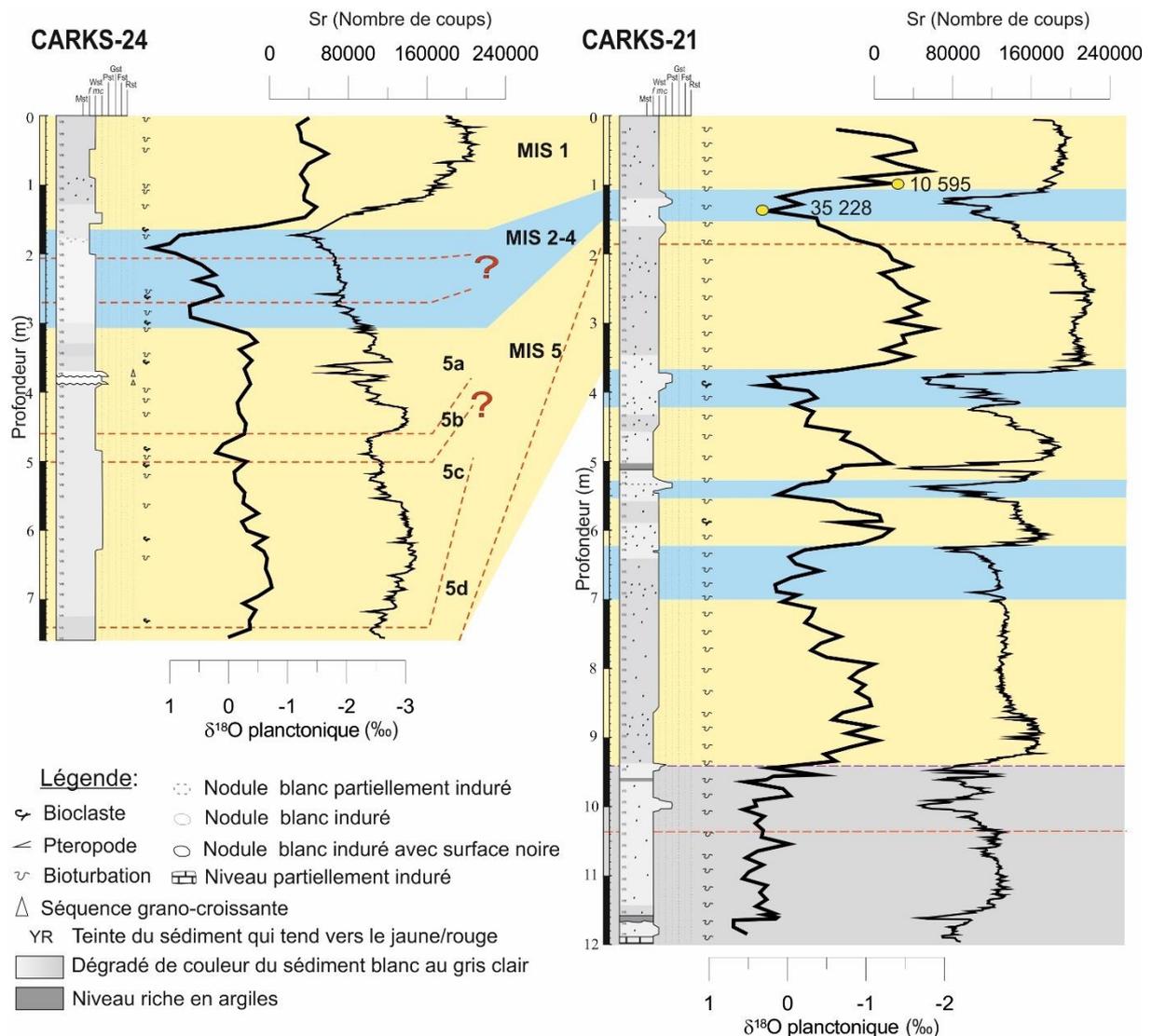


Figure 1-5: Corrélations stratigraphiques entre les carottes CARKS-24 et CARKS-21 montrant la lithologie, la courbe du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique et le signal du strontium (nombre de coups). Les bandes jaunes indiquent les périodes interglaciaires, les bandes bleues les périodes glaciaires et les zones grisées indiquent les périodes où la stratigraphie n'est pas bien définie. Les âges indiqués sur la courbe du $\delta^{18}\text{O}$ sont issus des datations ^{14}C et sont exprimés en années cal BP (erreurs indiquées dans le Tableau 1-1). La légende de la lithologie s'applique à tous les logs qui suivent.

Le décalage temporel des valeurs maximales s'explique par le fait que le strontium est directement lié à l'état d'exondation ou d'inondation de la plate-forme (cf. Chapitre 3) alors que le signal isotopique traduit les variations des cycles glaciaires/interglaciaires (variations du volume de glace, des températures et de la salinité). Ainsi, les valeurs maximales du strontium ne sont atteintes que lorsque la plate-forme est ennoyée, en moyenne quelques milliers d'années après le début de la période interglaciaire. Ce décalage temporel s'observe en particulier sur la carotte CARKS-24 à la transition MIS 1/ MIS 2. En effet, la CARKS-24 présente des taux de sédimentation plus importants que la carotte CARKS-21 ce qui permet de mieux rendre compte de ce phénomène (Fig. 1-5).

Ce décalage des valeurs minimales entre la courbe du strontium et la courbe du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique peut être expliqué par l'apport de sédiment vers le bas de pente en bas niveau marin, même si la production est réduite.

D'autres différences existent quand on compare les courbes de strontium des carottes du LBB et celles correspondant à des carottes situées dans la zone du GBB telle que la carotte de référence CARKS-09 située à plus de 315 km de distance des deux autres carottes (Fig. 1-6). Les variations du strontium sont du même ordre de grandeur entre les trois carottes ; en revanche les valeurs maximales et minimales diffèrent (Fig. 1-6 ; Tableau 1-1).

Pendant le MIS 1, les valeurs maximales du strontium sont plus importantes dans la carotte CARKS-09 (~788 m) située sur la pente ouest du GBB que dans les carottes situées sur la pente nord du LBB telles que CARKS-24 (~636 m) et CARKS-21 (~799 m). Les valeurs du strontium pendant le MIS 1 présentent à peu près la même gamme pour les carottes du LBB CARKS-24 et CARKS-21. Ces 3 carottes sont situées à des profondeurs comparables ; on peut en déduire qu'il y a plus d'export d'aragonite sur la pente ouest du GBB que sur la pente nord du LBB pendant le MIS 1.

Ces différences entre carottes dans les valeurs en strontium sont plus marquées pendant les périodes glaciaires comme le MIS 2-4 (Tableau 1-1). Pendant les périodes glaciaires, les valeurs mesurées de strontium présentent une forte variabilité entre les carottes du fait d'une granularité plus importante dans les sédiments glaciaires. En effet, le signal du strontium mesuré par XRF est d'autant plus faible que la granularité est importante (cf. Chapitre 3). Dans notre cas, il s'avère que les diminutions du signal du strontium sont observées pendant les périodes glaciaires, quand les sédiments sont les plus grossiers, probablement à cause de la porosité accrue et de la présence d'eau sous le film plastique lors de la mesure (Fig. 1-6).

Ainsi, pour déterminer si les diminutions de strontium sont uniquement dues aux augmentations de granularité ou si elles représentent véritablement une diminution de la teneur en strontium dans le sédiment, des mesures de la concentration en strontium ont été faites sur certains échantillons des carottes CARKS-20 et CARKS-21 (croix rouges dans Fig. 1-6). Les corrélations entre le signal XRF brut du strontium et les concentrations en strontium mesurées montrent effectivement un biais induit par les variations granulométriques. En revanche, des valeurs significativement plus basses sont mesurées pendant les périodes glaciaires (< 3000 mg/kg), quand les sédiments sont les plus grossiers, comparées aux périodes interglaciaires (> 4000 mg/kg). Le signal brut représente dans notre cas des diminutions réelles de la quantité de strontium.

Quelques anomalies dans les corrélations entre la granularité et le strontium sont observées dans les niveaux verdâtres qui présentent les valeurs les plus faibles en strontium malgré une granularité faible (bandes grises dans Fig. 1-6). Ces niveaux verdâtres sont riches en minéraux argileux, et reflètent principalement un changement dans les sources sédimentaires.

Cependant, même si les tendances de strontium entre les différentes carottes restent globalement les mêmes avec des valeurs plus importantes pendant les périodes interglaciaires en particulier les MIS 5 et MIS 1, il est essentiel de s'affranchir des biais de la méthode XRF, tel que l'effet granulométrique. Pour cela, l'utilisation de rapports est nécessaire afin de normaliser le signal brut d'un élément (Jansen et al., 1998).

Tableau 1-2: Valeurs-clés du strontium (en nombre de coups) pour différentes carottes : amplitudes, valeurs maximales et minimales, et gammes des valeurs de strontium pendant le MIS 1 et MIS 2-4.

Carotte	Amplitude Δ	Valeurs Max	Valeur Min	MIS 1	MIS 2-4
CARKS-24	186 000	210 000	25 000	150 000 à 210 000	25 000 à 65 000
CARKS-20	180 000	244 000	65 000	182 000 à 217 000	70 000 à 118 000
CARKS-21	190 000	224 000	33 000	180 000 à 200 000	102 000 à 155 000
CARKS-09	201 000	277 000	76 000	206 000 à 271 000	80 000 à 175 000

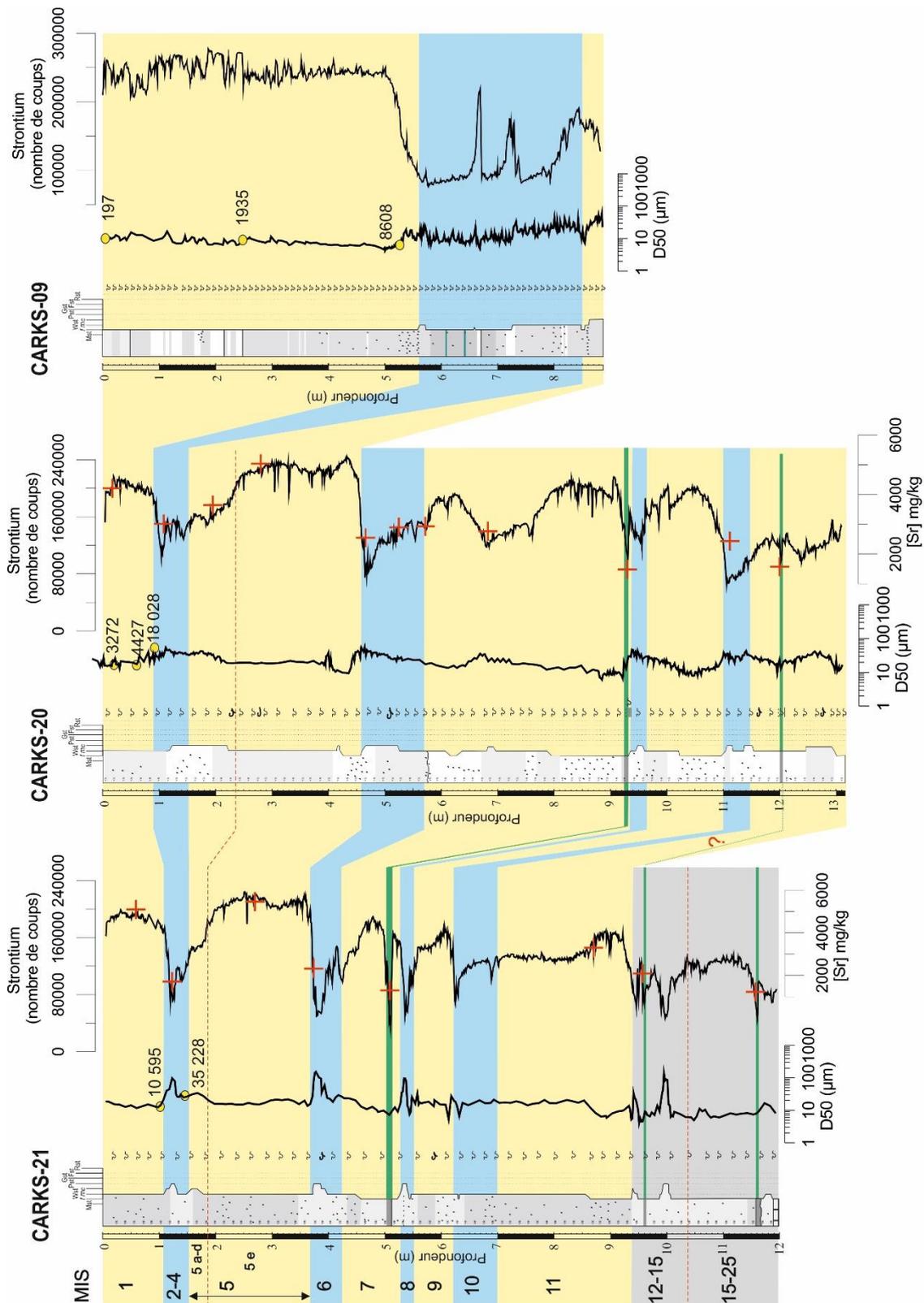


Figure 1-6: Corrélations stratigraphiques entre les carottes CARKS-21, CARKS-20 et CARKS-09 montrant la lithologie, la médiane granulométrique (D50) et le signal du strontium (nombre de coups). Les données ponctuelles de concentration en strontium sont rajoutées (croix rouges) sur la courbe de strontium même si les variations de granulométrie ne permettent pas une quantification parfaite du signal de strontium. Les niveaux riches en argiles sont indiqués par des bandes vertes. Les bandes jaunes indiquent les périodes interglaciaires, les bandes bleues les périodes glaciaires et les bandes grisées indiquent les périodes où la stratigraphie n'est pas bien définie. Les âges indiqués sur les courbes granulométriques sont issus des datations ^{14}C et sont exprimés en années cal BP (erreurs dans le Tableau 1-1).

IV.2. Le rapport Sr/Ca

Il existe plusieurs méthodes de normalisation du signal XRF d'un élément : soit la normalisation par un autre élément, soit par l'ensemble des éléments mesurés (Jansen et al., 1998 ; Lyle et al., 2012 ; Bahr et al., 2014), ou soit par la calibration d'un rapport entre deux éléments par la fonction logarithme « ln » (Weltje et Tjallingii, 2008 ; Grützner et Higgins, 2010 ; Bahr et al., 2014). La normalisation par l'ensemble des éléments mesurés (Sr_{norm}) est une méthode basique qui permet de s'affranchir des biais liés aux propriétés physiques du sédiment telles que les variations granulométriques, de teneur en eau ou de densité (Jansen et al., 1998 ; Lyle et al., 2012 ; Bahr et al., 2014). Dans ce cas, une diminution de la valeur du Sr_{norm} peut traduire une diminution du Sr mais peut également traduire une augmentation d'un ou plusieurs éléments mesurés. La calibration d'un rapport entre deux éléments par la fonction ln est appliquée dans le cas où ce rapport inclut un élément léger (*e.g.* Al ou Si ; Tjallingii et al., 2007 ; Weltje et Tjallingii, 2008).

Dans les environnements de pentes carbonatées des Bahamas, la teneur en calcium (Ca) varie peu et est généralement supérieure à 90 %. La normalisation par le Ca correspond au rapport Sr/Ca dont les variations sont similaires au Sr_{norm} , et permettent de s'affranchir des variations granulométriques du sédiment (Fig. 1-7).

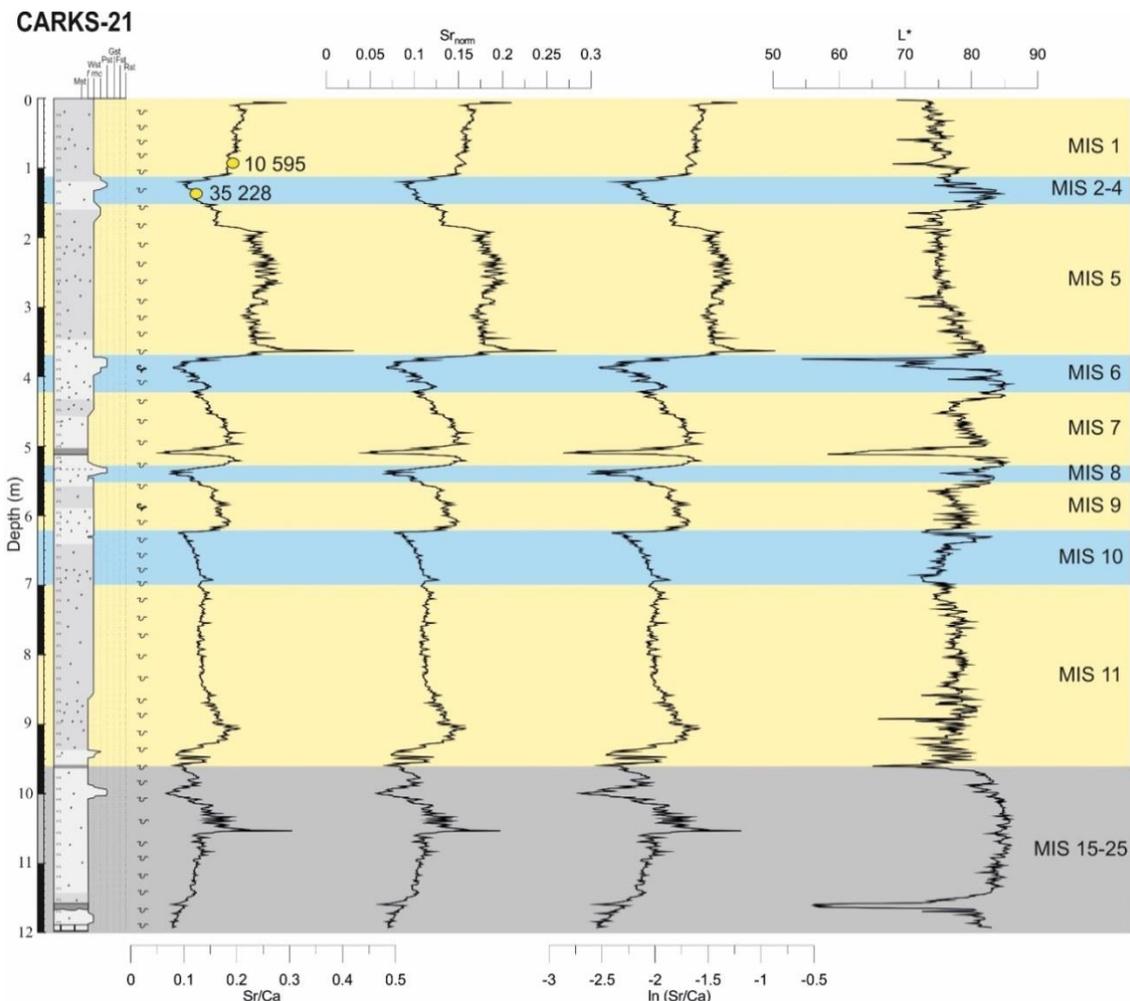


Figure 1-7: Corrélations entre le rapport Sr/Ca, le Sr_{norm} , la calibration du rapport Sr/Ca par la fonction ln et le paramètre L^* de la carotte CARKS-21. Les bandes jaunes indiquent les périodes interglaciaires, les bandes bleues les périodes glaciaires et les bandes grisées indiquent les périodes où la stratigraphie n'est pas bien définie. Les âges indiqués sur la courbe Sr/Ca sont issus des datations ^{14}C et sont exprimés en années cal BP (erreurs dans le Tableau 1-1).

Dans cette étude, nous avons appliqué la normalisation du signal du strontium par le calcium qui traduit les teneurs en aragonite au cours du temps. Les tendances entre les courbes de strontium et le rapport Sr/Ca sont très similaires. La différence majeure concerne les minima dans la courbe du strontium dont la valeur est atténuée pendant les pics glaciaires. Cette observation s'explique par le fait que les niveaux les plus faibles en Sr/Ca sont également les plus grossiers, donc sous-estimés à cause de la porosité.

Pour la CARKS-21, le rapport Sr/Ca traduit les mêmes tendances que la courbe du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique (Fig. 1-8A). A cette résolution, les deux courbes sont synchrones, à l'exception du MIS 11 et pendant les MIS 12-25. Le signal du strontium présente un maximum au début du MIS 11, mais une diminution de celui-ci est mesurée avant le signal isotopique. La production carbonatée de plate-forme dépend de la surface de la zone photique, et donc du niveau marin et en particulier de l'enneigement de la plate-forme, mais également de l'accommodation. Ainsi, on en déduit qu'au début de l'enneigement de la plate-forme au MIS 11, la production carbonatée est maximale. En conséquence l'export sur les pentes augmente, et les dépôts seront riches en strontium.

La forme typique de la courbe du MIS 7 n'est pas observée sur le $\delta^{18}\text{O}$ planctonique de la CARKS-21. Ceci peut être expliqué par la faible résolution des mesures (~ 10 cm) Fig. 1-8A). Cependant, cette forme n'est pas observée non plus sur la courbe du Sr/Ca de la CARKS-21, malgré la haute résolution du signal XRF (tous les cm). La CARKS-21 présente des taux de sédimentation faibles pendant le MIS 7 (2 cm/ka) alors que la CARKS-20, avec des taux de sédimentation plus importants pendant cette période (~ 7 cm/ka ; Fig. 1-8A), présente cette forme en M. Cette observation nous conforte dans l'idée que les faibles taux de sédimentation pendant les bas niveaux marins, couplés à l'effet de la bioturbation, peuvent fortement modifier le signal initial.

La meilleure résolution de la CARKS-24 sur les derniers 100 ka permet de mieux contraindre les variations de signal du strontium par rapport à la courbe du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique (Fig. 1-8A). Lors de la transition MIS 2/1, la courbe du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique diminue rapidement vers des valeurs négatives (~ -2 ‰). La courbe du strontium augmente, quant à elle, progressivement sur près d'un mètre puis stagne sur les derniers 60 cm pour former un plateau. Sans datation radiocarbone sur la CARKS-24 il est difficile de contraindre dans le temps ce changement de tendance supposé marquer l'enneigement maximal de la plate-forme. Le début de l'enneigement du LBB a été daté à 7 ka BP avec un enneigement maximal limité par une stagnation du niveau marin après 4 ka BP (Droxler et al., 1983).

Pendant les MIS 2 à 4, le rapport Sr/Ca de la CARKS-24 présente des valeurs basses (0,06 à 0,11) sans tendance remarquable entre les MIS 2, 3 et 4. Les variations du niveau marin pendant ces périodes ne sont pas enregistrées dans le signal du Sr car pour chacune de ces périodes le niveau marin est en-dessous du niveau de la plate-forme mais également des marges de la pente nord du LBB, c'est-à-dire entre ~ -114 et -60 m par rapport au niveau marin actuel (Siddall et al., 2003). Pendant les MIS 5a à c, le signal du strontium oscille entre 0,1 et 0,22 au sein de la CARKS-24 (Fig. 1-8). Les variations du signal du strontium sont synchrones avec la courbe du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique pendant les MIS 5a et 5b, mais un découplage est observé pendant le MIS 5c.

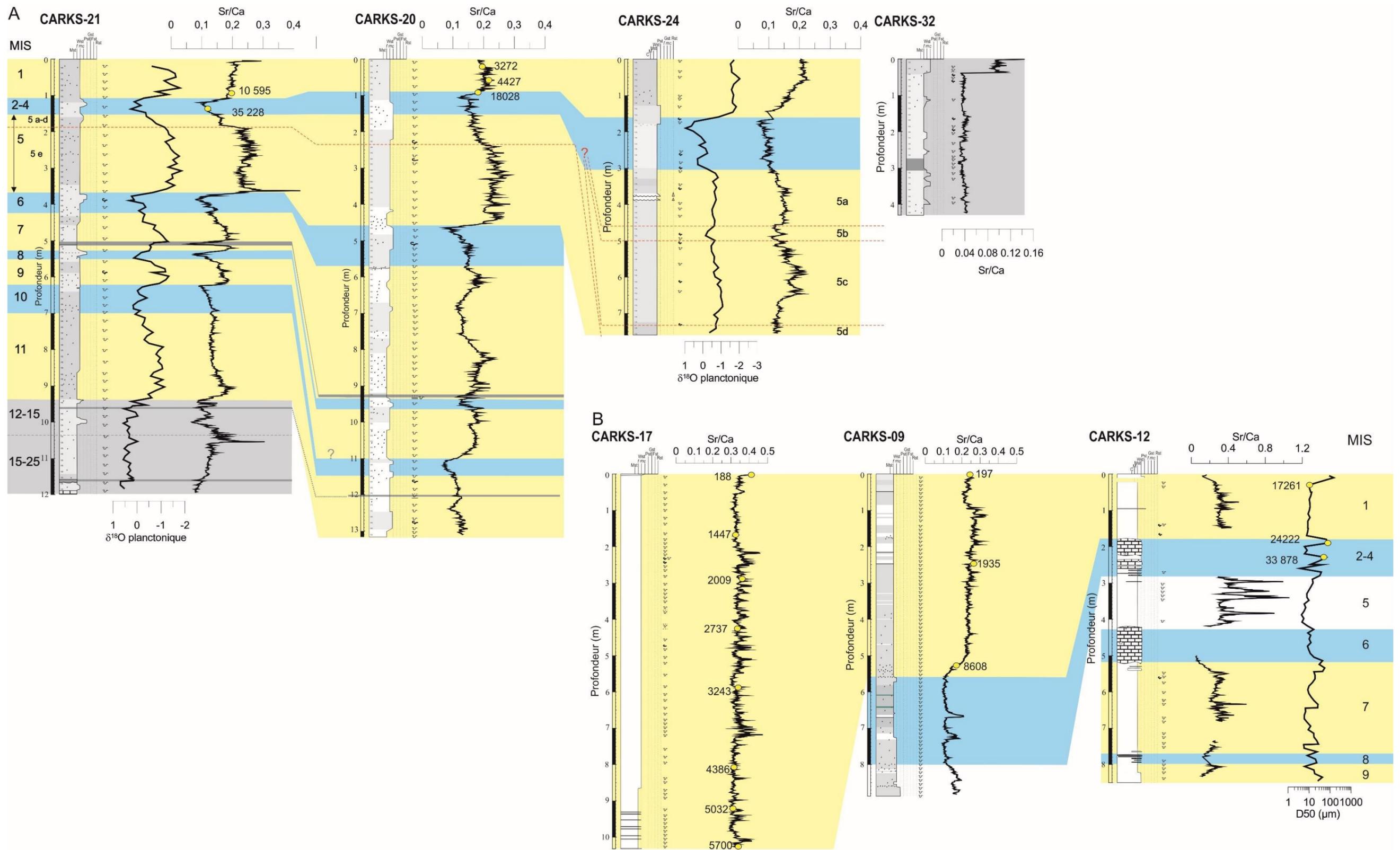


Figure 1-8 : A) Corrélations stratigraphiques entre quatre carottes de la pente nord du LBB : CARKS-21, CARKS-20, CARKS-24 et CARKS-32 montrant la lithologie couplée aux courbes du $\delta^{18}O$ planctonique et la courbe du rapport Sr/Ca. Les bandes jaunes indiquent les périodes interglaciaires, les bandes bleues les périodes glaciaires. Les bandes grisées indiquent les périodes où la stratigraphie n'est pas bien définie (CARKS-32 et base CARKS-21) ; B) Corrélations stratigraphiques entre quatre carottes de la pente ouest du GBB : CARKS-17, CARKS-07, CARKS-09 et CARKS-12 montrant la lithologie couplée à la médiane D50 avec la courbe du rapport Sr/Ca. Les âges indiqués sur les courbes Sr/Ca sont issus des datations ^{14}C et sont exprimés en années cal BP (erreurs dans le Tableau 1-1).

Les valeurs du rapport Sr/Ca sont globalement comparables d'une carotte à une autre pour une même période donnée (Tableau 1-3). Cependant certains paramètres peuvent faire varier le rapport Sr/Ca, comme la zone d'étude (sous le vent ou exposée aux vents dominants), la proximité à la plate-forme et l'influence ou non de la diagenèse précoce.

Tableau 1-3 : Intervalles des valeurs du rapport Sr/Ca pour différentes périodes données, moyennées à partir des carottes du LBB et du GBB.

MIS	1	2-4	5a-d	5e	6	7	8	9	10	11
Sr/Ca	0,18 - 0,4	0,1 - 0,17	0,16 - 0,21	0,22 - 0,28	0,08- 0,14	0,13- 0,21	0,07- 0,12	0,15 - 0,23	0,09 - 0,15	0,13 - 0,2

Quelques différences entre les carottes situées dans la zone du GBB et du LBB sont observables. Pendant le MIS 1, les carottes du GBB, telles que la CARKS-07 (~723 m de profondeur) et la CARKS-09 (~788 m de profondeur) présentent des rapports de Sr/Ca légèrement plus élevés (de 0,20 à 0,32 ; Fig. 1-8B) que les carottes CARKS-20 et CARKS-21 (de 0,18 à 0,23) situées à des profondeurs à peu près similaires sur les pentes du LBB (respectivement ~714 et ~799 m de profondeur). Ainsi, **les carottes situées dans la pente occidentale du GBB reçoivent plus d'apports de strontium par rapport au calcium que les carottes situées dans la pente nord du LBB. Il y a donc plus d'apports aragonitiques de la plate-forme sur les pentes sous le vent du GBB que sur les pentes exposées aux vents dominants du LBB.**

Les carottes les plus proximales sur les pentes du GBB, telles que la CARKS-12 (456 m de profondeur) ou la CARKS-17 (~425 m de profondeur), indiquent les valeurs de Sr/Ca les plus élevées pendant le MIS 1 (de 0,25 à 0,47) ; Fig. 1-8B). Les apports de strontium provenant de la plate-forme, il est logique que les carottes les plus proches de la plate-forme et donc de la source, reçoivent des apports en strontium relativement plus importants qu'en calcium. La carotte CARKS-18 (LBB) est également située à faible profondeur (404 m de profondeur) mais elle présente des valeurs plus faibles de Sr/Ca (de 0,19 à 0,23) que la CARKS-12 et la CARKS-17 pendant le MIS 1. Or, même si la CARKS-18 est située à des profondeurs d'eau comparables à la CARKS-12 et à la CARKS-17, elle est située à plus de 17 km de la plate-forme contre respectivement 6 et 3 km pour la CARKS- 12 et la CARKS-17.

Un autre point important est l'impact de la diagenèse précoce sur le rapport Sr/Ca. La carotte la plus affectée par la diagenèse précoce est la CARKS-32 (Fig. 1-8A). De la base au sommet, elle présente des valeurs très basses de Sr/Ca (de 0,03 à 0,05), traduisant une réduction de la quantité de strontium présente dans le sédiment. Aucune variabilité du signal Sr/Ca n'est enregistrée dans la CARKS-32 montrant que la diagenèse précoce a modifié et homogénéisé le signal initial du Sr/Ca tout au long de la carotte, empêchant toute corrélation stratigraphique. En effet, les minéraux carbonatés réagissent rapidement avec les eaux interstitielles qui peuvent dissoudre et/ou favoriser les précipitations de ciment carbonaté. Lorsque les processus diagénétiques modifient le signal original, il est impossible d'utiliser des méthodes de stratigraphie isotopique ($\delta^{18}\text{O}$, ^{14}C) ou basées sur le signal du Sr/Ca pour définir un cadre stratigraphique.

Quelques carottes présentant une couleur qui tend plus vers le jaune (10YR) par rapport à la majorité des carottes (5YR), telles que la CARKS-24, la CARKS-25, la CARKS-27 et la CARKS-28, sont susceptibles d'être légèrement modifiées par la diagenèse précoce. En effet, au sein de

ces carottes les valeurs du Sr/Ca sont les plus basses ($\sim 0,06$ pendant le MIS 2) mais les tendances entre les différentes périodes sont globalement respectées sauf pour la CARKS-27. Cette carotte présente des tendances dans le rapport Sr/Ca corrélables des MIS 1 à 5, uniquement sur le mètre le plus récent, ensuite les valeurs sont globalement homogènes allant de 0,05 à 0,12. Ces faibles valeurs traduisent l'influence de la diagenèse précoce. De la même manière les 30 derniers centimètres de la CARKS-21 sont influencés par la diagenèse précoce et présentent des valeurs de 0,07 à 0,08 (Fig. 1-8A, B). Ainsi, **l'influence de la diagenèse précoce tend à réduire la quantité de strontium par rapport au calcium dans les sédiments carbonatés ce qui se traduit par une réduction du rapport Sr/Ca vers des valeurs strictement inférieures à 0,1.**

Il faut noter qu'un autre outil montre une forte corrélation ($R = 0,93$) entre le signal de brillance du sédiment (L^*) et la quantité d'aragonite. Il a été mis en évidence sur la carotte MD99-2201 située sur la pente occidentale du GBB (Roth et Reijmer, 2005). Cette carotte longue de 38 m présente de forts taux de sédimentation sur les derniers 7230 ans cal BP. Cependant, le signal L^* ne semble pas confirmer cette corrélation sur des périodes de temps plus longues, en particulier pendant les périodes glaciaires (Fig. 1-7). En effet, les courbes du Sr/Ca ne se corrélaient pas avec la courbe du L^* car en période glaciaire les sédiments sont plus clairs (augmentation du L^*). Cette couleur plus blanche en période glaciaire peut s'expliquer par une plus forte abondance des coccolithes. Parfois, on observe une diminution du signal du L^* qui s'explique par le fait que les sédiments sont plus grossiers.

En conclusion, le signal XRF du strontium est l'outil stratigraphique le plus utilisé sur les pentes carbonatées pour définir les périodes d'inondation et d'exondation de la plateforme, et l'utilisation du rapport Sr/Ca permet de s'abstenir des effets granulométriques. Cependant, dans nos analyses, le signal Sr/Ca a pu être faussé par plusieurs facteurs :

- les taux de sédimentation trop faibles pour détecter les variations du signal isotopique, comme par exemple celui enregistré au sein du MIS 7. Ces variations sont fortement liées aux oscillations du niveau marin et induisent des variations de taux de sédimentation. Dans la carotte CARKS-21, les limites du MIS 7 pourraient être faussées et inclure l'ensemble des stades 7, 8 et 9 (Fig. 1-8A).

- lors de l'absence de sédiment récent au sommet des carottes, telles que dans la CARKS- 23 et la CARKS-33.

- lors de la troncature de la série par des phénomènes d'érosion. Dans la CARKS-22, le MIS 9 représente moins de 30 cm, ce qui est inhabituel pour les périodes interglaciaires post MBE dans les environnements de pentes carbonatées.

- lors de l'altération du signal du Sr/Ca par des processus de diagenèse précoce. Dans la CARKS-32, le signal original disparaît sur la quasi-totalité de la carotte, empêchant l'interprétation stratigraphique avec cet outil (Fig. 1-8B).

Dans de tels environnements, l'utilisation des méthodes de lithostratigraphie, de biostratigraphie et d'écostratigraphie permettent de s'abstenir des différents biais cités ci-dessus.

V. Lithostratigraphie : les niveaux riches en argiles de la pente nord du LBB

Ce paragraphe s'intéresse au potentiel des niveaux riches en argiles en tant que repères stratigraphiques à l'échelle de la pente nord du LBB. L'analyse en DRX de 6 échantillons prélevés dans les niveaux gris et/ou verdâtres (fraction > 63 µm) identifiés lors de la description montre la présence de minéraux argileux en abondance. Dans ces niveaux, la teneur en carbonates n'est que de 58 à 78 %. Un assemblage composé de smectite, illite, kaolinite, chlorite et parfois quelques interstratifiés caractérise ces niveaux (Tableau 1-4).

Les deux échantillons de la CARKS-20 des deux niveaux gris et/ou verdâtres (1199 et 931 cm) ont des compositions assez semblables : respectivement 30 et 25% de smectite 30 et 27% d'illite, 25 et 21% de kaolinite et 15 et 20% de chlorite (Tableau 1-4). La différence principale réside dans la présence d'interstratifiés illite-smectite à hauteur de 7% dans le niveau argileux le plus récent de la carotte (931 cm).

L'échantillon du niveau argileux le plus récent de la CARKS-21 (506 cm) est caractérisé par sa richesse en illite (44%) et en chlorite (20%), tandis que la kaolinite (17%) et la smectite (14%) sont moins abondantes (Tableau 1-4). Le niveau argileux intermédiaire de la CARKS-21 (958 cm) est assez riche en smectite (36%) associée à 25% d'illite, 20% de kaolinite et 16% de chlorite. Le troisième niveau argileux de la CARKS-21 (1159 cm) est riche en smectite (44%) associée à l'illite (23%) et à la kaolinite (19%). La chlorite est moins abondante (13%).

Tableau 1-4: résultats des analyses minéralogiques de la fraction argileuse <2µm. Les résultats semi-quantitatifs de ces analyses minéralogiques sont précis à ±5%.

Carotte	Ech.	Smectite	Interstratifiés 10-14S (R1)	Illite	Kaolinite	Chlorite	Minéraux accessoires
CARKS-20	931 cm	25%	7%	27%	21%	20%	Amphibole, Feldspaths plagioclases
	1199 cm	30%	-	30%	25%	15%	
CARKS-21	506 cm	14%	5%	44%	17%	20%	Amphibole, Feldspaths plagioclases
	958 cm	36%	3%	25%	20%	16%	
	1159 cm	44%	1%	23%	19%	13%	
CARKS-32	278 cm	75%	-	8%	11%	6%	

Malgré les différences de proportions en smectite et en illite, les deux niveaux argileux les plus récents dans les carottes CARKS-20 et 21 peuvent être corrélés grâce aux minéraux accessoires (présence d'amphiboles et de feldspaths plagioclases) et à leur position stratigraphique déduite des différents outils. Ce niveau argileux serait présent à la transition MIS 7/8.

Le niveau argileux épais de 20 cm de la CARKS-32 (278 cm) est dominé par la smectite (75%). Les autres minéraux sont peu abondants.

Les analyses des minéraux carbonatés associés aux minéraux argileux révèlent un signal très pélagique avec une large majorité de calcite faiblement magnésienne, et peu d'apport depuis la plate-forme pendant le dépôt de ces niveaux argileux (Tableau 1-5).

Les deux niveaux les plus récents des carottes CARKS-21 et 20 ont des compositions comparables alors que le niveau le plus ancien de la CARKS-21 contient très peu d'aragonite mais une quantité non négligeable de dolomite (Tableau 1-5).

L'épais niveau argileux de la CARKS-32 présente à nouveau des compositions différentes des autres niveaux des autres carottes, avec une composition quasi-totale en calcite faiblement magnésienne (Tableau 1-5). Ceci peut s'expliquer à la fois par sa position la plus distale par rapport à la plate-forme et son exposition maximale au courant des Antilles. Karpoff et al. (2002) ont montré que les niveaux riches en argiles du Pliocène sont caractérisés par une forte teneur en smectite (50-100%). Les assemblages de coccolithophores suggèrent un âge Pliocène pour le niveau riche en argiles de cette carotte.

Ces analyses ne nous permettent pas de discriminer clairement les niveaux argileux entre eux, à part le niveau le plus récent, à la limite MIS 7/8. La source des minéraux argileux est donc très probablement la même.

Tableau 1-5: Résultats des analyses minéralogiques de la fraction < 63 µm. Le quartz n'a pas été quantifié et ne donne qu'une vue qualitative.

Carotte	Echantillon	Aragonite (% poids)	Calcite faiblement magnésienne (% poids)	Calcite fortement magnésienne (% poids)	Dolomite (% poids)	Quartz
CARKS-20	931 cm	27	64	0	9	6468
	1199 cm	29	66	0	5	4724
CARKS-21	506 cm	18	68	0	15	6903
	958 cm	26	70	0	4	2071
	1159 cm	12	62	0	26	8301
CARKS-32	278 cm	2	96	0	1	3191

Dans les sédiments marins de la région des Bahamas, des niveaux riches en argiles ont été préservés au niveau du détroit de Floride (Leg 166 ; Eberli et al., 1997) et au nord du LBB (Leg 101 ; Hüggenberg et Füchtbauer, 1988). Les niveaux riches en argiles du Pléistocène présentent des compositions minéralogiques similaires d'une étude à l'autre (Tableau 1-6). Ces niveaux riches en argiles sont riches en illite, kaolinite, chlorite, et pauvres en smectite (5-15%) et interstratifiés (5-10%). Ils se différencient fortement des niveaux riches en argiles du Pliocène par leur forte teneur en smectite (45-100% ; Karpoff et al., 2002).

Tableau 1-6: Composition minéralogique des 5 niveaux riches en argiles les plus récents présents dans les puits ODP 627A et 627B (Leg 101) ainsi que dans les carottes CARKS-20, CARKS-21 et du niveau argileux de la CARKS-32 (LBB). Les signes + indiquent que ces minéraux sont détectés mais qu'ils n'ont pas été quantifiés. Les pourcentages de l'illite et de la Muscovite n'ont pas pu être différenciés pour les puits ODP.

Carotte/Forage	N°	% Smectite	% Chlorite + Kaolinite	% Illite (+ Muscovite pour puits ODP)
ODP 627 A	1	4	29	67
	2	+	+	+
ODP 627B	1	4	34	62
	2	?	?	?
	3	27	31	42
	4	22	40	38
	5	43	18	39
	6	70	8	22
CARKS-20	1	25	41	27
	2	30	40	30
CARKS-21	1	14	37	44
	2bis	36	36	25
	3	44	32	23
CARKS-32	6 ?	75	17	8

Les niveaux riches en argiles les plus récents présentent un âge proche de 400 ka dans le forage ODP du puits 1006 (Leg 166), situé dans le détroit de Floride (Eberli et al., 1997). Les taux de sédimentation sur le site ODP 627 (Leg 101) ont été estimés entre 14 et 15 m/Ma (Shipboard Scientific Party, 1986). A partir de ces taux de sédimentation, les âges de ces niveaux riches en argiles ont été estimés (Tableau 1-7 ; Prognon, 2006). La corrélation stratigraphique entre les niveaux riches en argiles met en évidence 3 niveaux sur le dernier million d'années. Seul le niveau n°2bis de la CARKS-21 donne un âge différent des âges décrits pour le n°2.

Tableau 1-7: résultats stratigraphiques des niveaux riches en argiles des carottes étudiées et du site ODP 627 (Hüggensberg et Füchtbauer, 1988) dont les âges (en ka) ont été estimés par interpolation linéaire des taux de sédimentation estimés (~14 m/Ma) sur le site ODP 627 (Shipboard Scientific Party, 1986 ; Prognon, 2006).

N°	Cette étude					Leg 101		
	CARKS-20	CARKS-21	CARKS-22	CARKS-28	CARKS-33	CARKS-32	627 A	627B
1	~243	~243	~243				~264	~229
2	~375			~375	x		~364	~321
2bis		~420						
3		~830			?			~814
4								2200
5								3500
6						?		5600

Ces résultats montrent une variabilité notable pour les compositions malgré la proximité des carottes. Les écarts des âges sont liés à la méthode de datation des niveaux riches en argiles des puits ODP mais semblent en accord d'une étude à l'autre. Cependant, leur origine est très controversée :

- (1) saharienne (forage du « Northwest Providence Channel ») (Eaton, 1986 ; Boardman et al., 1995) ;
- (2) nord-américaine (Leg 101) (Hüggenberg et Füchtbauer, 1988) ;
- (3) cubaine (Leg 166) (Eberli et al., 1997).

La smectite pourrait indiquer la néoformation d'apports de type volcanique alors que certains auteurs la considèrent comme authigène dans la zone, ou comme provenant de Cuba (Karpoff et al., 2002). Les carottes contenant des niveaux riches en argiles sont toutes situées au nord du LBB et sont donc sous l'influence du courant des Antilles dont la trajectoire se situe à l'est de l'arc des Petites Antilles. Ces îles volcaniques pourraient apporter les éléments (Fe, Mg) issus de l'érosion de roches basaltiques nécessaires à la formation de smectite.

La kaolinite indiquerait une source plus hydrolysée typique des sols tropicaux, tels que les sols latéritiques de Guadeloupe (Opfergelt et al., 2012).

L'illite et la chlorite sont des minéraux détritiques d'origine proximale, mais qui peuvent aussi tracer des apports éoliens de longue distance. Les poussières qui atteignent les Caraïbes seraient originaires de la partie orientale du Sahara et sont caractérisées par un rapport illite/kaolinite d' ~ 1 (Caquineau et al., 2002). L'augmentation du flux de poussières sahariennes lors de la dernière période glaciaire est liée à l'augmentation de l'aridité des zones sources et à l'augmentation de l'intensité des vents (Grousset et al., 1998).

En conclusion, il est difficile de déterminer les origines et les proportions des différentes sources des niveaux riches en argiles. Cependant, les cortèges argileux suggèreraient 3 sources différentes (Fig. 1. 9) :

- les poussières sahariennes marquées par les apports de chlorite et d'illite, intégrées plus ou moins tôt dans le trajet du courant des Antilles ;
- l'érosion des sols latéritiques des îles des Petites Antilles (*e.g.* Guadeloupe) marquée par les apports de kaolinite ;
- les apports de types volcanique ou authigènes marqués par les apports de smectite.

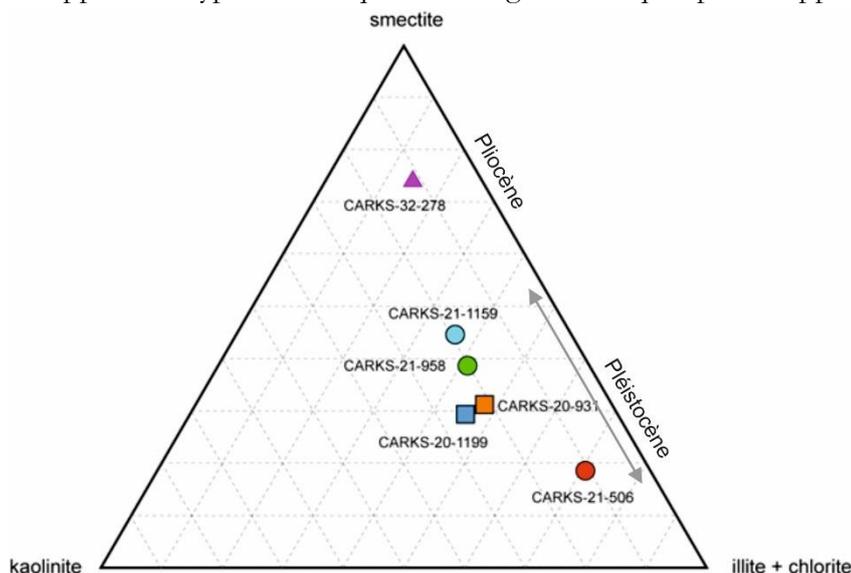


Figure 1-9: Diagramme ternaire montrant les différents niveaux riches en argiles en fonction des 3 pôles kaolinite, smectite et illite/chlorite.

VI. Biostratigraphie basée sur les assemblages de coccolithophores

La biostratigraphie basée sur les assemblages de coccolithophores a été réalisée sur 157 échantillons par Jacques Giraudeau (Tableau 1-8). Ces analyses sont venues renforcer le modèle stratigraphique sur 20 carottes de manière ponctuelle à certains niveaux-clés. Les zones d'acmé des coccolithophores ont été d'une grande utilité dans la construction du modèle stratigraphique, notamment pour distinguer les MIS 7 et 9.

Tableau 1-8 : Liste des résultats des assemblages de coccolithophores sur 20 carottes (J. Giraudeau). Les nombres indiqués dans les cases correspondent aux profondeurs (en cm) des carottes.

Carotte	Nombre d'analyses	Zones d'acmé observées (valeur en cm)						Perturbation	
		<i>E. huxleyi</i>	transitionnel	<i>G. aperta</i>	<i>G. caribbeanica</i>	Petites <i>Gephyrocapsa</i>	Faunes Pliocène	Nannos rares	Nannos remaniés
CARKS-04	9	3-19			117-175		43-71		117-175
CARKS-05	6		144-247		396-646			22	
CARKS-06	1							726	
CARKS-10	6		9	725				413	
CARKS-12	5	174		765	845			281, 525	
CARKS-14	3	2	256-788						Tous = Faunes Neogène
CARKS-18	3	39-69	94						
CARKS-20	26	54-210	252-372	422-962	1042-1302				
CARKS-21	35	70-158	308	418	638-1023, LO <i>P. lacunosa</i> =949	1033-1133, LO <i>R. asanoi</i> = 1103		1159-1193	
CARKS-22	11	51		270	571-1235				
CARKS-23	3	1	217					76	
CARKS-26	7	4		18	33-102	105		105	
CARKS-27	9	46		212	312-721				115
CARKS-28	6	0.5		373-587	705-885			315	
CARKS-30	4	19						218-360	x
CARKS-31	4		112-126				174-228		112-226
CARKS-32	4					30	226-425		30
CARKS-33	8	5		35-65	98-137			177-337	
CARGC-25B	2			234				1	
CARGC-26A	5	1-141						179	

Dans la suite de ce chapitre, les résultats des analyses biostratigraphiques sur les assemblages de coccolithophores seront présentés de manière synthétique sur chaque carotte. La carotte CARKS-21, qui remonte le plus loin dans le temps, illustre ces résultats dans la figure 1-10. Cette figure montre la correspondance entre la courbe du $\delta^{18}\text{O}$ ainsi que l'ensemble des zones d'acmé des coccolithophores sur le dernier million d'années (Fig. 1-10). Chaque zone d'acmé est représentée par un encadré de couleur propre à chaque acmé (Fig. 1-10). De plus, les dernières apparitions des espèces *P. lacunosa* et *R. asanoi* sont respectivement schématisées par une étoile jaune et par un pentagone jaune (Fig. 1-10).

L'analyse des assemblages des coccolithes permet également d'observer de potentiels remaniements, avec le mélange de faunes d'âges différents comme dans les carottes CARKS-05, CARKS-30, CARKS-31 ou CARKS-32 (Tableau 1-8). Toutefois, la résolution des zones d'acmé des coccolithes n'est pas suffisante pour analyser les processus et transferts sédimentaires sur les pentes puisqu'en moyenne chaque zone d'acmé recouvre plusieurs MIS. Pour cela, les

assemblages des foraminifères planctoniques ont été couplés aux méthodes stratigraphiques précédentes dans le but d'améliorer la résolution du modèle stratigraphique.

CARKS-21

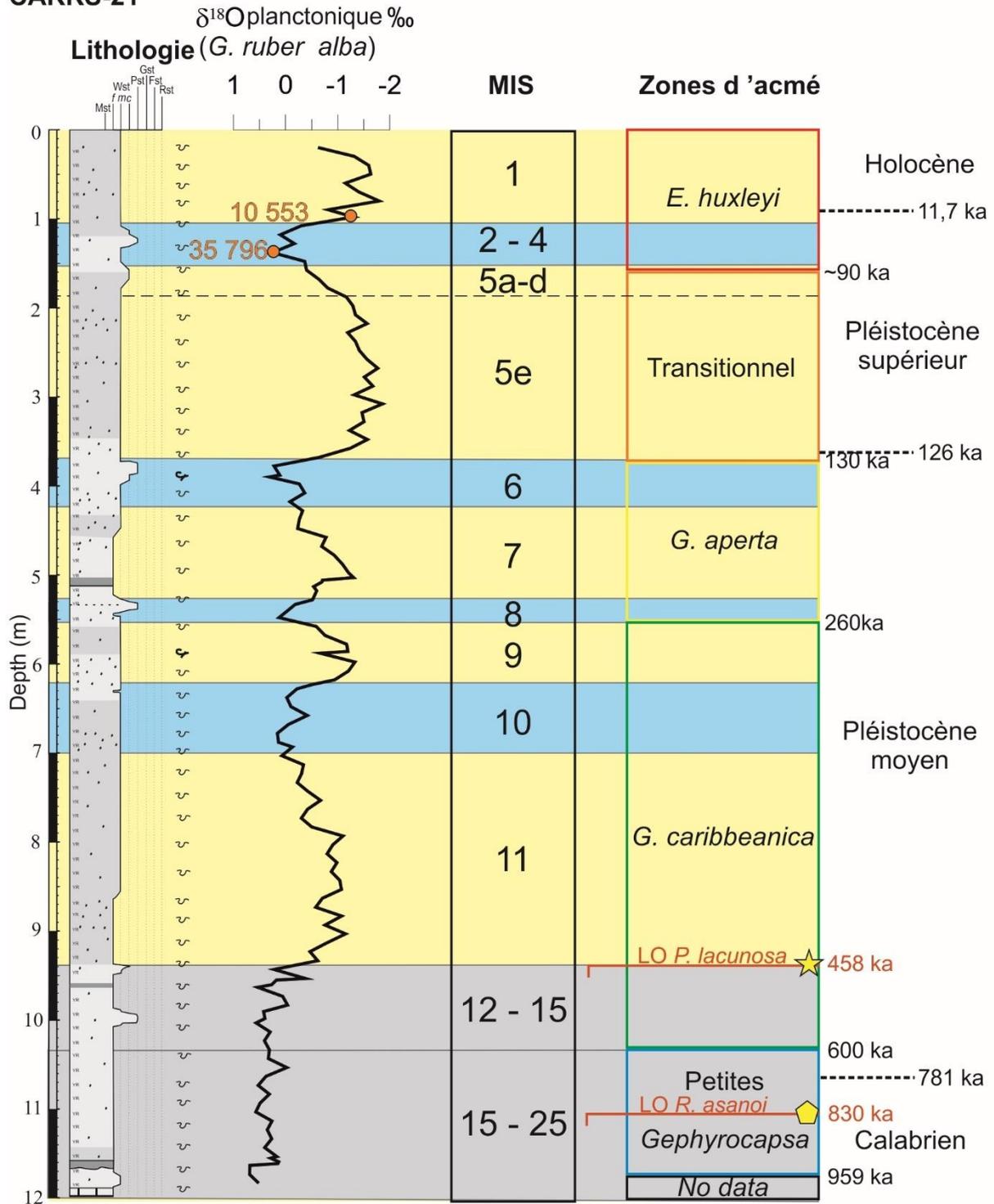


Figure 1-10: Exemple de la carotte CARKS-21 avec la lithologie, la courbe du δ¹⁸O planctonique et les âges ¹⁴C en années cal. BP (erreurs dans le Tableau 1-1), les MIS ; les zones d'acmé, les âges des limites des zones d'acmé (Thierstein et al., 1977 ; Pujos, 1988 ; Sato et al., 1991 ; Raffi et al., 1993 ; Weaver, 1993) et les encadrés de couleur utilisés dans cette étude. Les bandes jaunes indiquent les périodes interglaciaires, les bandes bleues les périodes glaciaires et les bandes grisées indiquent les périodes où la stratigraphie n'est pas bien définie.

VII. Ecostratigraphie basée sur les assemblages de foraminifères planctoniques

Les noms de deux espèces ont été raccourcis afin de faciliter la lecture du texte. Il s'agit du nom de l'espèce *Globorotalia truncatulinoides truncatulinoides* (dx ou sx) simplifié en *G. truncatulinoides* (dx ou sx) et du nom de l'espèce *Globorotalia menardii menardii* simplifié en *G. menardii*.

Les assemblages de foraminifères planctoniques sont dominés par les espèces *Globigerinoides ruber alba* (20-50 %), *Globigerinoides sacculifer* (10-30 %), et *Globigerinoides ruber rosea* (5-30 %). Dans une moindre proportion, d'autres espèces, groupes d'espèces ou morphotypes sont également présents : le complexe *Globorotalia menardii* incluant *G. menardii menardii*, *G. tumida tumida* et *G. tumida flexuosa* (0-16 %), ainsi que les espèces *Neogloboquadrina dutertrei* (0-16 %), *Globigerina calida* (4-12 %), *Globigerina siphonifera* (2-10 %), *Globigerina rubescens* (0-10 %), *Globigerinoides tenellus* (0-8 %), *Globorotalia truncatulinoides* dextre (0-6 %), *Globorotalia crassaformis* senestre (0-5 %), le groupe *Orbulina* (0-6%), *Globorotalia inflata* (0-5 %), *Globorotalia falconensis* (0-5 %), *Neogloboquadrina incompta* (0-8 %), *Globigerinoides conglobatus* (0-3 %), *Globorotalia hirsuta* (0-2 %) et *Globorotalia truncatulinoides* senestre (0-2 %). Certaines espèces ou morphotypes n'apparaissent que de manière ponctuelle (0-1 %) tels que *Globorotalia crassaformis* dextre, *Globorotalia bermudezi*, *Globorotalia hirsuta*, *Turborotalia cristata* et *Turborotalia hexagona*.

Les pourcentages relatifs des différentes espèces vont varier au cours du temps, en fonction des périodes glaciaires et interglaciaires mais également au sein d'une même période. Les écozones sont définies à partir des apparitions et disparitions (souvent temporaires), des pics d'abondance ou des occurrences locales de taxons spécifiques. Deux trames écostratigraphiques issues des comptages des assemblages complets de foraminifères planctoniques ont été définies : la première est focalisée sur le dernier cycle climatique, c'est-à-dire les derniers 71 ka (MIS 1 à 4) à partir des carottes situées sur la zone du GBB, et la seconde concerne les 5 derniers cycles depuis le MBE, c'est-à-dire les derniers 424 ka (du MIS 1 au 11) à partir des carottes situées sur la zone du LBB.

La nomenclature des différentes écozones définies dans cette étude est basée sur la biozonation d'Ericson et Wollin (1956 ; 1968). Ainsi, des subdivisions ont été créées au sein des biozones Z à V et sont numérotées par ordre décroissant (de l'écozone la plus ancienne à la plus récente).

VII.1. Ecostratigraphie du dernier cycle climatique (MIS 1- 4) sur les pentes du GBB

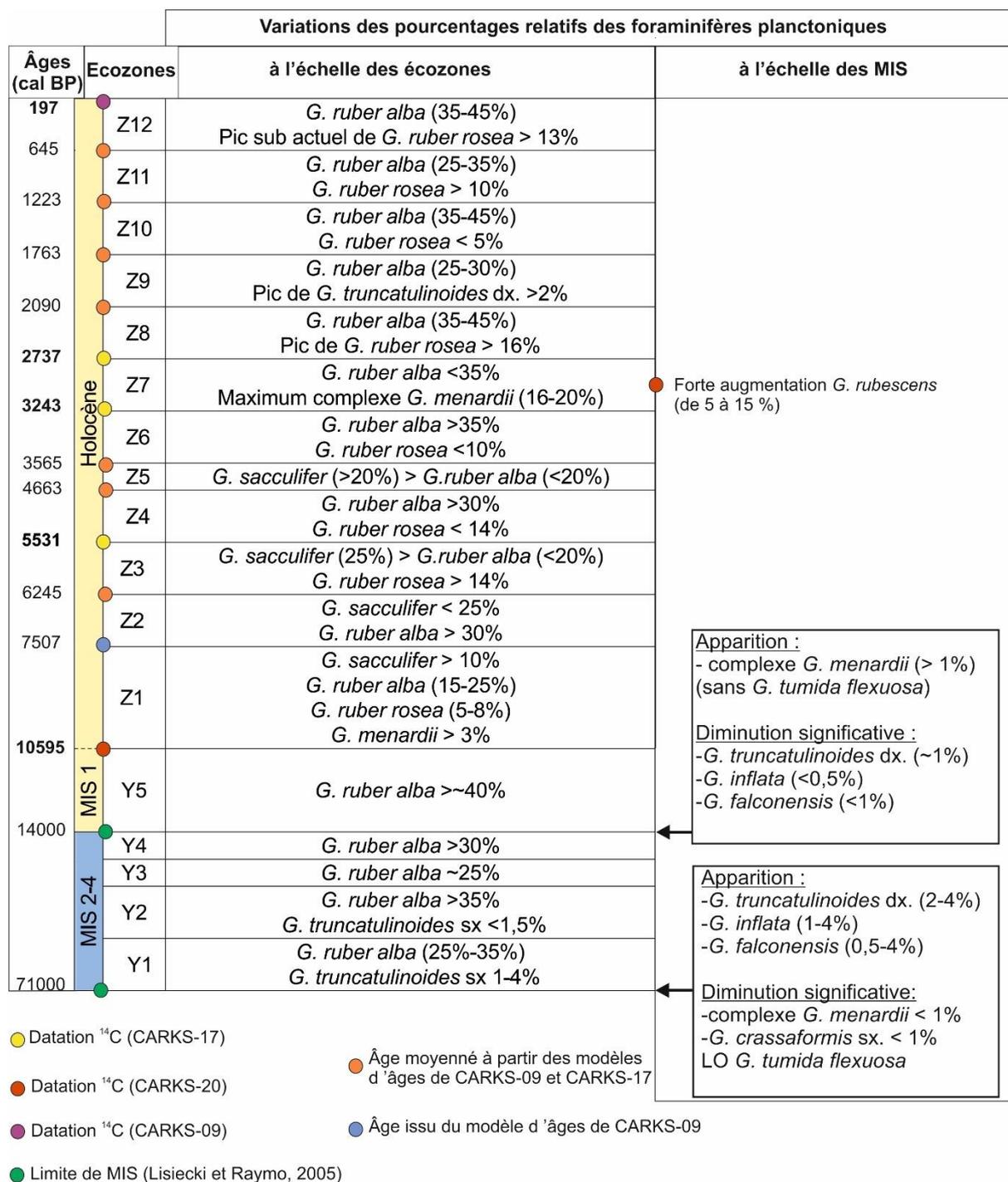
Le premier schéma écostratigraphique a été développé sur les carottes CARKS-09 et CARKS-17, dans la zone du GBB. Cette trame chronologique comprend treize écozones (Y5 à Z12) pendant le MIS 1 dont douze écozones (Z1 à Z12) sur l'Holocène, ainsi que quatre écozones (Y1 à Y4) sur la dernière période glaciaire (MIS 2 à 4). La limite entre les biozones Y et Z ne correspond pas à la limite isotopique entre le MIS 2 et le MIS 1. En effet, l'écozone Y5 est incluse dans le MIS 1 et correspond au début du MIS 1, c'est-à-dire à la déglaciation (Terminaison I).

Les écozones ont été définies sur la carotte CARKS-09 en prenant en compte les variations des pourcentages relatifs supérieurs à 10 % de l'espèce dominante *G. ruber alba* (Tableau 1-9). De façon générale, les écozones impaires se caractérisent par des pourcentages de *G. ruber alba* > 35%. Les variations des pourcentages relatifs d'autres espèces sont parfois indiquées pour aider à discriminer une écozone d'une autre tels que le complexe *G. menardii*, et les espèces *G. ruber rosea*, *G. sacculifer*, et *G. truncatulinoides* dx (Tableau 1-9, Fig. 1-11).

Certaines espèces présentent des variations s'observant à la transition entre le MIS2 et le MIS 1 tel que le complexe *G. menardii*, et les espèces *G. inflata*, *G. falconensis*, *G. truncatulinoides* dx (Tableau 1-9, Fig. 1-11). Bien que ces variations soient de faible amplitude dans certains cas, elles constituent des points de repère stratigraphiques essentiels au cours du Pléistocène. Les variations de ces espèces ont été indiquées dans la colonne de droite du Tableau 1-9 afin d'alléger la lecture des différentes écozones (Tableau 1-9). Les écozones Z3 à Z12 ont été ensuite corrélées avec la carotte CARKS-17 (Fig. 1-11).

Bien que les âges indiqués dans le Tableau 1-9 présentent une erreur maximale difficile à quantifier, les écozones décrites pour le dernier cycle climatique couvrent des durées s'étendant de 330 ± 60 ans (Z9) à 3400 ± 60 ans (Y5, Terminaison I) au cours du MIS1.

Tableau 1-9: Les différentes écozones définies sur les pentes du GBB au cours du dernier cycle climatique (MIS 1 à 4). LO pour *last occurrence*. Erreur minimale de ± 30 ans sur les âges de 197 à 10595 ans cal BP.



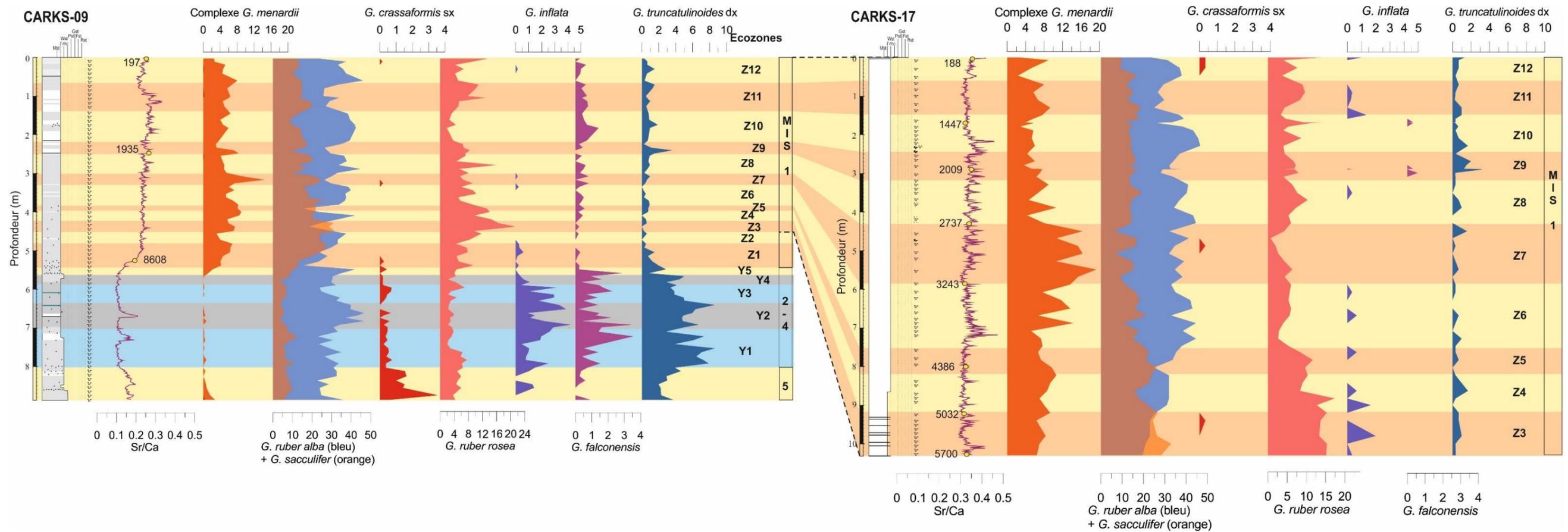


Figure 1-11 : Corrélations des écozones Z1 à Z12, et Y1 à Y5 entre les carottes CARKS-09 et CARKS-17 (GBB). Courbes de présence des foraminifères planctoniques en pourcentage. Les comptages des foraminifères planctoniques de la carotte CARKS-17 ont été effectués par E. Ducassou. Les bandes jaunes et orange indiquent des écozones pendant les périodes interglaciaires, les bandes bleues et grises indiquent des écozones pendant les périodes glaciaires. Les âges indiqués sur la courbe du Sr/Ca sont issus des datations ¹⁴C et sont exprimés en années cal BP (erreurs dans le Tableau 1-1).

VII.2. Ecostratigraphie des 5 derniers cycles climatiques (MIS 1 à 11) sur les pentes du LBB

Le second schéma écostratigraphique a été développé sur les carottes CARKS-20, CARKS-21 et CARKS-24 dans la zone du LBB. Il comprend 25 écozones (Z à V1) sur les derniers 424 ka, du MIS 1 au 11. Cette trame chronologique comprend huit écozones (X1 à X8) au sein de la biozone X qui correspond au MIS 5, ainsi que quatorze écozones (V1 à V14) au sein de la biozone V qui correspond aux MIS 7 à 11. Les biozones Z, Y et W n'ont pu être subdivisées dans ce second schéma écostratigraphique car les taux de sédimentation y sont trop faibles.

Les écozones ont été définies en prenant en compte les variations des pourcentages relatifs supérieurs à 5% de l'espèce dominante *G. ruber alba*, mais également de *G. ruber rosea*, *G. sacculifer*, le complexe *G. menardii*, *G. falconensis*, *G. inflata*, *G. truncatulinoides* dx, et *G. crassaformis* sx (Tableau 1-10). L'abondance de *G. crassaformis* sx ne dépasse pas 4 % et pourtant des variations de 2% semblent être significatives entre X3 et X4, même si la limite entre ces écozones est principalement confortée par la diminution (< 8 %) de *G. ruber rosea* (Tableau 1-10, Fig. 1-12).

Des points de repère stratigraphiques supplémentaires ont été rajoutés à droite des descriptions des écozones (Tableau 1-10). Ces points de repère peuvent être lithologiques avec la présence des niveaux riches en argiles ou bien faunistiques, maxima issus des assemblages de foraminifères planctoniques. Ces maxima n'ont pas été intégrés dans les écozones car ils n'ont été détectés qu'au sein d'une seule carotte. L'absence de ces observations dans la CARKS-21 s'explique principalement par les faibles taux de sédimentation. Deux niveaux riches en argiles sont présents sur les derniers 424 ka. Le premier se trouve à la transition MIS 8/7 (Terminaison III) dans les deux carottes CARKS-20 et CARKS-21 (Fig. 1-10). Le deuxième apparaît à la transition MIS 12/11 dans la carotte CARKS-21 (Terminaison V) et pendant le MIS 11 dans la carotte CARKS-20 (Fig. 1-10).

Pendant le MIS 1, les taux de sédimentation sont trop faibles sur la zone du LBB pour permettre d'utiliser la trame stratigraphique définie sur le dernier cycle climatique (Tableau 1-9). Seul, un niveau remarquable est indiqué et correspond au maximum en pourcentage relatif du complexe *G. menardii* à 6% (Fig. 1-12). Ce niveau est daté à 3272 ± 30 ans cal BP dans la carotte CARKS-20 et est associé avec le pic du complexe *G. menardii* et de l'espèce *G. rubescens* définis dans l'écozone Z7 du modèle stratigraphique du dernier cycle climatique (Tableau 1-9). Les limites de l'écozone Z7 ont été datées entre 2737 ± 30 ans et 3243 ± 30 ans cal BP dans la carotte CARKS-17. Par contre, le modèle d'âge basé sur les datations de la CARKS-09 suggère des limites d'âge plus anciennes entre 3178 et 3896 ± 30 ans cal BP. Ces limites d'âge sont cohérentes avec un pic du complexe *G. menardii* dans la zone du LBB et du GBB autour de 3200 ans cal BP.

Toutes les périodes glaciaires sont représentées par des niveaux condensés liés à de faibles taux de sédimentation. Ainsi, une seule écozone a pu être définie au sein de chaque période glaciaire. Deux points de repère, marqués par les maxima sub-synchrones de *G. inflata* et *G. falconensis*, sont toutefois indiqués au sein du MIS 2-4 et correspondent à la limite Y2/Y3 et à l'écozone Y1 (Tableau 1-9).

Les écozones X8, X7, X6 et X5 correspondent respectivement aux stadières/interstadières MIS 5a, 5b, 5c et 5d (Tableau 1-10). Elles n'ont été définies que sur la carotte CARKS-24 du fait des forts taux de sédimentation enregistrés pendant ces périodes (Fig. 1-13). L'écozone X5 est la moins bien documentée car la carotte CARKS-24 n'en comprend que la dernière partie. Les variations des pourcentages relatifs des différentes espèces de foraminifères planctoniques sont principalement définies à partir des carottes CARKS-20 et CARKS-21. Ces écozones ont été corrélées entre les carottes CARKS-24 et CARKS-25 et montrent qu'elles sont reproductibles d'une carotte à l'autre, sur une distance de ~1000 km (Fig. 1-11).

Certaines écozones n'ont pas pu être validées par corrélation entre deux carottes et ne sont donc que des propositions. Les écozones V9, V10, V11, V12, V13 et V14 correspondent à différentes périodes au sein du MIS 7. Seule la carotte CARKS-20 montre une résolution permettant la détection de l'ensemble de ces écozones. En effet, la résolution de la CARKS-21 pendant le MIS 7 permet de détecter seulement les écozones V9 et V10. Les écozones V13 et V14 ainsi que V11 et V12 ne peuvent être différenciées et ont été groupées (zone rose dans Fig. 1-12). La forte diminution du complexe *G. menardii* permet toutefois de définir la limite entre les écozones V12 et V13 (Tableau 1-10).

Les écozones V5, V6 et V7 correspondent à différentes périodes au sein du MIS 9 (Tableau 1-10). Elles ont été définies préférentiellement par rapport aux variations des pourcentages relatifs des foraminifères planctoniques observées dans la carotte CARKS-20. Cette carotte est la seule à présenter une résolution suffisante pour définir des écozones au sein du MIS 9 (Fig. 1-12).

Les écozones V1, V2 et V3 correspondent à différentes périodes au sein du MIS 11 (Tableau 1-10). Elles ont été définies uniquement par rapport aux variations des pourcentages relatifs des foraminifères planctoniques observées dans la CARKS-21. En effet, aucune autre carotte de référence ne traverse l'ensemble des dépôts datant du MIS 11 (Fig. 1-12).

Tableau 1-10 : Description des différentes écozones du MIS 1 au MIS 11 décrites sur les pentes du LBB. Les zones jaunes indiquent les périodes interglaciaires, les zones bleues les périodes glaciaires, et les zones grises les écozones qui n'ont pas été définitivement validées par comparaison. Les âges des limites de stades et interstades donnés sont issus de la synthèse de Lisiecki et Raymo (2005). Les acmés des coccolithophores sont représentés d'après le code couleur définis dans la Figure 1-8. Les âges à 220 et 234 ka sont déduits du bas niveau marin enregistré pendant le MIS 7 à partir du signal du strontium de la CARKS-20.

Age (ka BP)	MIS	Écozones	Variations des pourcentages relatifs des foraminifères planctoniques	Points de repères	Age (ka BP)	MIS	Écozones	Variations des pourcentages relatifs des foraminifères planctoniques	Points de repères
14	1	Z	Complexe <i>G. menardii</i> > 1% <i>G. sacculifer</i> > 10% <i>G. inflata</i> < 1% <i>G. falconensis</i> < 1,5% <i>G. truncatulinoides</i> dx. < 2%	Maximum du complexe <i>G. menardii</i> à 6% (Z6-272 ka cal BP)	191	6	W	<i>G. inflata</i> > 1,5% <i>G. falconensis</i> > 1% <i>G. truncatulinoides</i> dx. > 2% Complexe <i>G. menardii</i> ~1%	Pic <i>G. ruber rosea</i> à 12%
71	2-4	Y	<i>G. inflata</i> > 1,5% Pic de <i>G. falconensis</i> > 1,5% <i>G. truncatulinoides</i> dx. > 2% Complexe <i>G. menardii</i> < 0,5% <i>G. sacculifer</i> < 6%	2 maxima de <i>G. inflata</i> et <i>G. falconensis</i> LO <i>G. tumida flexuosa</i>	220	7	V14	<i>G. sacculifer</i> < 10% <i>G. ruber alba</i> 30-40% Complexe <i>G. menardii</i> 1-2% <i>G. falconensis</i> < 1,5% <i>G. sacculifer</i> 10-20%	Pic <i>G. ruber rosea</i> à 8%
85	5a	X8	Présence ponctuelle du complexe <i>G. menardii</i> ~ 0,5%		234	7	V13	Complexe <i>G. menardii</i> 2-4% <i>G. sacculifer</i> 5-10% <i>G. ruber alba</i> ~30% <i>G. sacculifer</i> 10-20% <i>G. ruber alba</i> 35-40%	Pic <i>T. hexagona</i> < 1%
92	5b	X7	<i>G. ruber alba</i> ~40-45% <i>G. falconensis</i> < 1%				V12	<i>G. ruber alba</i> ~30% <i>G. sacculifer</i> 5-10% <i>G. ruber alba</i> ~30% <i>G. sacculifer</i> 10-20% Complexe <i>G. menardii</i> 1-2% <i>G. sacculifer</i> 20-30% <i>G. ruber alba</i> 30-35%	Pic <i>T. hexagona</i> < 1%
106	5c	X6	<i>G. inflata</i> < 1% Augmentation abrupte à 20% puis diminution progressive à 5% de <i>G. sacculifer</i>				V11	Complexe <i>G. menardii</i> 2-5% <i>G. sacculifer</i> 12-20% <i>G. inflata</i> < 2%	niveau riche en argiles n°1
115	5d	X5	Minima de <i>G. sacculifer</i> 5% Pic de <i>G. falconensis</i> 1-3% <i>G. inflata</i> ~2% <i>G. ruber alba</i> > 30% <i>G. crassaformis</i> sx < 0,5%		243	8	V8	<i>G. inflata</i> > 2% <i>G. falconensis</i> > 2% Complexe <i>G. menardii</i> < 1% <i>G. ruber alba</i> > 35% <i>G. sacculifer</i> < 15% <i>G. falconensis</i> < 2% <i>G. ruber alba</i> 30-40%	
		X4	Complexe <i>G. menardii</i> > 2% Diminution progressive de 20 à 10% de <i>G. sacculifer</i> <i>G. ruber rosea</i> < 5% <i>G. crassaformis</i> sx 1,5-4% <i>G. ruber alba</i> < 30%		300	9	V7	<i>G. inflata</i> < 2% Complexe <i>G. menardii</i> > 1% <i>G. sacculifer</i> < 15% <i>G. inflata</i> > 2%	
		X3	Diminution à 5% puis augmentation progressive à 10% de <i>G. ruber rosea</i>		337	10	V6	Complexe <i>G. menardii</i> > 1% <i>G. inflata</i> > 2% Complexe <i>G. menardii</i> ~ 1% <i>G. ruber alba</i> 42-50% <i>G. falconensis</i> > 1,5% <i>G. ruber alba</i> 30-40%	niveau riche en argiles n°2
	5e	X2	<i>G. inflata</i> < 2% <i>G. falconensis</i> < 1% <i>G. ruber alba</i> > 30% <i>G. ruber rosea</i> 8-10% <i>G. sacculifer</i> > 12%		374	11	V5	Complexe <i>G. menardii</i> > 1% <i>G. ruber alba</i> 42-50% <i>G. inflata</i> < 2% <i>G. falconensis</i> < 1,5%	
130		X1	Complexe <i>G. menardii</i> > 1% <i>G. crassaformis</i> sx > 0,5% <i>G. inflata</i> ~2% <i>G. ruber alba</i> < 30%		424		V4	Complexe <i>G. menardii</i> > 1% <i>G. ruber alba</i> 42-50% <i>G. inflata</i> < 2% <i>G. falconensis</i> < 1,5%	niveau riche en argiles n°2bis?

● Limite de MIS (Lisiecki et Raymo, 2005)

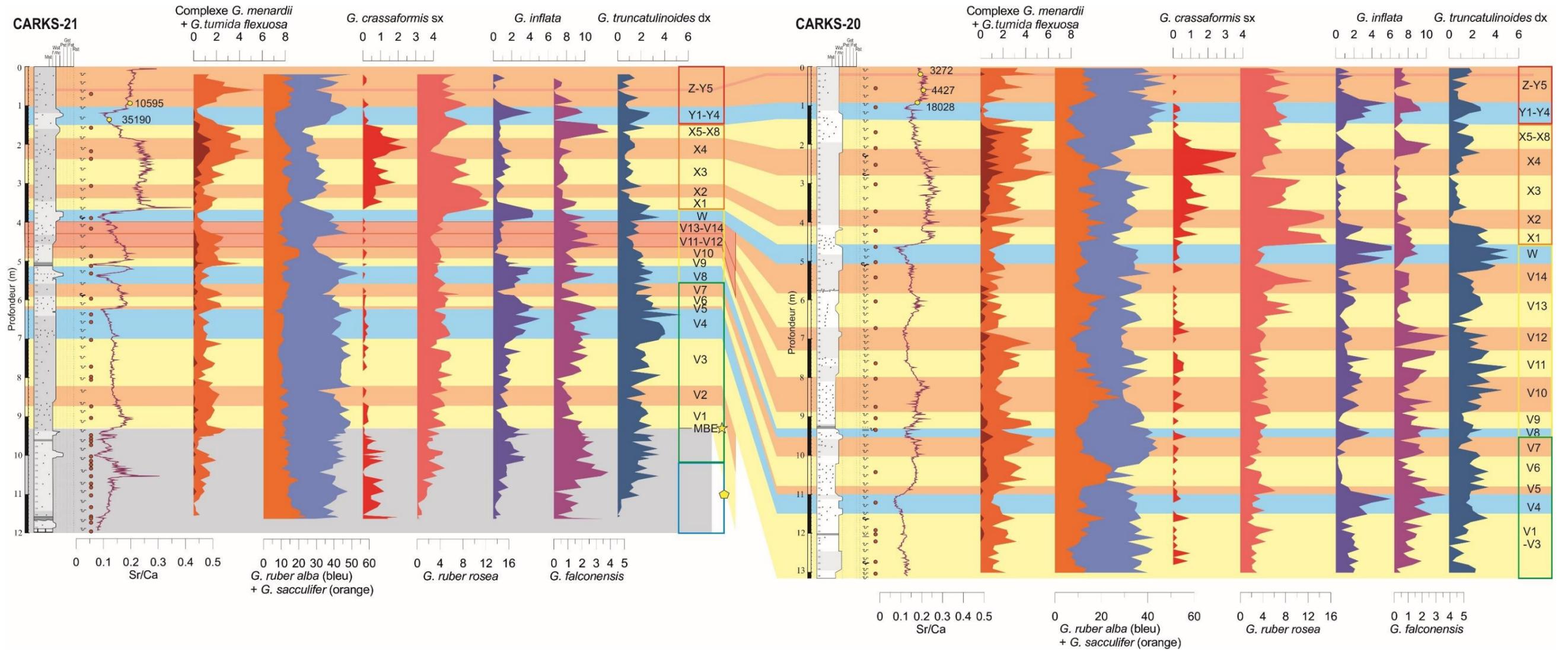


Figure 1-12: Corrélations des écozones V1 à Z entre les carottes CARKS-21 et CARKS-20. Les points rouges le long du log indiquent les niveaux observés pour la biostratigraphie des coccolithophores et les rectangles de couleur ainsi que l'étoile et le pentagone jaunes se réfèrent aux biozones des coccolithophores de la figure 1-8. Les bandes jaunes et orange indiquent des écozones pendant les périodes interglaciaires, les bandes bleues indiquent des écozones pendant les périodes glaciaires et les bandes grisées indiquent les périodes où la stratigraphie n'est pas bien définie. Les âges indiqués sur la courbe Sr/Ca sont issus des datations ¹⁴C et sont exprimés en années cal BP (erreurs dans le Tableau 1-1).

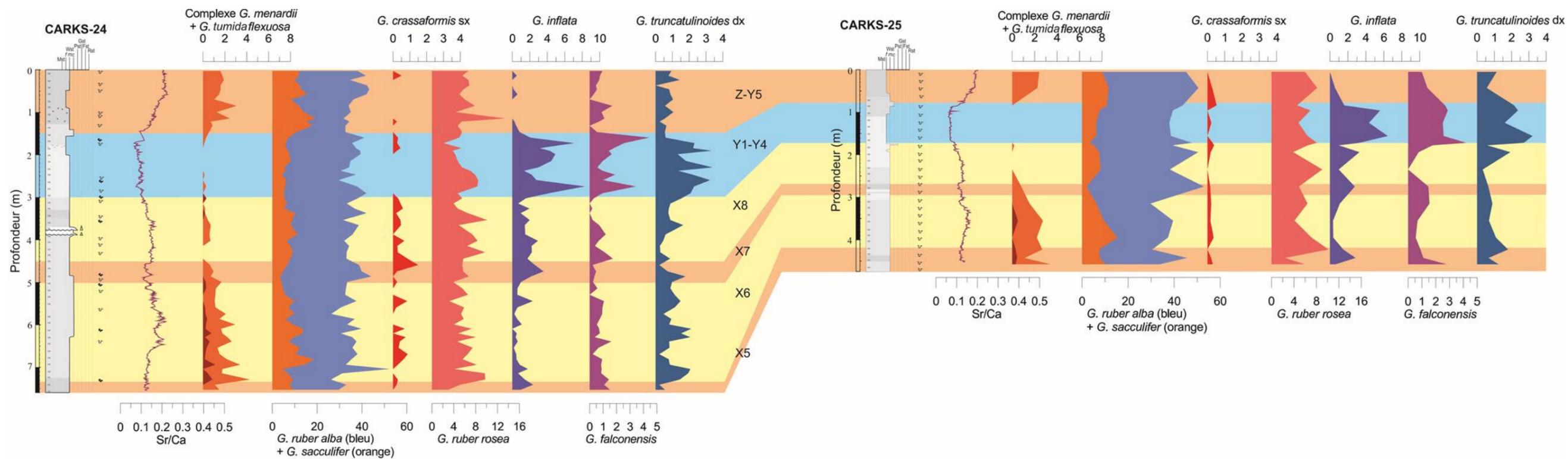


Figure 1-13 : Corrélations des écozones X5 à Z entre les carottes CARKS-24 et CARKS-25. Les bandes jaunes et orange indiquent les périodes interglaciaires ou interstades des périodes interglaciaires, la bande bleue la dernière période glaciaire.

VII.3. Application des trames écostratigraphiques aux autres carottes

Les trames écostratigraphiques sont cohérentes d'une carotte à l'autre, mais il peut y avoir quelques différences dans les maxima, minima et parfois des morphologies différentes des pourcentages relatifs des différentes espèces de foraminifères planctoniques. Ces variations peuvent s'expliquer par différents biais de la méthode : lors de l'échantillonnage (volume prélevé par rapport aux taux de sédimentation, présence de bioturbations, etc.), ou lors de la division des échantillons pour effectuer le comptage (*split*).

L'impact de la bioturbation est important dans ce type d'environnement en particulier quand les taux de sédimentation sont faibles. Le signal stratigraphique peut être mélangé sur une dizaine de centimètres voire être stratigraphiquement inversé. Ces bioturbations peuvent être observées à l'aide des images radio (SCOPIX). Cela permet ainsi d'éviter de prélever au sein d'une bioturbation telle que celle de *Zoophycos*. Ces dernières sont très visibles et remanient la plupart du temps sur toute la largeur de la carotte, d'où l'importance de ne pas les prélever. Au-delà de ces aspects, les différences peuvent refléter des variations spatiales et temporelles locales de la répartition des organismes, d'où l'utilisation d'un faible nombre d'espèces, corrélables sur les différents sites d'échantillonnage.

Les variations de taux de sédimentation peuvent empêcher la distinction des différentes écozones, en particulier quand ils sont fortement réduits. **Pour les carottes présentant de faibles taux de sédimentation, la stratigraphie se base sur la dernière occurrence (LO) de l'espèce *G. tumida flexuosa* à la limite MIS 5/4.** Cette LO permet de donner un repère stratigraphique robuste, à l'inverse de *T. hexagona* dont les fréquences maximales sont trop faibles (< 1 %) pour être observées. De même, les tendances de certaines espèces ou groupe d'espèces permet de différencier les périodes interglaciaires des périodes glaciaires (Tableaux 1-9 ; 1-10). **Les périodes interglaciaires sont marquées par une augmentation du complexe *G. menardii* ($\geq 0,5\%$) et de l'espèce *G. sacculifer* ($> 10\%$)** alors que **les périodes glaciaires se caractérisent par une augmentation des espèces *G. inflata* ($> 3\%$), *G. falconensis* ($> 2\%$), et *G. truncatulinoidea* ($> 2\%$).**

A l'échelle de l'Holocène, trois points de repère sont facilement décelables : la période où les pourcentages relatifs du complexe *G. menardii* et *G. rubescens* sont maximaux (resp. $> 10\%$ et 15% , écozone Z7), et les deux périodes où *G. ruber alba* présente des pourcentages relatifs inférieurs à *G. sacculifer* (écozones Z3 et Z5). Le maximum du complexe *G. menardii* est détecté dans les carottes CARKS-06 et CARKS-07 (Fig. 1-14). Les écozones Z3 et Z5 sont bien observables dans la carotte CARKS-07 et ont été regroupées dans la carotte CARKS-06 (Fig. 1-14).

La correspondance entre le maximum du complexe *G. menardii* dans la zone du LBB et l'écozone Z7 est un argument pour dire qu'il ne semble pas y avoir de diachronisme entre le bassin ouest du GBB et le bassin nord du LBB à l'échelle des écozones à ± 600 ans. Cependant, les limites d'âge définies sur les deux modèles stratigraphiques ont une marge d'erreur qui augmente avec l'ancienneté du sédiment.

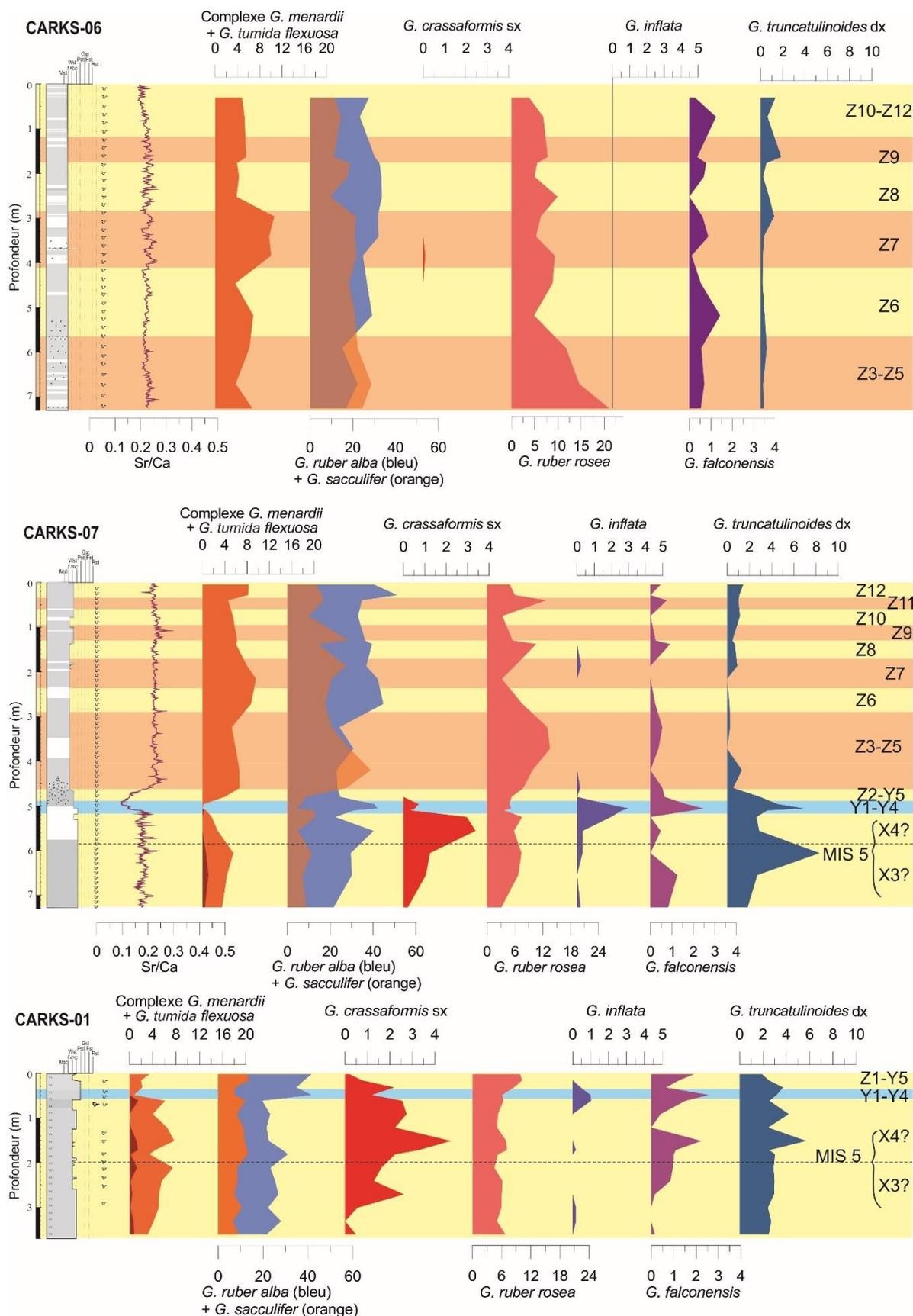


Figure 1-14: Corrélations des écozones pour les carottes du GBB : CARKS-06, CARKS-07, et CARKS-01. Les bandes jaunes et orange indiquent des écozones pendant les périodes interglaciaires et les bandes bleues indiquent des écozones pendant la dernière période glaciaire.

La validité des écozones W à V1 définies dans le modèle stratigraphique de la zone nord du LBB est difficile à valider sur la zone du GBB car très peu de carottes atteignent des périodes plus anciennes que le MIS 5. Toutefois, un niveau stratigraphique repère essentiel a été identifié : il correspond à l'augmentation (3-4 %) de *G. crassaformis* sx pendant le MIS 5e. Il est détecté dans les carottes présentes sur la pente ouest du GBB, telles que les carottes CARKS-01 et CARKS-12 (Fig. 1-14). Ce niveau repère est aussi détecté dans les carottes situées à l'est du drift du LBB, comme la CARKS-22, et dans la zone des canyons du LBB (e.g. CARKS-27, CARKS-28 (Fig. 1-15). On peut en conclure que **le signal de *G. crassaformis* sx est un marqueur stratigraphique du MIS 5e dans les bassins nord du LBB et ouest du GBB, donc à l'échelle régionale.**

Le modèle stratigraphique défini sur le dernier cycle glaciaire (MIS 1-4) est cohérent avec celui défini sur les 5 derniers cycles climatiques (MIS 1-11). Cependant, certaines écozones telles que Z3 et Z5 (*G. sacculifer* > *G. ruber alba*) ne sont pas observées dans les carottes de la zone du LBB. Ces deux écozones peuvent être induites par des paramètres locaux, ce qui expliquerait qu'on ne les observe que sur les pentes du LBB.

L'écostratigraphie basée sur les foraminifères planctoniques présente l'avantage de pouvoir facilement différencier certains MIS (interglaciaires), tels que le MIS 1 et le MIS 5e, ainsi que les transitions d'une période glaciaire à une période interglaciaire, et d'être facilement corrélable d'une carotte à l'autre à l'échelle régionale, ici la partie nord des Bahamas. **L'écostratigraphie basée sur les foraminifères planctoniques fournit une résolution supérieure ou comparable à la stratigraphie isotopique, le signal Sr/Ca ou les zones d'acmé des coccolithophores, à moindre coût et sans être affectée par la diagenèse précoce ou les variations des taux de sédimentation.** En effet, 12 écozones ont été définies à l'intérieur de l'Holocène (0-10 600 cal BP), une au début du MIS 1 et 25 écozones du MIS 2 au MIS 11 (424 ka). Toutefois, les trames écostratigraphiques basées sur les foraminifères planctoniques présentent quelques limites :

- Elles nécessitent d'être préalablement établies sur des carottes de référence avec des taux de sédimentation suffisants ;
- Certains MIS, comme le MIS 7, le 9 et le 11 sont difficilement différenciables à l'aide des assemblages des foraminifères planctoniques. Ainsi, si certaines périodes sont complètement ou partiellement tronquées, les MIS 7, 9 et 11 peuvent être facilement confondus ;
- L'application de ces écozones est souvent limitée régionalement, ce qui dans notre cas semble intégrer au moins la pente nord du LBB et la pente ouest du GBB. Cependant, aucune carotte haute résolution remontant loin dans le temps (MIS 11) n'a été étudiée sur la zone du GBB. Cela aurait permis de vérifier la validité des écozones antérieures au MIS 5.

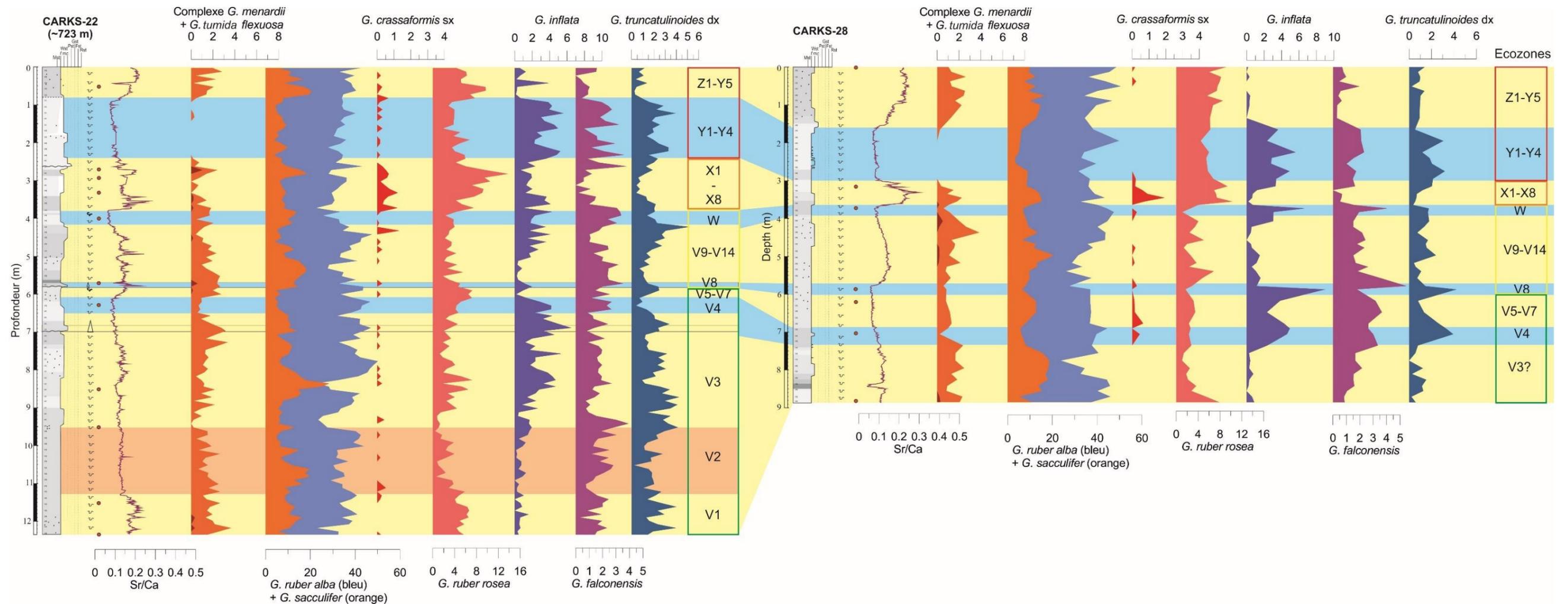


Figure 1-15: Corrélations des écozones entre les carottes du LBB CARKS-22 et CARKS-28. Les points rouges le long du log indiquent les niveaux observés pour la biostratigraphie des coccolithophores et les rectangles de couleur ainsi que l'étoile et le pentagone jaunes se réfèrent aux biozones des coccolithophores de la figure 1-8. Les bandes jaunes indiquent des écozones pendant les périodes interglaciaires et les bandes bleues indiquent des écozones pendant la dernière période glaciaire.

En conclusion, dans l'environnement carbonaté et tropical des Bahamas, il n'existe pas un outil stratigraphique permettant de définir un cadre chronologique précis avec certitude. Le couplage des différentes méthodes permet d'en combiner les différents avantages afin d'éviter de potentielles erreurs, qui sont principalement liées aux variations de taux de sédimentation et à la diagenèse précoce. Une synthèse de ces outils stratigraphiques est présentée au cours du dernier cycle climatique (Fig. 1-16) et au cours des 5 derniers cycles climatiques (Fig. 1-17).

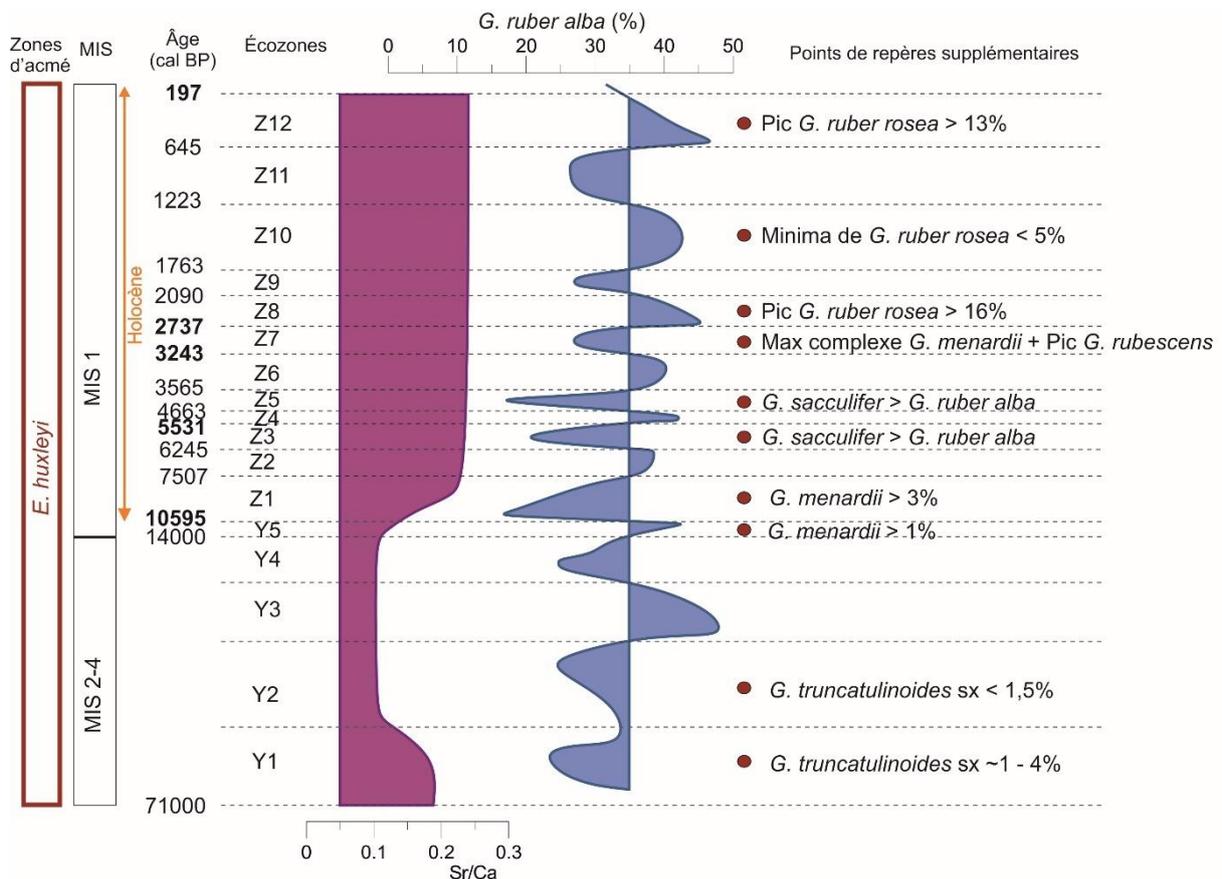


Figure 1-16: Synthèse sur les marqueurs stratigraphiques à l'échelle du dernier cycle climatique (MIS 1 - MIS 4) avec les zones d'acmé des coccolithophores, les MIS, les âges ¹⁴C en années cal BP, les écozones des foraminifères planctoniques, les courbes synthétiques et schématiques du Sr/Ca et de *G. ruber alba* (%), et les points de repères stratigraphiques issus des assemblages des foraminifères planctoniques. L'échelle des âges n'est pas linéaire.

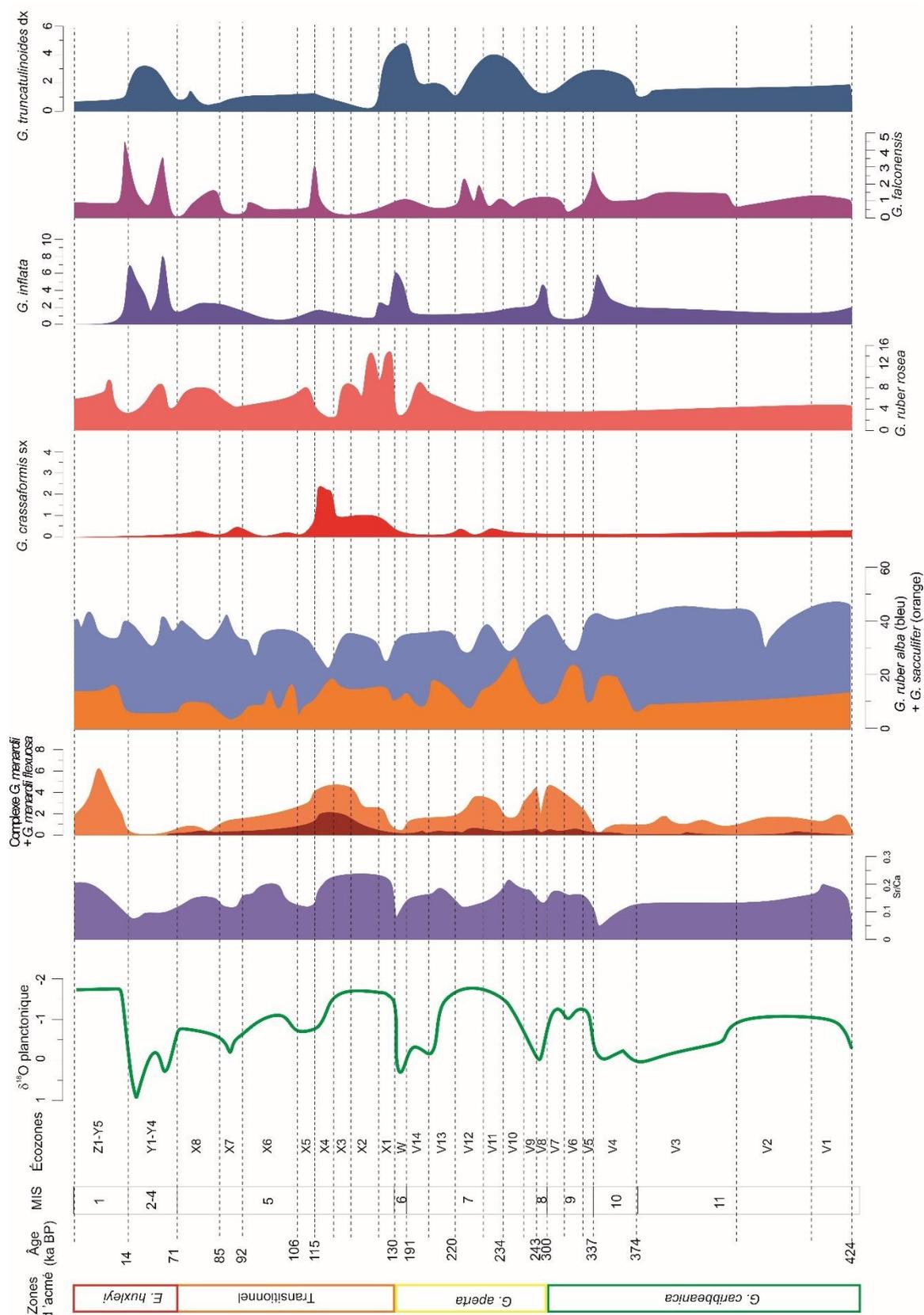
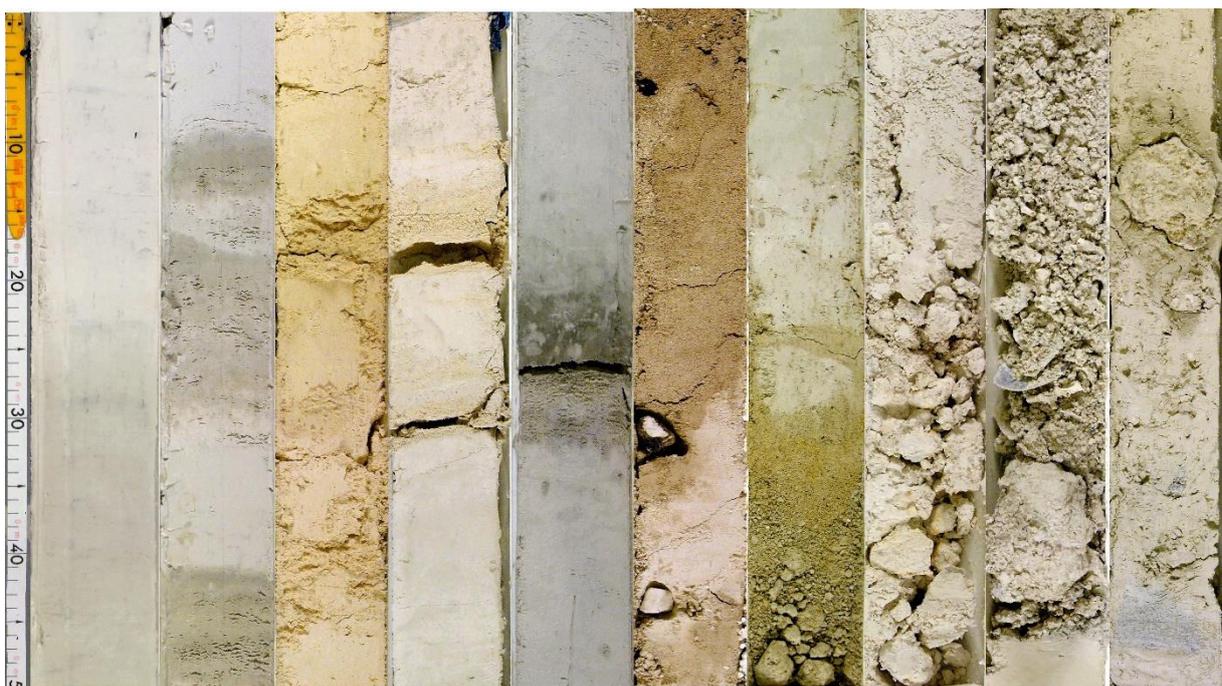


Figure 1-17: Synthèse sur les marqueurs stratigraphiques à l'échelle des 5 derniers cycles climatiques (MIS 1 - MIS 11) avec les zones d'acmé des coccolithophores, les âges en ka BP, les MIS, les écozones des foraminifères planctoniques, la courbe du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique, les courbes synthétiques et schématiques du Sr/Ca et des espèces de foraminifères planctoniques (%): le complexe *G. menardii*, et les espèces *G. flexuosa*, *G. ruber alba*, *G. sacculifer*, *G. crassaformis sx*, *G. ruber rosea*, *G. inflata*, *G. falconensis* et *G. truncatulinoides dx*. L'échelle des âges n'est pas linéaire.

CHAPITRE 2. LES FACIES SEDIMENTAIRES

Illustration de la variabilité des faciès sédimentaires carbonatés des pentes des Bahamas



Ce chapitre fait l'objet d'un article soumis à *Journal of Sedimentary Research*.

“Integrated carbonate deposit classification for rocks and soft deposits: the grain-size-modified Dunham classification” by L. Chabaud, E. Ducassou, T. Mulder, G. Conesa, J. J.G. Reijmer, J. Borgomano, J. Lapuyade, M. Joumes, and A. W. Droxler.

Cet article propose une nouvelle classification des sédiments carbonatés modernes intitulée : « the grain-size-modified Dunham classification ».

Plusieurs classifications existent pour les roches carbonatées dont les plus utilisées sont celles de Folk (1962), de Dunham (1962) ainsi que son extension par Embry et Klovan (1971). Ces classifications s'avèrent très utiles de par leur simplicité pour décrire des roches carbonatées directement sur le terrain ou en carotte, et ne nécessitent aucune analyse sédimentaire autre que l'observation visuelle ou au microscope optique. Le défi majeur dans la description de sédiments carbonatés de pente moderne (peu ou non indurés) est leur homogénéité visuelle. Ils correspondent pour la plupart à des wackestones (Dunham, 1962) ou à de la biomicrite (Folk, 1959 ; 1962).

Dans cette étude, nous souhaitons établir une correspondance entre la classification basée sur les textures (Dunham, 1962) et les sédiments carbonatés de pente moderne des Bahamas. Le caractère meuble des sédiments permet de préciser la granularité correspondant à la densité de grains définie dans la classification de Dunham, ce qui est un élément fondamental dans la reconstitution de l'énergie des milieux de dépôt. Dans les environnements de pente carbonatée moderne, les sédiments sont caractérisés par une boue de péri-plate-forme, issue du mélange des organismes planctoniques (coccolithes, foraminifères et ptéropodes) et des apports provenant de la plate-forme (principalement les aiguilles d'aragonite). Dans cet environnement, l'analyse de la granularité (incluant le tri et les proportions de chaque classe de particules) est le paramètre le plus efficace pour différencier les différentes sous-catégories au sein de la typique boue de péri-plate-forme.

L'analyse à la base de cette classification s'appuie sur les 56 prélèvements sédimentaires recueillis au cours des missions océanographiques Carambar (30 carottes) à bord du NO Le Suroît (Mulder et al, 2012a; 2012b), Carambar 1,5 (8 carottes et 10 bennes) à bord du NO Walton Smith, et BACAR 1 (8 carottes). Seules les sections carbonatées de huit carottes recueillies au cours de BACAR 1 ont été utilisées dans cette étude. L'analyse sédimentologique réalisée sur les carottes se base sur une description visuelle pour déterminer le nom de la texture selon la classification de Dunham.

Deux méthodes de mesures granulométriques ont été utilisées pour quantifier la taille des particules. La taille des grains des faciès mudstone, wackestone et de la plupart des faciès packstone ont été quantifiées grâce à un granulomètre laser *Mahvern MASTERSIZER S*. Cette méthode fournit une estimation de comptage des particules très précise en utilisant 64 tamis virtuels, mais elle surestime les particules de la taille des argiles.

La limite entre les particules de la taille des silts et des argiles a été définie à 10 µm pour prendre en compte cette surestimation. La taille des grains des faciès plus grossiers de type packstone, grainstone, floatstone et rudstone a été mesurée en utilisant un ensemble de onze tamis vibrants (45 µm ; 63 µm ; 125 µm ; 250 µm ; 500 µm ; 1 mm, 2 mm ; 3,15 mm ; 5 mm ; 6 mm, et 10 mm). Ce procédé sépare les particules selon leur taille avec un plus petit nombre de tamis que la méthode précédente, où chaque refus est pesé. Cette méthode de quantification par pesée entraîne une surestimation de la proportion relative des fractions les plus lourdes.

Sur la base des deux approches méthodologiques, nous proposons ainsi d'ajouter derrière la texture de Dunham, des termes typiques se référant à la classification de Wentworth (1922). Il s'agit des termes *gravelly*, *sandy*, *silty*, et *muddy*, ainsi que les sous-classes combinées *silty sand*, *sandy silt*, ou même *sandy mud* systématiquement employés dans les études silicoclastiques en particulier dans les diagrammes ternaires sable/silt/argile utilisés dans les expéditions ODP/IODP (Shipboard Scientific Party, 1995 ; Expedition 303 Scientists, 2006 ; Expedition 339 Scientists, 2013). La reconnaissance des éléments figurés à la loupe binoculaire et des composants au sein de la matrice au microscope a permis *in fine* l'interprétation des faciès en termes d'environnement de dépôt et de processus sédimentaires.

Quatorze subdivisions ont ainsi été créées au sein de la classification de Dunham afin de caractériser les sédiments carbonatés modernes. Les mesures granulométriques fournissent une caractérisation quantitative de la limite entre les différentes classes de faciès : mudstone, wackestone, grainstone, floatstone, rudstone et même les faciès packstone (15 à 25% d'argile) en milieu carbonaté de pente moderne. L'avantage majeur de cette nouvelle classification est qu'elle caractérise les fractions dominantes du sédiment au moment de dépôt. Elle fournit des informations sur l'énergie utilisée dans les processus de dépôt et permet leur interprétation (blooms de coccolithes, transport de type *off-bank*, contouritique, ou gravitaire, sédiments légèrement altérés par la diagénèse précoce).

Les classes les plus grossières (rudstone, floatstone, grainstone ou packstone) sont très rares le long des pentes proximales de LBB et GBB. Elles ont été observées uniquement au sein d'un mont carbonaté et sur le dessus d'un bloc carbonaté. Les seuls sédiments carbonatés ne présentant pas de particules fines ont été trouvés dans la zone de San Salvador à des profondeurs d'eau très importantes (~ 4000 m).

La classe packstone peut être liée soit à une infiltration post dépôt de particules fines dans un sédiment initialement bien trié, comme une turbidite, ou par le vannage incomplet d'une séquence contouritique, le tout principalement associé à de la bioturbation persistante. Le packstone de type « gravelly sand » est interprété comme un faciès proximal (jusqu'à ~ 5 km de la plate-forme) issu des processus de transport *off-bank*.

Les faciès wackestone sont les faciès les plus fréquemment observés sur les pentes carbonatées modernes des Bahamas, en particulier la sous-classe « silty mud ». Les sédiments les plus fins rencontrés ne sont pas des faciès de type mudstone, qui sont absents de nos données, mais correspondent à la sous-classe « mud » du faciès wackestone. Cette sous-classe « mud » peut avoir trois interprétations selon les composants présents : dépôt de particules argileuses par les

courants, bloom de coccolithophores, ou l'export très intense de boue aragonitique depuis la plate-forme par des processus de transport *off-bank*. Le type « sandy mud » du faciès wackestone correspond principalement à des sédiments légèrement altérés par la diagénèse précoce.

Cependant, cette version modifiée de la classification de Dunham présente des limitations. En effet, la taille des grains et la forme ou la composition des organismes, et donc les processus sédimentaires ne sont pas corrélés. De plus, la diagénèse des sédiments reste un challenge pouvant perturber de manière importante la mesure de la taille des grains, en particulier lorsque les processus diagénétiques forment des nodules.

Cette version modifiée de la classification de Dunham, adaptée aux dépôts sédimentaires meubles, propose des interprétations directes pour certaines sous-classes. Cependant le contexte à la fois stratigraphique et spatial est encore nécessaire pour interpréter la plupart des faciès. Cette version modifiée de la classification de Dunham pourrait être étendue aux environnements de plates-formes carbonatées modernes et potentiellement aux environnements carbonatés anciens, en particulier pour les faciès grossiers.

CARBONATE GRAIN-SIZE-MODIFIED DUNHAM CLASSIFICATION

INTEGRATED CARBONATE DEPOSIT CLASSIFICATION FOR ROCKS AND SOFT DEPOSITS: THE GRAIN-SIZE-MODIFIED DUNHAM CLASSIFICATION

Ludivine Chabaud (1), Emmanuelle Ducassou (1), Thierry Mulder (1), Gilles Conesa (2), John J.G. Reijmer (3), Jean Borgomano (2), Joanna Lapuyade (1), Margot Joumes (1), André W. Droxler (4).

E-mail corresponding author: ludivine.chabaud.fr@gmail.com

- (1) Université de Bordeaux, UMR CNRS 5805 EPOC, 0033540002997, Allée Geoffroy Saint-Hilaire, 33615 PESSAC CEDEX France
- (2) Aix-Marseille Université, CEREGE UM 34, 3, Pl. Victor Hugo, 13331 Marseille Cedex 3, France
- (3) Vrije Universiteit Amsterdam, Faculty of Earth and Life Sciences, Geology and Geochemistry cluster, De Boelelaan 1085, 1081 HV Amsterdam, The Netherlands
- (4) Earth Science Dept., Rice University, P.O. Box 1892, Houston, TX, 77251, USA

Keywords: Sediment classification, grain size, carbonates, carbonate slope, Bahamas

Abstract

A major challenge in describing modern carbonate sediment is the visual homogeneity of sediments that classify within the following textural classes: wackestone for Dunham (1962) and sparse to packed biomicrite for Folk (1959; 1962). This study proposes use of classes subdivided according to the particle size spectrum in association with the Dunham classification based on depositional texture (grain- or mud supported), and is therefore called the grain-size-modified Dunham classification. In modern carbonate slope environments, grain size is the most efficient parameter for differentiating among different sub-classes of the typical “periplatform ooze.” The new classification scheme provides a detailed description of sediment and quantifies the limits between the wackestone and packstone classes (15 to 25 % clay-size particles) on modern carbonate slope environments. The major advantage of the grain-size modified Dunham classification is that it characterizes the dominant particle distributions at the time of deposition, and provides clues on the energy in the depositional process (coccolithophore bloom, off-bank transport, contourites, gravity deposits, and slightly altered sediment deposits). The new grain-size-modified Dunham classification provides some ready-made interpretations, but spatial and stratigraphical context are still needed to interpret most sedimentary processes. Accounting for sediment diagenesis remains a challenge in accurate characterization of grain size, in particular when diagenetic processes form nodules. The methodology used to develop the new grain-size-modified Dunham classification could be applied to describe and interpret modern carbonate platform environments, but interpretations might be different according to the nature of the platform organisms and the morphology of the platform.

NEW CONCEPT OF CLASSIFICATION FOR MODERN CARBONATE SLOPE SEDIMENT

The Grabau (1904) classification of sedimentary rocks distinguished two major groups, endogenic (non-clastic) and exogenic (clastic) rocks. The process of endogenic rock formation (pyrogenic, atmogenic, hydrogenic, biogenic, zoogenic and phytogenic) and then the composition of the rocks (alkalious, calcareous, siliceous, ferruginous, and carbonaceous) were used as the primary mean of classification. The term “bioclastic” was defined as rocks broken up by plants and animals, to denote grain genesis by biological breakage (Grabau 1904). The Dunham (1962) classification, which was modified by Embry and Klovan (1971), and the Folk (1959; 1962) classification, all introduced a new era in rock classification and at present are the most widely used carbonate classification schemes. The Dunham (1962) classification focuses on the depositional texture of the rock or sediment, subdividing it into six classes according to the support framework (grain- or mud-support), the proportion of micrite (grain size $< 20 \mu\text{m}$) compared to grains (grain-size $> 20 \mu\text{m}$) and the presence of signs of binding during deposition. Embry and Klovan (1971) added two classes to this classification scheme to distinguish for coarse-grained sediment (more than 10 % of grains $> 2 \text{mm}$) and three classes to properly categorize organically bound sediment. Wright (1992) highlighted three categories (depositional, biological, and diagenetic) integrating the classes of Dunham (1962) and Embry and Klovan (1971) and defining new terms inside the diagenetic groups (*e.g.* microsparstone). The Folk (1959; 1962) classification is the most detailed carbonate classification. This classification is based on the type of grains and the relative proportion of micritic matrix and sparry calcite cement. The Folk (1962) classification added three criteria: (i) the proportion of grains, (ii) the sorting and rounding aspect of the particles and when applicable, (iii) the size of the transported constituents. Both classification schemes allow for characterization of carbonate sediment or rock by providing descriptive names that can be used, regardless of the depositional environment.

Carbonate sediment from Bahamian slopes appears visually homogeneous, therefore most of the sediment falls within the same textural classes: wackestone according to Dunham (1962) and sparse to packed biomicrite following Folk (1959; 1962). Both limestone classifications do not use the full potential of particle size. They simply use the $20 \mu\text{m}$ (Dunham 1959) or $4 \mu\text{m}$ (Folk 1959; Folk 1962) threshold to differentiate grains from the matrix, the 2mm cutoff between peloids and intraclasts, or some other cutoffs to delimit the different sizes in calcareous cement. Previous studies in modern carbonate slope environments mainly focused on the component composition and the mineralogy (Enos 1974; Mullins and Neumann 1979; Mullins et al. 1981; Mullins et al. 1985; Haak and Schlager 1989; Droxler et al. 1983; Droxler et al. 1988; Droxler et al. 1991; Heath and Mullins 1984; Grammer and Ginsburg 1992; Reijmer et al. 1992; Reuning et al. 2006). Others studies associated the component composition with at best, grain-size tendencies of the fine and coarser-grained fraction (Triffleman et al. 1992; Glaser and Droxler 1993; Schwartz 1996; Duncan 1997; Westphal 1999). More recent studies have combined grain-size, composition and mineralogy (Mullins et al. 1980; Mullins et al. 1984; Grammer et al. 1993; Rendle et al. 2000; Rendle and Reijmer 2002; Rendle-Bühring and Reijmer 2005; Reijmer and Andresen 2007). Rendle et al. (2000) suggested that grain-size could be a fingerprint for some recent depositional environments. IODP Expedition 307 Scientists (2006) and Ocean Drilling

Program (ODP) Expeditions Leg 101 (Austin et al. 1986), Leg 133 (Davies et al. 1991), and Leg 166 (Jansen et al. 1996) were dedicated to carbonates and also used the Folk and Dunham classifications, but did not consider grain size. Only ODP Expedition Leg 194 (Isern et al. 2002) attempted to combine grain-size terms adapted from Wentworth (1922) to the Dunham texture descriptions. Similarly, classification schemes generally used in mixed (siliciclastic and carbonate) environments couple sediment names related to composition (siliciclastic/calcareous/biosiliceous) and textural names related to grain size (clay/silt/sand). These classification schemes do not provide a detailed description since most of the carbonate sediments fall in the calcareous ooze category (> 90 % of carbonate; ODP Leg 155, Shipboard Scientific Party 1995; IODP Expedition 303 Scientists 2006; and IODP Expedition 339 Scientists 2013).

This study proposes a new concept for modern carbonate sediment classification by taking grain-size variations of the sediment into account. The new system follows the ternary diagram approach used in siliciclastic studies, in combination with Dunham terminology, and therefore is termed the grain-size-modified Dunham classification. This new classification scheme results in a more detailed characterization of the different types of sediment encountered in modern carbonate slope environments.

GEOLOGICAL SETTING

The Bahamian archipelago, situated in the western North Atlantic Ocean, consists of several isolated carbonate platforms separated by deep-water channels (Fig. 1A). The Bahama banks and slopes form isolated carbonate systems with limited wind-derived siliciclastic input (Traverse and Ginsburg 1966; Swart et al. 2014), and represent a classic study area for carbonate sedimentation. The northward flowing Florida and Antilles currents enclose the Bahamian archipelago to the west and east and join in the north to form the Gulf Stream (Fig. 1A).

This study investigates cores from the northern slope (windward) of the Little Bahama Bank (LBB), the western slope (leeward) of the Great Bahama Bank (GBB) and the eastern slope of the San Salvador Area (deep windward; between San Salvador and Crooked islands; Fig. 1). The two largest banks, LBB and GBB, possess large areas of shallow water that are generally less than 10 m deep (Newell 1960; Williams 1985; Harris et al. 2015) and include a few islands (Meyerhoff and Hatten 1974). The slopes form a transition between the shallow water platform and the basin, which reaches water depths of 1000-1300 m. Variability of the slope morphology is related to both leeward or windward conditions and bank features (presence or absence of cays, shoals, tidal channels, etc.; *e.g.* Schlager and Ginsburg 1981; Grammer 1991; Grammer and Ginsburg 1992; Rendle and Reijmer 2002; Mulder et al. 2012a; Mulder et al. 2012b; Betzler et al. 2014; Jo et al. 2015).

The northern slope of LBB (Fig. 1C) is bounded by two escarpments in approximately 60-80 and 123-165 m water depth (Rankey et al. 2012). A major periplatform drift is present in the north-western corner of the LBB slopes (Mullins et al. 1980; Chabaud et al. 2016.) and is locally affected by mass transport processes (Tournadour et al. 2015). Numerous submarine canyons dissect the northeastern slope of LBB (Mullins et al. 1984; Mulder et al. 2012b; Tournadour et al. 2015).

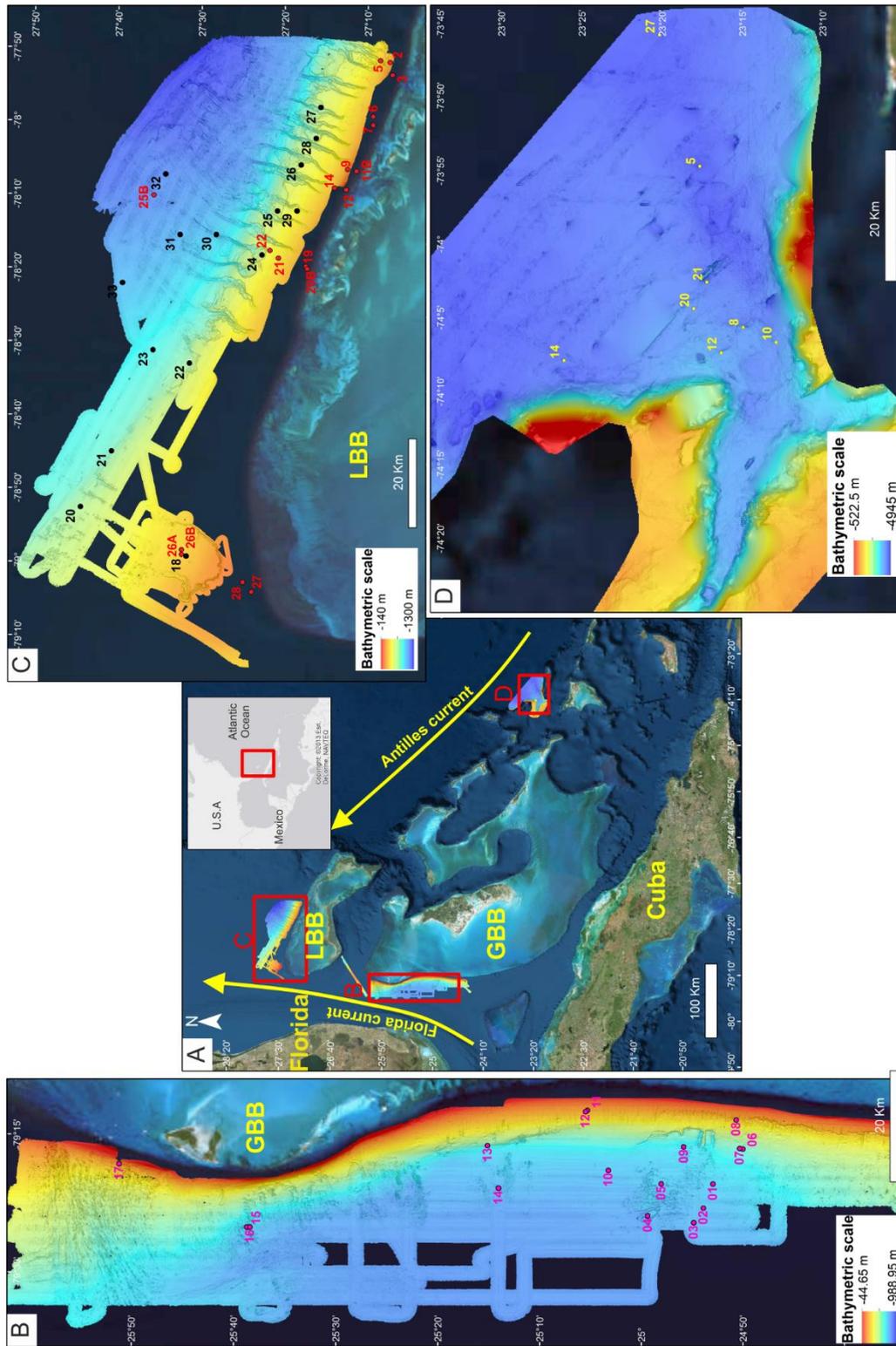


Figure 1: A) Location map of the study area, the Bahamian archipelago, with the main surface currents; B) Bathymetric map of the GBB slope from Mulder et al. (2012a) and location of studied cores (from Carambar cruise); C) Bathymetric map of the LBB slope from Mulder et al. (2012b) and location of studied cores and grabs (from Carambar cruise in black and from Bacar 1.5 cruise in red); D) Bathymetric map of the San Salvador Area and location of studied cores (from Bacar 3 cruise).

The western slope of GBB (Fig. 1B) is generally delimited by one escarpment in approximately 40 to 120 m water depth (Wilber et al. 1990; Grammer and Ginsburg 1992) with a plunge pool at its base (Betzler et al. 2014). A major periplatform drift is present in the northwestern edge of GBB slopes (Mullins et al. 1980). The upper slope shows small slope failure scars in the northern region and gullies in the southern region. Large mass transport complexes have been described by Principaud et al. (2015) and Jo et al. (2015).

The San Salvador Area (Fig. 1D) corresponds to a deeper area (> 4000 m water depth) bounded by a much deeper escarpment extending between 2,800 to 4,200 m water depths (Cartwright 1985). The sedimentary succession consists of mixed platform-derived carbonates and silicilastics dominated by clays transported by the Western Boundary Undercurrent.

MATERIAL AND METHODS

The dataset consists of 56 sedimentary cores (Fig. 1A) collected during the Carambar cruise (30 cores) with the R.V. *Le Suroît* (Mulder et al. 2012a; 2012b), the Carambar 1.5 cruise (8 cores and 10 grabs) with the R.V. *F.G. Walton Smith*, and the BACAR 3 cruise (8 cores). Only the carbonate portions of eight cores collected during BACAR 3 were used in this study.

The sedimentological analyses of the cores started with a visual description to determine the texture name according to the Dunham classification. Two methods of grain-size measurements then were used to quantify the particle size. Grain size on mudstone, wackestone, and most packstone samples, was measured using a Malvern Mastersizer S laser diffractometer with the Fraunhofer method. This method provides a grain-size distribution of detected particles, assimilated to equivalent spheres, using 64 virtual sieves. It should be noted that clay-size particles are overestimated, when using a laser diffractometer with the Fraunhofer method. The 10 µm grain-size boundary is chosen as the clay/silt limit rather than the usual 2 µm in order to address this overestimation. Grain size on the coarsest packstone, grainstone, floatstone and rudstone samples was estimated using a set of eleven vibrating sieves (45 µm; 63 µm; 125 µm; 250 µm; 500 µm; 1 mm; 2 mm; 3.15 mm; 5 mm; 6 mm; and 10 mm). This method separates the particles according to their size with a less number of sieves than the Malvern Mastersizer S laser diffractometer method. Each non-passing fraction was weighted using the coarse-grained sample method, which might cause overestimating the relative proportion of the heavier fractions. For example, it is common to find one to a few coral/bivalve clasts in the non-passing fraction of the 6 mm or the 10 mm sieves, which are heavy but not representative in number (Fig. 2A, in the gravelly muddy sand rudstone sub-class). For both methods, the 50th percentile (D50 or median) and the modal distribution of sediment are shown in the classification (Fig. 2). It should be noted that the presence of indurated nodules or intraclasts indicate the first stage of early diagenesis, which slightly biased the grain-size measurement and does not exactly represent sediment size distribution at the time of deposition. However, the given name was not influenced by these intraclasts or nodules; for instance, the slight gravelly-sand sub-class in the grainstone class is slightly gravelly because of the presence of organisms > 2 mm, such as *Halimeda* plates, and not because of the presence of intraclasts > 2 mm in size.

Dunham class	Sub-class	Modal representation of grain size (mm)	Example of composition in the fraction >150 µm	Illustration of the fraction >150 µm
Rudstone	Gravelly sand		<p>T1: Pteropods (D) mixed with planktonic foraminifera (VA), and fine pebble-sized organisms (cold-water corals).</p> <p>T2: Bioclasts (D) with <i>Halimeda</i> plates (VA to F), pellets (VA to absent), and benthic foraminifera (F to P), planktonic foraminifera (P to absent) and plant debris (P).</p> <p>T3: Bioclasts (D) with planktonic foraminifera (F), <i>Halimeda</i> plates (R), benthic foraminifera (R) and plant debris (P).</p>	
	Gravelly muddy sand		<p>T1: Pteropods (D) mixed with planktonic foraminifera (VA), fine pebble-size organisms (cold-water corals) and bioclasts (bivalves).</p> <p>T2: Bioclasts (D) with <i>Halimeda</i> plates (VA to F).</p> <p>T3: Bioclasts (D) with planktonic foraminifera (F), <i>Halimeda</i> plates (R), benthic foraminifera (R) and plant debris (P).</p>	
Floatstone	Gravelly sand		<p>T1: Bioclasts (VA) and <i>Halimeda</i> plates (VA) mixed with planktonic foraminifera (F), benthic foraminifera (R), bryozoa (R), and plant debris (P).</p>	
	Slightly gravelly sand		<p>T1: Bioclasts (VA) and <i>Halimeda</i> plates (VA) mixed with planktonic foraminifera (A to F), pteropods (R to F), bryozoan clasts (R to A), benthic foraminifera (R to F) and plant debris (P).</p>	
Grainstone	Slightly gravelly sand		<p>T1: 100% of planktonic foraminifera (50% of <i>Orbulina</i> sp.).</p> <p>T2: Planktonic foraminifera (D to VA), pteropods (D to VA), with very few <i>Halimeda</i> plates (R to absent).</p> <p>T3: Bioclasts (D to A) with planktonic foraminifera (VA), <i>Halimeda</i> plates (F to A), benthic foraminifera (F) and pteropods (F to R).</p>	
	Sand		<p>T1: Planktonic foraminifera (VA), bioclasts (A), <i>Halimeda</i> plates (A), benthic foraminifera (A) and pteropods (F to R)</p> <p>T2: is partially lithified: Planktonic foraminifera (VA), pteropods (A), bioclasts (A), with very fine to fine pebble-size indurated nodules (R) and intraclasts (R) resulting from early diagenesis.</p>	
Packstone	Gravelly sand		<p>T1: is very slightly lithified: Bioclasts (D), <i>Halimeda</i> plates (A), benthic foraminifera (F), Pellets (F), corals clasts (R), pteropods (R), and indurated nodules (P)</p>	

Dunham class	Sub-class	Modal representation of grain size (μm)	Example of composition in the fraction $> 150 \mu\text{m}$	Illustration of the fraction $> 150 \mu\text{m}$
Packstone	Sand		T1: Fine to medium sand made of periplatform ooze sediment with planktonic foraminifera (D to VA), Pteropods (D to P), benthic foraminifera (R), lithoclasts (F to absent)	 T1: Components can be yellow, not well preserved, with lithoclasts.
	Silty sand		Fine sand to coarse silt made of periplatform ooze sediment: T1: Planktonic foraminifera (D to VA) mixed with pteropods (VA to F), lithoclasts (VA to absent), benthic foraminifera (R to P), diagenetic nodules (P to absent) and <i>Hallimeda</i> plates (P to absent) and pellets (P to absent). T2: Pteropods (D) mixed with planktonic foraminifera (A to F) and benthic foraminifera (P). A third of the organisms tests show a yellow appearance.	 T1: the number of PF is directly linked to the energy of the deposit
	Sandy silt		T1: Coarse silt made of periplatform ooze sediment with planktonic foraminifera (D), pteropods (A), sponge spicules (F), and benthic foraminifera (R to P).	 T1: the number of PF is directly linked to the energy of the deposit
Wackestone	Sandy silt		T1: Planktonic foraminifera (D to VA) mixed with pteropods (D to R), benthic foraminifera (F to P), sponge spicules (A to absent), <i>Hallimeda</i> plates (P to absent), pellets (P to absent), and others bioclasts (R to P).	 T1:
	Sandy mud		T1: Planktonic foraminifera (D) mixed with pteropods (D to absent), benthic foraminifera (R to P), <i>Hallimeda</i> plates (P to absent) pellets (P to absent) and others bioclasts (R to P). T2: Diagenetic nodules (D) with planktonic foraminifera (VA), pteropods (A to P), and benthic foraminifera (P)	 T2: some organisms tests can be yellow or surrounded by indurated mud.
	Silty mud		T1: Planktonic foraminifera (D to VA) mixed with pteropods (D to F), benthic foraminifera (D to P), echinoderm spines (R to absent) <i>Hallimeda</i> plates (P to absent), pellets (P to absent) and others bioclasts (A to absent). T2: Diagenetic nodules (D to A) with planktonic foraminifera (VA), <i>Hallimeda</i> plates (A to F), pellets (D to absent), pteropods (R to P). The organisms tests are surrounded by indurated mud. Abundance maxima lithoclasts and pteropods differs; never occur together.	 T1: presence of broken pellets (Bp); probably originated during the sieving
	Mud		T1: Planktonic foraminifera (D to R) mixed with pteropods (A to P), benthic foraminifera (A to P), others bioclasts (D to P), <i>Hallimeda</i> plates (Q to absent), pellets (VA to absent), echinoderm spine (P to absent) and plant debris (F to P). T2: Clay mineral-rich sediments with planktonic foraminifera (D), pteropods (A to absent), or lithoclasts (F to absent), others bioclasts (R), and benthic foraminifera (R to P). The clay minerals can reach 40%.	 T1: the fraction $< 20 \mu\text{m}$ only consists of aragonite needles or coccoliths.

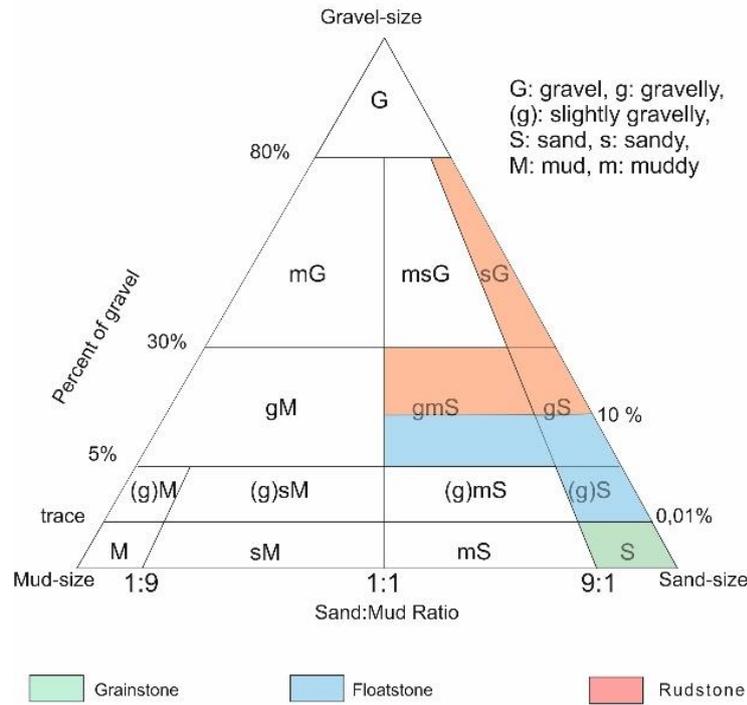
Figure 2 (page précédente) : Classification showing for the 14 facies: the textural class according to the Dunham (1962) classification modified by Embry and Klovan (1971), the grain-size sub-classes according to the ternary diagram of the IODP Expedition Scientists 339 (2013), the most common modal distributions, some examples of composition in the fraction > 150 μm , and photograph samples of the fraction > 150 μm . Those examples capture the range of variability observed in the Bahamian slope, and most of the time each facies is illustrated by different types (T1, T2, T3). Bc = Bioclast; Bp = Brocken pellets; Bt = Benthic foraminifera; Cc = Coral clast; Ec = Echinoderm clast (plate or radiola); Hp = Halimeda plate; Ic = Intraclast; Lc = Lithoclast; Pe = Pellet; Pd = Plant debris; Pk = Planktonic foraminifera; Pt = pteropod; Ss= Sponge spicule. A) Coarse (> 2 mm) sediment with grain-size measurements made with a set of eleven vibrating sieves; B) Fine (< 2 mm) sediment with grain-size measurements made with a Malvern Mastersizer S laser diffractometer.

Sediments were analyzed using a binocular lens to describe the components. For each sample, 1 cm³ of bulk sediment was dried, weighed, and separated into three fractions with two sieves (20 and 150 μm) chosen according to the modal distributions. The > 150 μm fraction includes variations in the composition of the main organisms (a summary is shown in Fig. 2). The fraction between 20 and 150 μm includes mostly undetermined fragmented organisms. Observation of the < 20 μm fraction was examined by means of a standard light microscope under crossed Nicols and polarized light at 1000x magnification. The < 20 μm fraction of the periplatform ooze sediment (Schlager and James 1978) included mainly a mixing of aragonite needles and coccoliths. However, sediment present in the mud wackestone sub-class encompasses only one component type (coccoliths or aragonite needles, Fig. 2B). The abundance of organisms was visually quantified using a standard binocular and results were expressed as follows: D for dominant (> 40 %), VA for very abundant (30 to 40 %), A for abundant (15 to 30 %), F for few (5 to 15 %), R for rare (1 to 5 %) and P for present (< 1 %). In this paper, the term “lithoclast” refers to lithified limestone fragments that have been transported and includes “intraclast” and “extraclast”. The term “intraclast” was specified when fossil assemblages similar to the unlithified surrounding sediment were evidenced inside the lithoclast. The term “diagenetic nodules” refers to slight lithified limestone fragments formed in-situ by early marine cementation. In our study, “bioclasts” include all undetermined fragmented organisms. “Pteropods” include whole tests and pteropods clasts. No species was determined for benthic foraminifera, and they include deep and shallow water species.

RESULTS

The grain-size modified Dunham classification (Fig. 2) shows 14 new facies names. Those names are composed of typical terms referring to the Wentworth classification (1922), with the boundary between silt and sand at 63 μm , except for the limit between clay and silt that was set at 10 μm , and followed by the textural term of Dunham (1962). The subdivision in subclasses of the grainstone, floatstone and rudstone facies is based on the ternary diagram of Folk (1954; Fig. 3A). The subdivision in sub-classes of the wackestone and packstone facies is based on the ternary diagram of the ODP/IODP expeditions (*e.g.* Shipboard Scientific Party, 1995; Expedition 303 Scientists, 2006; Expedition 339 Scientists 2013; Fig. 3B). Similar sub-classes may occur in different classes. For example, the slightly gravelly sand sub-class may be encountered both in the floatstone and the grainstone classes (Fig. 2A), or the sandy-silt sub-class may appear in the wackestone and the packstone classes (Fig. 2B). The figure 2 also includes the most common modal representations with some examples of composition in the fraction > 150 μm and photographs of the fraction > 150 μm (selected samples).

A



B

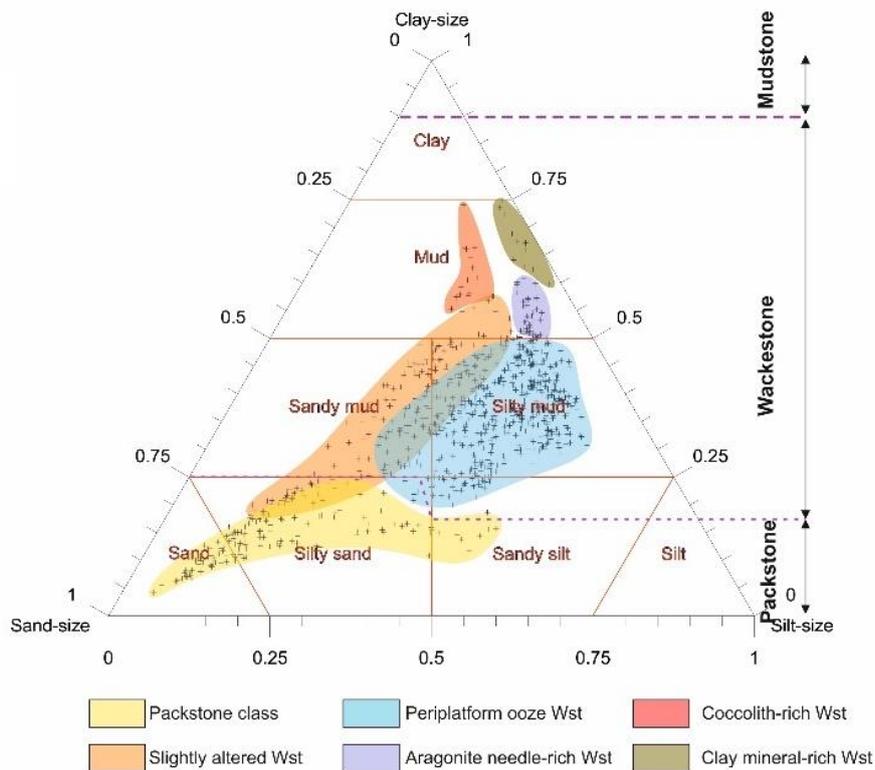


Figure 3: A) Different types of grainstone, floatstone and rudstone classes in the ternary diagram of Folk (1965); B) Different types of wackestone (Wst) facies and packstone classes in the ternary diagram of IODP Expedition 339 Scientists (2013). Only the sub-classes present on the Bahamian slopes are colored. The grain-size scale in the ternary is diagram follows Wentworth (1922): gravel-size particles (2 mm to 64 mm), sand-size particles (63 μ m to 2 mm), silt-size particles (10 μ m to 63 μ m), and clay size particles (0 μ m to 10 μ m). It should be noted that the limit between clay and silt which was set at 10 μ m, due to the overestimation of the size of the clay-size particles related to the method of grain-size analysis. The mud-size particles include clay-size and silt-size particles (0 μ m -63 μ m).

Two grain-size sub-classes were defined for the rudstone class (gravelly sand and gravelly muddy-sand sub-classes), for the floatstone class (gravelly-sand and slightly gravelly-sand sub-classes), and for the grainstone class (slightly gravelly-sand and sand sub-classes; Fig. 2A, Fig. 3A). All these six grain-size sub-classes were found solely at the San Salvador Area. The only sub-classes found on the western slope of GBB were the rudstone sandy gravel sub-class (Fig. 2A), corresponding to sediments collected on a cold-water carbonate mound (CARKS-14) located along the lower slope (800 m water depth). The same holds for the sandy grainstone sub-class collected along the northern slope of the LBB on top of a carbonate block (CARKS-29, at 510 m water depth) and the middle slope of the LBB drift during the last glacial period (CARKS-18, at 404 water depth; Chabaud et al. 2016).

The packstone class could be subdivided into four grain-size sub-classes: (1) the gravelly sand sub-class, (2) the sand sub-class, (3) the silty-sand sub-class, and (4) the sandy-silt sub-class (Figs. 2A, 2B, Fig. 3B). The few occurrences of these sub-classes are located along the northern slope of LBB. The gravelly sand packstone sub-class contained mainly *Halimeda* plates (CARG-03B; at 88 m water depth), which are only present in the proximal slope surrounding the platform (< 200 m water depth). All the other packstone sub-classes are from between 720 and 1010 m water depth (CARKS-01; 04; 13; 14; 23; 30; 31; 33).

The wackestone class is the most common class along the northern slope of LBB and the western slope of GBB. It is divided into four grain-size sub-classes: (1) the sandy-silt sub-class, (2) the sandy-mud sub-class, (3) the silty-mud sub-class and (4) the mud class (Fig. 2B, Fig. 3B). The sandy-silt sub-class is not well represented. The sandy-mud sub-class includes a part of the typical periplatform ooze, and most of the sediment that was altered slightly by diagenesis. Slightly altered sediment shows some organisms embedded into mud, or joined to others organisms by indurated mud, forming intraclasts. They are present in the deepest cores (from 1000 to 1100 m water depth) located on the lower slope (CARKS-32) and inside the canyons (CARKS-30 and CARKS-31). The silty-mud sub-class dominates and includes the most abundant type of periplatform ooze, but in some cases these sediments were modified slightly by early cementation related to low sedimentation rates (Chabaud 2016). The frequency curve of most samples shows a bimodal distribution of grain sizes, but some samples shows three peaks and a few show unimodal distribution (Fig. 2B). In some silty-mud wackestone sub-class (second one described in Fig. 2B), small-sized pellets were observed that show an angular shape. They were labelled "Bp" for "Broken pellets" (Fig. 2B picture). They may have acquired their angular shape during the sieving of sediment while these pellets were not lithified enough and broke up in smaller pieces. The mud sub-class represents the finest sediment found on the Bahamian slopes. It includes two main types of sediments: calcareous ooze with relatively high content of aragonite needles or coccoliths, and clay mineral-rich sediments with clay minerals reaching 20 to 40 % of the total sediment.

DISCUSSION

Advantages of the new grain-size modified Dunham classification

Importance Of Grain-size Properties.--- On the modern carbonate slopes of the Bahamas, the origin of the particles is basically the same: a mixture of planktonic microfauna, living in the ocean water column, and sediments derived from the shallow water bank, hence a typical “periplatform ooze” (Schlager and James 1978). This study suggests that grain size is the most selective parameter describing the carbonate particles forming all classes from rudstone to mudstone although the sediment can be slightly lithified. The D50 value rarely represents the dominant particles, as it is an average value among all particles sizes. This statement is especially shown in sediment with bimodal or trimodal grain-size distributions. The new grain-size-modified Dunham classification is based on sub-classes characterizing the two dominant fractions in the sediment. Therefore, sub-classes should remain unchanged if using different grain-size analyses techniques.

Grain-size measurement provides a quantitative characterization of particles that helps to distinguish between different facies classes. This quantification is especially helpful distinguishing mudstone from mud-rich wackestone (> 10 % of grains > 20 μm), packstone from grainstone (absence of clay-size particles), and even floatstone (matrix-supported texture) from rudstones (grain-supported texture).

Limits Between Packstone And Wackestone Classes.--- The addition of grain size in the classification addresses the following problem generated by the Dunham classification (1962): the limit between wackestone and packstone classes is very difficult to define because the packing depends mainly on the grain shape. In the Bahamian sediment, the limit between the wackestone and packstone classes varied from 25 to 15 % of clay-sized particles (purple line in Fig. 3B). For example, in the coarse sediment, the limit between packstone and wackestone falls at approximately 25 % of clay-size particles. This limit clearly shows up in the ternary diagram while the sandy-mud sub-class is associated with the wackestone class and the silty-sand sub-class is associated with the packstone class. However, in sediment with more abundant silt, the limit moves to ~15 % of clay-size particles. Thus, with a clay-size fraction between 15 and 25 %, the facies corresponds to the sandy-silt wackestone sub-class whereas with clay-size percentage of < 15 % the facies corresponds to the sandy-silt packstone sub-class. Such variability was not expected in this modern carbonate slope environment because the Bahamas slopes typically encompass the same type of sediment (periplatform ooze components). Fossil shells form the largest particles in these deposits and hence, a higher proportion of clay-size particles are necessary to induce a mud-supported facies. This observation highlights the influence of grain size in an environment where the grain shape is similar. On the GBB platform environment, the limit between wackestone and packstone classes is defined at 50 % clay-size particles (Reijmer et al. 2009), mainly aragonite needles. This observation is in agreement with the fact that large organisms are more frequent in these shallow-water areas than in the slope environment and consequently, on the platform, a larger amount of clay-size particles is needed to induce a mud-supported facies.

The Most Common Class.--- The wackestone of the Dunham classification (1962) or the sparse to packed biomicrite of the Folk classification (1959; 1962) are the most frequently encountered sediment class found on the modern carbonate slopes of the Bahamas. These facies can now be subdivided into four grain-size sub-classes: sandy-silt wackestone, sandy-mud wackestone, silty-mud wackestone and mud wackestone (Fig. 2B, Fig. 3B). Typical periplatform oozes fit within the silty-mud sub-class, with some classifying in the sandy silt and the sandy-mud sub-classes (Fig. 3B). The most substantial variations between these sub-classes appear in the proportions of the sand fraction, which ranges from 5 to 45 % (Fig. 3B). Sand-rich wackestones include a relatively high proportion (20 to 45 %) of sand-size particles, consisting only of planktonic organisms (planktonic foraminifera and pteropods). They are interpreted to be associated with glacial periods (*e.g.* in CARKS-20, CARKS-21; Chabaud et al., 2016). Sand-lean wackestones encompassed a relatively low proportion (5 to 20 %) of sand-size particles (planktonic organisms) but a high proportion of silt- (25 to 45 %) and clay-size particles (45 to 55 %), mainly bioclasts and aragonite needles, respectively (CARKS-21). These compositions most likely relate to periods with preferential off-bank transport during episodes when the platforms were flooded, corresponding to short durations (=the flooding event) of the interglacial periods (Chabaud et al. 2016).

The Early Marine Diagenesis Sub-class.--- Slightly altered sediments are easily recognized as they were found mainly in the sandy-mud wackestone sub-class (Fig. 3B). Early marine lithification may be promoted in the sandy mud wackestone facies because of increase porosity of sediment. Indeed, circulation of interstitial waters through the sediment is enhanced in sandy sediment that may stimulate cementation and the first stage of early marine diagenesis (Bathurst 1975). Furthermore, early lithification was link to increase in the sand sized fraction and related to organic matter demineralization in periplatform sediments (Reuning et al. 2006). The core CARKS-32 located in the basin shows first signs of early diagenesis evidenced by yellow tests surrounded by indurated mud (photos in wackestone sandy mud sub-class in Fig. 2B). This slightly altered sediment (Fig. 4F) includes in its fine fraction (< 63 μm) a dominance of tiny (<4 μm) euhedral calcite crystals (Fig. 4M). This observation infers that those micrite-size carbonates are diagenetically precipitated and represent the first stage of early marine lithification. It is suggested that the term “submicrocrystalline cement” (Macintyre 1977; 1984; Friedman 1985) should be used to define precipitated cement made of < 4 μm diagenetically carbonate crystals, avoiding any confusion with the original meaning of the micrite: “matrix in low-energy deposits” (Folk 1962). This distinction between the unlithified micrite of muddy sediment and the finely recrystallized micrite of lithified sedimentary rocks is important to consider. Indeed, in modern carbonate environments, interbedding between partially lithified sediment and unlithified sediment is not rare (*e.g.* CARKS-08, CARKS-11 and CARKS-12). In those partially lithified beds, micrite (as “original” matrix) and “submicrocrystalline cement” coexist. They can be distinguishing by analyzing the composition of the micrite fraction by smear slide.

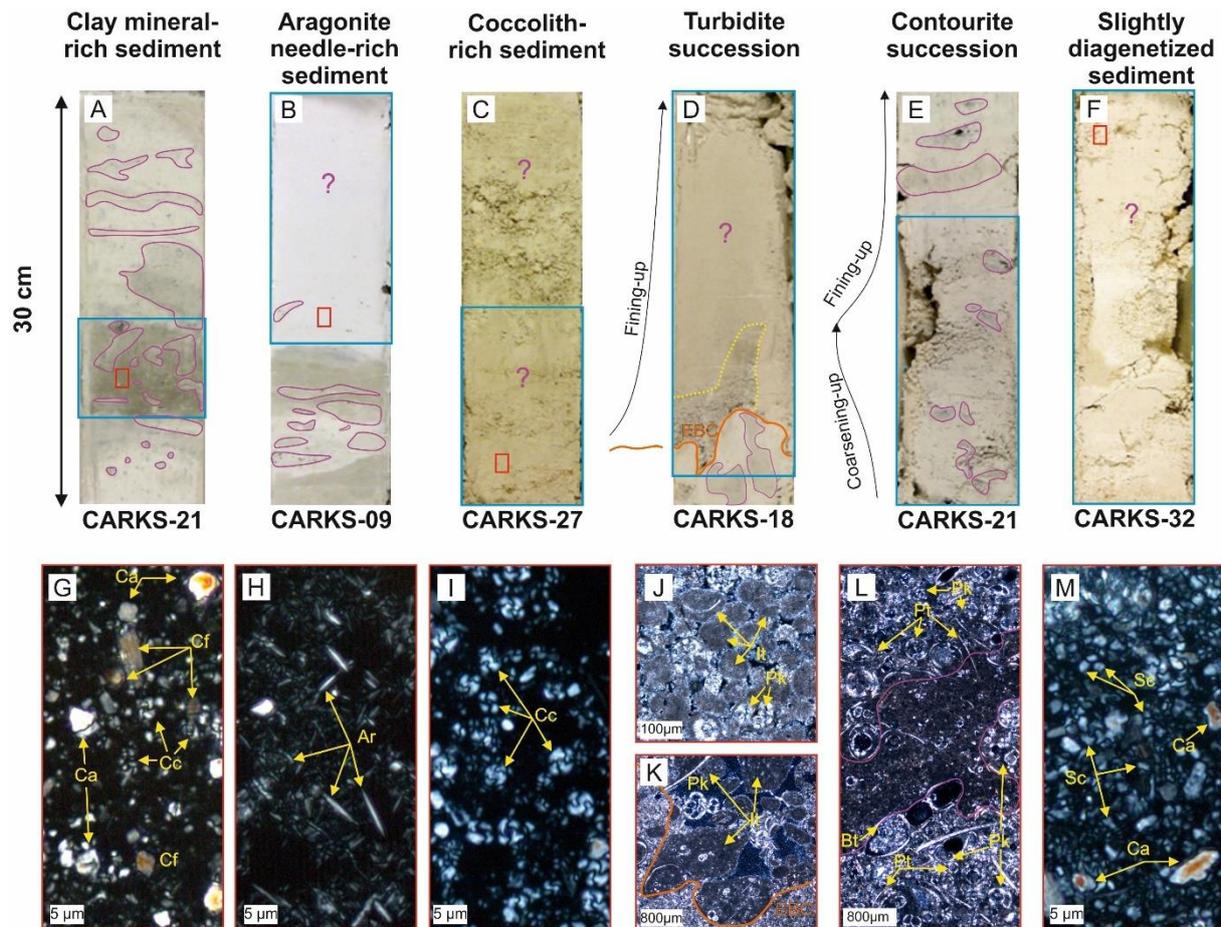


Figure 4: Photos of representative sediment. In A-F, blue frames show the sediment facies in question. Red frames show the zoom below the photo. Purple circles show the main visible bioturbations. For samples in which the bioturbation is likely present but not visible, a purple interrogation point is noted. In G-M, Ar: aragonite needles; Cc: coccoliths; Ca: calcite mineral; Cf: clay mineral flakes; It: Intraclasts, Pk: planktonic foraminifera; Pt: pteropods, Sc: submicrocrystallin cement. A) Clay-mineral-rich sediment of CARKS-21; B) Aragonite needle-rich sediment; C) coccolith-rich sediment; D) Turbidite sequence showing a sharp and erosive basal contact (black line). A boundary (yellow line) separates the silty sand (trimodal distribution) and the sandy silt (bimodal distribution) parts. Flow-in of the sediments during coring have disturbed the sediments; E) Section of a bioturbated contourite succession of CARKS-21; F) Sediment that is slightly altered by diagenesis; G) Smear slide photomicrograph of clay mineral-rich sediment showing a mixture of coccoliths, clay and calcite minerals; H) Smear slide photomicrograph of aragonite needle-rich sediment; I) Smear slide photomicrograph of coccolith-rich sediment; J) Thin section photomicrograph of the sandy silt part of the turbidite sequence showing grain-supported texture; K) Thin section photomicrograph of the silty sand part of the turbidite sequence thin section showing contact between grains; L) Thin section photomicrograph of the coarsest part of a contourite showing highly bioturbated sediments; M) Smear slide photomicrograph of slightly diagenetized sediment showing potential submicrocrystallin cements.

The Finest Sub-class.--- The finest sediments correspond to the mud wackestone sub-class (Fig. 3B). Clay-size particles in these muddy sediments can have three different origins and thus variations in sediment composition: 1) clay mineral-rich sediment (up to 40 %) with clays mostly transported by the Antilles or Florida currents (Fig. 4A, G); 2) aragonite needle-rich sediments (Fig. 4B, H) mixed with platform terrestrial plant debris that occur during periods with pronounced off-bank transport (mud wackestone sub-class Fig. 2B), and 3) coccolith-rich sediments with biota originating from the water column (Fig. 4C, I). The beds enriched in clay minerals were ~10 cm to 20 cm-thick and were deposited at the transition from glacial to interglacial periods, such as from MIS 8 to MIS 7 (Chabaud et al. 2016). They have a grey to greenish color due to the mineral flakes (Fig. 4A, G) and sand-size particles are rare or absent,

usually including only planktonic foraminifera. This scarcity of planktonic foraminifera may be explained by the clay mineral-rich sediments deposited during a short period of time. The beds enriched in aragonite needles are 10 cm to 30 cm-thick and very white in color. The fine fraction ($< 10 \mu\text{m}$) include only aragonite needles and sand-size particles are rare ($< 10 \%$), usually including only planktonic foraminifera. Deposition of the aragonite needle-rich sediments (Fig. 4B, H) with some pellets or terrestrial plant debris (see photos in Fig. 2B, mud sub-class wackestone), appeared on the western slope of GBB during the most recent part of the Holocene (Chabaud 2016). They are interpreted to be caused by pronounced off-bank export of fine grain-size particles (aragonite needles) during passing cold fronts (Wilson and Roberts 1992; 1995). The beds enriched in coccoliths were ~ 10 cm thick and slightly yellow. The fine fraction ($< 10 \mu\text{m}$) include only coccoliths and sand-size particles are rare ($\sim 15 \%$), usually including only planktonic foraminifera. The coccolith-rich sediments (Fig. 4C, I) are quite rare and may be generated by local blooms of phytoplankton as it has been widely observed in the Atlantic Ocean (Tyrrell and Merico 2004). The coccolith-rich sediments can only be discriminated by complementing the description and grain-size measurements with smear slides or geochemical analyses such as XRF core scanning or XRD measurements because these deposits exhibit low strontium or aragonite content.

The Packstone Class.--- Dunham (1962) described peculiarities of grain-supported muddy carbonate rocks and suggested several hypotheses to explain the grain-supported aspect in combination with the muddiness. Those hypotheses are the simple compaction of wackestone, the early or late infilling of previously deposited mud-free sediment, the prolific production of grains in calm water, the mixing by burrowers and finally, the incomplete winnowing or partial leaching of mud. In the studied cores, the sediments have not yet been subjected to major compaction inducing lithification, while the studied deposits only include short cores, max. 13 m. However, sedimentary processes producing the packstone class are easier to understand when grain sorting and sand-, silt- and clay-size particle percentages are taken into account (packstone class in Fig. 2A and 2B).

The first example highlighted in the grain-size modified Dunham classification is the gravelly sand packstone (Fig. 2A). This facies includes gravel-size particles (> 2 mm), such as *Halimeda* plate ($\sim 5 \%$), and indurated nodules ($\sim 8 \%$). It also includes silt- and sand-size particles originating from platform organisms (benthic foraminifera, pellets and coral clasts) associated with clay-size particles ($\sim 7 \%$), mainly aragonite needles. This facies is only present at proximal locations from the platform (~ 5 km, e.g. CARGC-03B) and relates to the export of shallow-water platform sediment by off-bank transport processes (Wilson and Robert 1992; 1995). The gravelly sand packstone corresponds to proximal off-bank transport deposits, described as periplatform ooze dominated by shallow-water carbonate components, previously described in the LBB drift area (Chabaud et al. 2016).

The other packstone sub-classes (sand, silty sand, and sandy silt) are explained with the previous hypothesis described by Dunham (1962). The modal representation of grain size helps to discriminate the different hypothesis by analyzing the grain sorting and the value of the peak grain size. Unimodal distributions may indicate turbidite if the sediment is sorted (Fig. 4D, J, K),

which may become bimodal at the top of the sequence due to early or late infilling of previously deposited mud-free sediment. This hypothesis could explain the presence of mud in thin deposits, such as the < 10 cm-thick turbidites (e.g. CARKS-24). Winnowing or partial leaching of mud by currents induces bimodal and trimodal grain-size distributions, which are interpreted as the periods of maximum current velocity (e.g. CARKS-21; Chabaud et al. 2016). Those deposits exhibited bioturbated bigradational sequences with a coarsening-up unit followed by a fining-up unit and are interpreted as contourites (Fig. 4E, L). An unusual distribution was observed that shows four peaks, centered at 2 μm , 70 μm , 300 μm and 1000 μm . This quadrimodal distribution of grain size included pteropod-rich silty sand packstone mixed with planktonic foraminifera. Tests of planktonic organisms were not broken, mainly white, although a third of them show a yellow appearance (photo of silty sand packstone in Fig. 2B). These deposits were present at ~1079 m water depth (e.g. CARGC-25B) and may be related to prolific production of pteropods in the open ocean.

The Grainstone, Floatstone and Rudstone Classes.--- The grainstone, and most of the floatstone and rudstone class sediments consist of a mix of shallow-water organisms (*Halimeda* plates, platform-derived benthic foraminifera, and other bioclasts) and open ocean organisms (planktonic foraminifera and pteropods; Fig. 2A). They are well sorted and are interpreted to result from gravity transport of shallow-platform derived sediment along the slope. These gravity deposits may include the typical periplatform ooze sediment found in the initial sample, and winnow the finest fraction. However, some floatstone and rudstone include pteropods mixed with planktonic foraminifera associated with bivalve shells or cold-water coral clasts (e.g. CARKS-14, photo of the gravelly sand rudstone in Fig. 2A). Those deposits could be either in place or transported. These classes are very rare along the LBB and GBB proximal slopes (on a coral mound and at the top of a carbonate block). However, they are typical for carbonate sediments found in the San Salvador Area. The only mud-free carbonate sediment in the San Salvador Area is found in very deep waters (~4,000 m).

Limitations of the new grain-size modified Dunham classification

Limitations Of Grain-size Measurements.--- In the Bahamian slope, sediment turbidite deposits result mainly from the preferential disintegration of pteropods and clasts, and the preservation of the round-shaped planktonic foraminifera. In this case, coarser grains thus have a more rounded shape. This situation also occurs in settings where round-shaped diagenetic nodules are formed by early marine diagenesis, which leads to rapid rises in abundance of the > 500 μm fraction. However, increases of *Halimeda* plates also result in a rapid rise in the > 500 μm fraction. The link between size and shape of the grains in periplatform ooze is not apparent and result in difference of depositional processes. The grain-size distribution of bioclastic carbonates results from the inherited grain-size distribution and the later history of hydraulic modification of the inherited grain-size distribution (for a review see Maiklem 1968). The contributing organisms will produce a certain range of grain sizes based on the characteristics of the skeleton, mineralogy and internal structure (Maiklem 1968; Kench and McLean 1986; Prager et al. 1996). Density and shape of the carbonate organism skeleton create a difference in buoyancy, entrainment velocities and settling velocities. These three parameters result in variations of transport distances, making

it difficult to interpret environmental processes between distinct locations, such as the platform and the slopes. For example, the mud-rich facies of the GBB platform contain between 35 to 55 % of the fraction $< 63 \mu\text{m}$ (Reijmer et al. 2009), which is similar to some facies deposited during glacial periods in the middle slope of LBB drift (Chabaud et al. 2016) and may give the same grain-size sub-class. The main difference is the presence of pellets in the GBB platform facies where the slope facies encompass mainly planktonic foraminifera and pteropods. It is absolutely necessary to analyze the composition of the sediment with a microscope (sieved sediment, smear slides or thin sections), to properly name the observed facies and derive the environmental processes and paleoenvironmental interpretations.

Absence Of Mudstone Class.--- Another striking observation is the absence of sediment in the mudstone class in the cores from the modern carbonate slopes of the Bahamas. No clear indication was found in the literature, but it seems that the Santaren Drift (Site 1006, Eberli et al. 1997) is composed of nannofossil ooze, which could correspond to the mudstone class, but grain-size measurements are needed to confirm this statement. One explanation is that the fine sediment that would produce mudstone is found preferentially on the platform, where abundant aragonite needles are produced (Neumann and Land 1975). Off-bank transport by density cascading carries these fines far away from the platform edge (Wilson and Roberts 1992; 1995). In slope environment, the clay-size particles can be winnowed easily by downslope high-density flows and contour currents (as described by Betzler et al. 2014). Grain-size measurements on additional marine cores located along the platform would allow for better characterization of the mudstone class, as was done for all the other classes (wackestone, packstone, grainstone, floatstone, rudstone).

Early Marine Diagenesis Biases.--- Although this new classification concept allows to easily recognize slightly altered sediments (sandy mud wackestone facies), some limitations exist. Sediment diagenesis remains a problem for grain-size measurements, in particular when diagenesis forms nodules such as in CARKS-18 (Chabaud et al. 2016), in the MD99-2202 (Lantzsich et al. 2007) or in ODP Leg 115 site 716 (Reuning et al. 2006). Formation of diagenetic nodules results from early marine cementation, such as in CARKS-18 (Chabaud et al. 2016) or in the MD99-2202 (Lantzsich et al. 2007). The decrease in sediment supply and the increase of current speed during glacial periods are the two main parameters stimulating cementation, and hence the formation of the indurated nodules (Chabaud et al. 2016). Does the measured grain-size represent the initial (syndepositional) characteristics of the sediment or the grain-size properties after early diagenesis? We suggest that in our data the sandy mud wackestone sub-class represents the syndepositional characteristics of the sediment because it is coherent with the spatial context of the core (CARKS-32). Indeed, CARKS-32 is located far from the platform (~40 km) and at great depth (~1000 m), resulting in a decrease in silt-size particles. These particles typically include benthic foraminifera, which are less abundant as the depth of slope increases.

CONCLUSIONS

The grain-size-modified Dunham classification is an efficient classification scheme to classify recent carbonate sediments on Bahamian-type slopes. The major advantage of the modified classification is that it characterizes the sediments at the time of deposition on modern bahamian slope environment. The methodology could be extended to other modern carbonate environments. The textural name from Dunham (1962) is used as the class facies determination and the sub-class name is based on grain-size measurements. A total of 14 facies were described varying from the rudstone to wackestone classes disregarding the state of lithification. No mudstone facies are evident on the samples from modern slopes of the Bahamas evaluated here.

The grain-size (including sorting and proportions of clay-, silt- and sand-size particles) is the most selective parameter describing the typical “periplatform ooze.” Grain-size measurement provides a quantitative characterization of the limit between different facies classes: mudstone, wackestone, grainstone, floatstone, rudstone and even the packstone facies. The grain-size-modified Dunham classification provides a more detailed description of sediment, by quantifying the dominant fractions of the sediment. It helps to understand depositional processes while it provides insights into the energy of the transport and depositional processes.

The coarsest classes (rudstone, floatstone, grainstone or packstone) are very rare along the LBB and GBB proximal slopes. The wackestone facies was the most frequent facies on the modern carbonate slopes of the Bahamas, especially the silty-mud sub-class. Sediment diagenesis remains a challenge for accurately measuring grain size, especially when diagenetic processes produce nodules.

Similar to other descriptive classifications, the grain-size-modified Dunham classification is a descriptive tool, which does not mandate any interpretation of palaeoenvironments, although it can be used to suggest the energy of depositional processes. For a palaeoenvironment reconstruction, however, the determination of biological components and additional geochemistry analyses remain necessary.

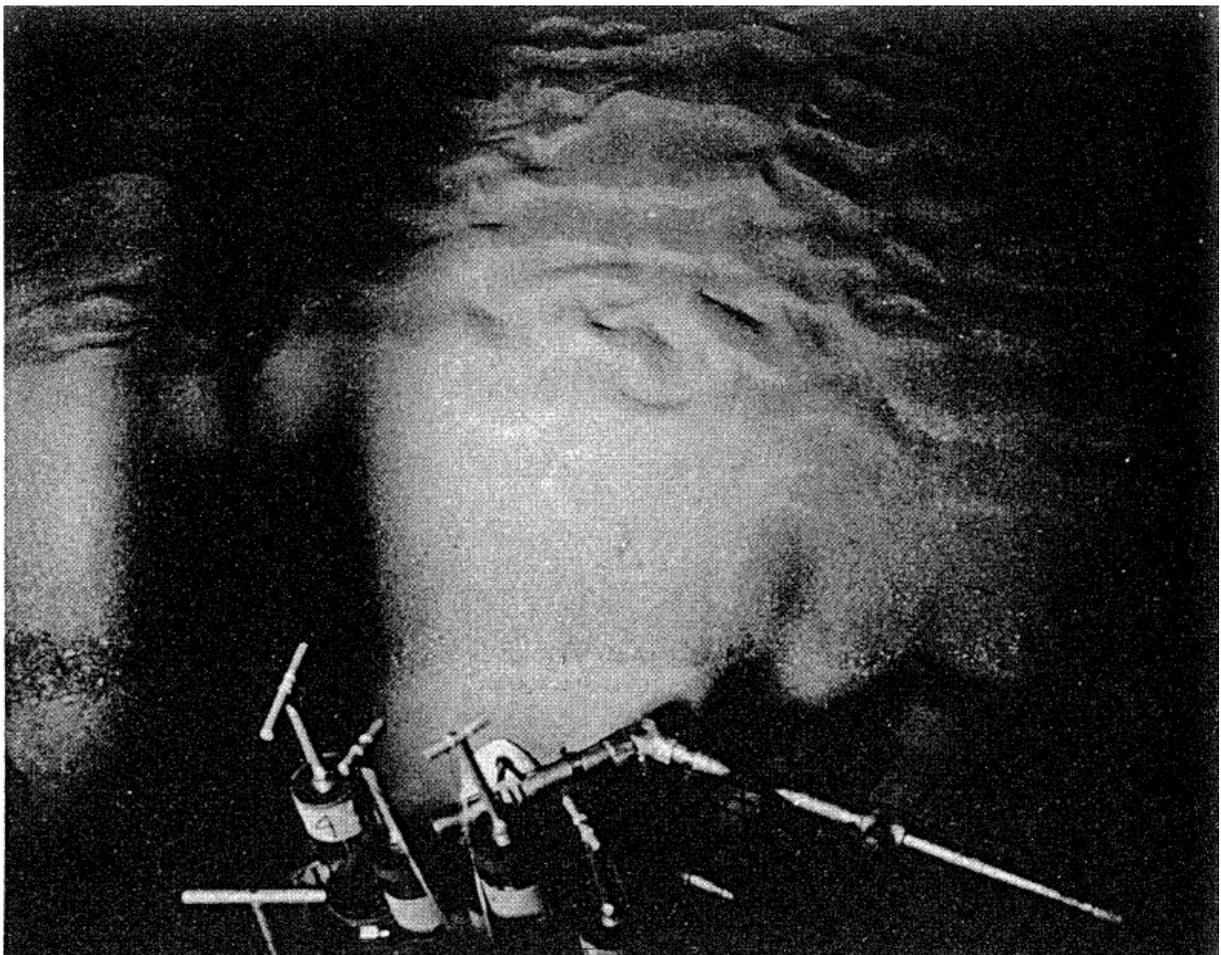
Acknowledgements

We wish 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. We thank RSMAS of the University of Miami for CARAMBAR 1.5 cruise organization, and the captain and crew of the *Walton Smith* for the quality of the acquired data. Authors thank the chief scientist of Bacar cruises A.R. Townsend, C. Blanpied, P. Le Quellec, F. Euriat, C. Ravenne, and P. Froidevaux. Ludivine Chabaud’s PhD project is supported by a grant from TOTAL E&P (Pau, France) and has the scientific support of the French Insu Program Action Marges. We gratefully acknowledge Gérard Chabaud, Béatrice Cosson, Pascal Lebleu, Bernard Martin and Olivier Ther, for their technical support during the sediment analyses. We thank student assistants Léa Keiser, Guillaume Rapinat and Anaïs Schmitt for their help with the laboratory work. Last but not least, we wish to thank the native English speaker, Dr. Lauren Ross, for comments on the written English of the text.

PARTIE C. DISCUSSION

CHAPITRE 1. Le drift de péri-plate-forme du LBB

Illustration du fond marin au niveau du drift du LBB (Mullins et al., 1980). Cette photo, prise par le submersible américain DSRV Alvin (vue vers le sud, 400 m de bathymétrie) met en évidence des dunes sous-marines, avec leur côté pentu orienté vers le nord.



Ces travaux font l'objet d'un article intitulé : "Sedimentary processes determining the modern carbonate Periplatform drift of Little Bahama Bank" par L. Chabaud, E. Ducassou, E. Tournadour, T. Mulder, J. J.G. Reijmer, G. Conesa, J. Giraudeau, V. Hanquiez, J. Borgomano et Lauren Ross, soumis dans le volume spécial de la revue *Marine Geology* intitulé : « The contourite log-book: significance for palaeoceanography, ecosystems and slope instability » de David Van Rooij, D. Calvin Campbell, Andres Rueggeberg, et Anna Wahlin.

Cette étude vise à comprendre les processus sédimentaires au niveau de la pente septentrionale du LBB, soumise à la houle (windward). La partie occidentale de cette pente se trouve à la confluence de deux courants de surface, le courant des Antilles et le Courant de Floride qui agissent sur le fond marin jusqu'à 800 m de profondeur d'eau au moins. Il s'y est développé un grand corps sédimentaire oblong : le drift du LBB. Cette étude couple des données de sismique-réflexion très haute résolution, de bathymétrie multifaisceaux, et des carottages sédimentaires prélevés entre 70 et 800 m de bathymétrie.

Les données de sismique-réflexion et de bathymétrie ont permis de caractériser la morphologie de la pente septentrionale du LBB. Elle se divise en :

- (i) une structure en forme de plateau, située à 40 m de profondeur d'eau, d'au moins 4 km de long et parallèle à la plate-forme. Elle correspond à la bordure de la plate-forme ;
- (ii) *l'uppermost slope* avec un angle moyen de $1,15^\circ$ entre 40 m et 300 m de bathymétrie, et caractérisée par la présence d'un escarpement abrupt entre 40 et 160 m de bathymétrie ;
- (iii) la pente supérieure avec un angle moyen de $0,7^\circ$ entre 300 et 650 m de bathymétrie ;
- (iv) la pente moyenne avec un angle moyen de $1,2^\circ$ entre 650 m et 800 m de bathymétrie et caractérisée par la présence de monts carbonatés entre 600 et 800 m de bathymétrie ;
- (v) la pente inférieure avec un angle moyen de $0,5^\circ$ entre 800 m et 900 m de bathymétrie.

Les analyses stratigraphiques et sédimentologiques y ont permis de caractériser la variabilité des apports sédimentaires d'un point de vue spatial et temporel au cours du dernier million d'années, mais plus particulièrement sur les derniers 450 ka. Les dépôts de pente sont des sédiments de péri-plate-forme qui consistent en un mélange d'organismes et de clastes produits sur la plate-forme et d'organismes planctoniques (foraminifères, ptéropodes et coccolithes) issus de la colonne d'eau.

La distribution des sédiments sur la pente varie au cours du temps et se caractérise par trois périodes principales :

- (i) les périodes de submersion de la plate-forme, comme à l'actuel, avec un niveau marin relatif (RSL) > -6 m par rapport au niveau marin actuel, présentent les taux de sédimentation les plus forts (10-30 cm/ka) et les sédiments les plus fins ;

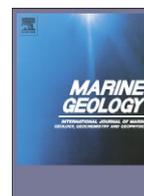
- (ii) les périodes interglaciaires ($-90 \text{ m} < \text{RSL} < -6 \text{ m}$), durant lesquelles seules les bordures de la plate-forme sont ennoyées, correspondent à des taux de sédimentation intermédiaires ($< 10 \text{ cm/ka}$) ;
- (iii) les périodes glaciaires ($\text{RSL} < -90 \text{ m}$), qui correspondent à l'exondation complète de la plate-forme et de la partie supérieure de l'*uppermost slope*, présentent les taux de sédimentation les plus faibles (quelques mm/ka) et les sédiments les plus grossiers.

L'exportation des sédiments par les processus de transport *off-bank* depuis la plate-forme est importante pendant les périodes de haut niveau marin ($\text{RSL} > -6 \text{ m}$). Elle conduit à de forts taux de sédimentation sur la pente, principalement au cours du dernier million d'années, pendant les stages isotopiques marins 1, 5e et 11. Les sédiments transportés depuis la plate-forme vont varier en fonction de la distance. En partie proximale (150 m - ~250 m de bathymétrie ; $< 5 \text{ km}$ de la plate-forme), les sédiments de la fraction grossière ($> 150 \mu\text{m}$) montrent une dominance des organismes issus de la plate-forme avec des plaques d'*Halimeda*, des foraminifères benthiques et des pellets associés à des apports réduits provenant de la colonne d'eau ($< 10 \%$), principalement des foraminifères planctoniques. Les fractions fines proviennent principalement de la plate-forme (aiguilles d'aragonite). En partie plus distale ($> 250 \text{ m}$ de bathymétrie ; $> 5 \text{ km}$ de la plate-forme), les particules issues de la plate-forme sont principalement uniquement composées d'aiguilles d'aragonite de petites tailles (1-2 μm). Ces particules fines vont se mélanger avec les apports de la colonne d'eau (coccolithes, foraminifères planctoniques, et clastes de ptéropodes).

Lorsque le niveau marin relatif est supérieur à -40 m, la production de sédiments carbonatés de plate-forme est réduite et se concentre sur une largeur de 4 km au niveau de la marge.

En période glaciaire, la plate-forme et la marge sont exondées, réduisant la production carbonatée au haut de l'*uppermost slope* située dans la zone photique. Les apports sédimentaires le long de la pente sont alors dominés par la production pélagique. Des nodules indurés se forment dans la pente supérieure (300 - 650 m de profondeur) en raison du faible taux de sédimentation et de l'influence du courant des Antilles. Le transport sédimentaire par le courant des Antilles favorise alors, au niveau de la pente moyenne (650-800 m de profondeur), le développement de séquences bioturbées à granoclassements inverse puis normal, appelées contourites. Les caractéristiques de ces séquences contouritiques sont morphologiquement très similaires à celles décrites dans les environnements silicoclastiques, mais sont par contre très condensées avec des taux de sédimentation très faibles et représentant chacune une période glaciaire (~50 ka).

Le drift du LBB est caractérisé comme un corps sédimentaire sous l'influence des apports de la plate-forme et de deux courants de surface, justifiant le terme de « drift de péri-plate-forme ». La morphologie moderne du drift du LBB correspond à une zone affectée par des courants de faible énergie, décrite dans le modèle de Betzler et al. (2014).



Sedimentary processes determining the modern carbonate periplatform drift of Little Bahama Bank



Ludvine Chabaud ^{a,*}, Emmanuelle Ducassou ^a, Elsa Tournadour ^a, Thierry Mulder ^a, John J.G. Reijmer ^b, Gilles Conesa ^c, Jacques Giraudeau ^a, Vincent Hanquiez ^a, Jean Borgomano ^c, Lauren Ross ^a

^a Université de Bordeaux, UMR CNRS 5805 EPOC, Allée Geoffroy Saint-Hilaire, 33615, Pessac CEDEX, France

^b University Amsterdam, Faculty of Earth and Life Sciences, Sedimentology and Marine Geology Group, De Boelelaan 1085, 1081 HV Amsterdam, The Netherlands

^c Aix-Marseille Université, CEREGE UM 34, 3, Pl. Victor Hugo, 13331 Marseille Cedex 3, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 13 May 2015

Received in revised form 6 November 2015

Accepted 15 November 2015

Available online 21 November 2015

Keywords:

Modern carbonate contourites

Periplatform drift

Bahamas

Stratigraphy

Sedimentary records

Quaternary

ABSTRACT

This paper presents an analysis of the combined influence of along-slope sediment transport and off-bank sediment export from the Little Bahama Bank (LBB) to the periplatform sediment wedge of the northwestern part of the slope over the last 424 ka. The LBB northwestern slope is divided in (i) a plateau-like structure (margin) at ~40 m water depth over at least 4 km parallel to the edge of the LBB; (ii) the uppermost slope with a mean slope angle of ~1.15° from 40 to 300 m water depth; (iii) the upper slope with slope angle of ~0.7 from 300 to 650 m water depth, (iv) the middle slope with slope angle of ~1.2, from 650 to 800 m water depth, and (v) the lower slope with slope angle of <~0.5, from 800 to 900 m water depth.

The uppermost slope, the upper slope, and the middle slope of the northwestern LBB were characterized by periplatform oozes that became more diluted with pelagic sediment toward the distal part of the slope. This sediment distribution of the northwestern LBB slope varied significantly over times according to the flooded surface of the LBB. The major flooding periods are related to the highest Relative Sea Level (RSL) (>−6 m) that occurred during interglacial periods, the highest sedimentation rates (10–30 cm/ka) and the finest sediment facies were found on the slope. During interglacial periods when RSL < −6 m, LBB was emerged but bank margins were still flooded and correspond to intermediate sedimentation rates (a few to 10 cm/ka) on the slope. Finally, during glacial periods (RSL < −90 m), LBB was emerged (including its margins), sedimentation rates on the slope dropped to a few mm/ka associated to coarser sediment facies.

Off-bank-transported sediment is the main sediment supply during sea-level highstands, occurring preferentially during three major periods of LBB flooding over the last 424 ka: marine isotopic stages 1, 5e and 11. During sea-level lowstands, shallow carbonate production was very low but could develop over a 4 km-wide plateau-like structure when RSL was above −40 m. The regional Antilles Current affected the sea floor along the northwestern LBB slope and influenced coral mound distribution as well as sediment facies and sequences along the upper and middle slopes (300–800 m). During glacial periods, the stronger influence of the Antilles Current upon the along-slope sedimentation promoted diagenesis via the development of indurated nodules in the upper slope (~400 m water depth). It also encouraged bi-gradational sequences showing a coarsening-up unit followed by a fining-up unit along the middle slope (~800 m water depth) that is thoroughly bioturbated. The characteristics of these contourite sequences were similar to those described in siliclastic environments, but in contrast were condensed with low sedimentation rates over long (glacial) periods.

© 2015 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Contourite drifts were first defined as large accumulations of sediment deposited at water depths exceeding 500 m by deep water bottom-currents circulating over the sea floor related to thermohaline circulation (Heezen et al., 1966; Heezen and Hollister, 1971; Hollister

and Heezen, 1972; Faugères and Stow, 1993). Recently, the term “contourite drift” was also applied to deposits along continental margins built by intermediate (Van Rooij et al., 2010; Rebesco et al., 2013) or shallow (e.g. Vandorpe et al., 2011) water masses. Contourite drift morphology ranges from small patch drifts (<100 km²) to giant elongate drifts (>100,000 km²) (for a complete review see Faugères et al., 1999; Rebesco and Camerlenghi, 2008; Faugères and Mulder, 2011; Rebesco et al., 2014). The relatively continuous accumulation rates of contourite drifts (Knutz, 2008) provide a record of paleoenvironmental changes throughout time (Hernández-Molina et al., 2003; Llave et al.,

* Corresponding author.

E-mail address: ludvine.chabaud.fr@gmail.com (L. Chabaud).

2006; Voelker et al., 2006; Wilson, 2012, 2013; Toucanne et al., 2012; Mulder et al., 2013; Vandorpe et al., 2014).

Contourite deposits are widely documented in the literature (Stow and Holbrook, 1984; Faugères et al., 1999; Faugères and Stow, 2008; Stow et al., 2002, 2008). However, only few studies have highlighted the importance of contour-currents along carbonate slopes (Neumann and Ball, 1970; Correa et al., 2012; Betzler et al., 2013; Murdmaa et al., in this issue). Five modern carbonate contourite drifts can be found in the Bahamas: the Pourtales Drift, the Santaren Drift, the Cay Sal Drift, the Great Bahama Bank (GBB) Drift, and the Little Bahama Bank (LBB) Drift (Mullins et al., 1980; Anselmetti et al., 2000; Bergman, 2005; Bergman et al., 2010). The term “periplatform drift” was recently introduced (Betzler et al., 2014) to refer to a carbonate slope wedge that is under the influence of ocean currents. Such periplatform drifts are very specific compared to other drifts as the main sediment input result from off-bank transport of the carbonate platform located nearby. The classical contourite facies is characterized by a bioturbated coarsening-up unit ranging from the muddy facies to silty/sandy facies, followed by a bioturbated fining-up unit ending back with muddy facies. Such a facies succession described from the Faro Drift in the Gulf of Cádiz reflects the intensification and reduction of current velocities (Gonthier et al., 1984; Faugères et al., 1984). The term “contourite” represents one bigradational sedimentary sequence, and the term “contourite drift” refers to the staking of contourites forming the sedimentary body.

In carbonate environments, remarkable changes in sedimentation rates have been observed along slopes with a high (low) accumulation of sediment during interglacial (glacial) periods (firstly documented by Kier and Pilkey, 1971; Lynts et al., 1973; Mullins et al., 1980; Mullins, 1983; Droxler et al., 1983). During sea-level highstands, the complete submersion of the shallow-water carbonate bank, water depth <6 m, is allowed for the abundant production of fine-grained aragonite particles on the LBB (Neumann and Land, 1975). Production of sediment on the carbonate bank is sharply reduced when the bank top is partially or totally emerged during lowstands. Episodic sedimentation due to sea-level fluctuations between glacial and interglacial periods is explained by the “highstand shedding” model (Droxler and Schlager, 1985; Schlager et al., 1994), which is highlighted in numerous studies (Mullins et al., 1980; Boardman and Neumann, 1984; Boardman et al., 1986; Reijmer et al., 1988; Wilber et al., 1990; Rendle and Reijmer, 2002).

This study analyzed the spatial and temporal variability of sedimentation on the LBB Drift (~400 and ~800 m water depth). In addition, it aimed to highlight sedimentary processes at varying distances from the bank over the last 424 ka (highstand vs lowstand). A multi-proxy approach based on bio- and isotopic stratigraphy and sedimentary analyses of marine cores was combined with geometrical analyses of geophysical data. The aim of this paper is to explain the growth of this contourite drift and discuss the use of the term periplatform drift.

2. Present-day environmental setting

2.1. Geological, climatic and oceanographic contexts

The Bahamian archipelago is composed by several shallow-water carbonate banks (Fig. 1) and has been considered tectonically stable since the middle Tertiary (Masferro and Eberli, 1999). It forms an isolated platform with limited wind-derived siliciclastic supply and represents (in maximum) less than 3.4% of the platform sedimentation (Traverse and Ginsburg, 1966; Swart et al., 2014). The Bahamas is nowadays considered as a fairly pure carbonate sedimentation environment. The climate of the northern Bahamas is subtropical to temperate (Roth and Reijmer, 2004) with easterly trade winds (from NE, E, and SE) most of the year and cold northwesterly winds occurring during winter (Sealey, 1994). Wave energy flux is higher on the northern margin of the LBB (windward) than the southern and western margins of LBB (leeward) (Hine and Neumann, 1977; Hine et al., 1981a, 1981b). Oceanic circulation patterns in the northern Bahamas are complex. However,

it is broadly accepted that the Antilles Current flows to the Northeast along the Bahama Escarpment and to the North of LBB (Rowe et al., 2015), where it merges with the Florida Current to form the Gulf Stream (Neumann and Pierson, 1966; Rowe et al., 2015). The only known current pattern described north of Little Bahama Bank suggests stronger currents at 400 m water depth than 50 m water depth (Fig. 2, Johns, 2011), which is in agreement with highest velocities located in 400 m water depth to the east of LBB (Lee et al., 1990). Measurements of the Antilles Current taken on the eastern part of the LBB northern slope recorded flow velocities at 750 m water depth ranging from 0.2 to 0.8 m/s directed northwest (Costin, 1968). In the same area, a reversal of bottom current across the east–west axis was recorded at 1040 m water depth but without quantification of the velocities (Gallagher, 1968). It has been suggested that the Antilles Current is not a steady flow but behaves as an eddy field along the Bahamian Archipelago (Gallagher, 1968; Ingham, 1974; Gunn and Watt, 1982; Lee et al., 1996). The Florida Current stretches northward from the Straits of Florida to Cape Hatteras (Rowe et al., 2015) with a discharge of 32.1 ± 3.3 Sv (Baringer and Larsen, 2001; Rousset and Beal, 2014). The surface currents are strongest on the western side of the straits, above the continental slope off Miami, with maximum velocities exceeding 1.5 to 2 m/s (Brooks and Niiler, 1977). Under this surface current (457 to 825 m water depth), southward-flowing countercurrents are found with average velocities of 0.18 m/s, and maximum velocities of 0.6 m/s (Neumann and Ball, 1970; Correa et al., 2012). Bottom currents along the eastern side of the Bahamas flow to the north at velocities reaching 0.5 m/s at 305 m water depth (Neumann and Ball, 1970; Neumann et al., 1977).

2.2. Geometry of the LBB Drift

In the Bahamas, the LBB Drift is a modern carbonate contourite drift that settled along the western side of the northern LBB slope (Mullins et al., 1980). The LBB Drift extends over 100 km (with a slope inclination around 1°) and a maximum width of 60 km (Mullins et al., 1980). According to the classification of Faugères et al. (1999), the LBB Drift corresponds to a plastered drift influenced by down-slope processes (Tournadour et al., 2015). The LBB Drift began approximately during the Miocene or Pliocene (Unit F in Fig. 3, Tournadour et al., 2015). A huge mass transport complex (Tournadour et al., 2015) affected the upper slope of the LBB Drift and the mass transport deposits formed a compressional area on the frontal edge (light blue of Unit F in Fig. 3) which may have been affected by a major erosional event (top of Unit F in Fig. 3). A major growth phase occurred during the entire Quaternary (Unit G, in Fig. 3), which is the main focus of this study.

LBB Drift deposits consist of a mixture of planktonic and pelagic microfossils living in the water column and sediments derived from the adjacent LBB (Mullins et al., 1980; Lantsch et al., 2007), hence a typical “periplatform ooze” (Schlager and James, 1978). Lantsch et al. (2007) showed, from sediment cores MD99-2202 (Figs. 1, 4A), fine-grained sediment with a high aragonite content during interglacial periods, and cemented coarser sediment with a high-Mg calcite content during glacial periods. Hardgrounds are present on the sea floor at approximately 600 to 700 m water depth in the Straits of Florida and, along the base of LBB (Neumann and Ball, 1970; Neumann et al., 1977; Mullins and Neumann, 1979). These can be explained by winnowing related to currents affecting the sea floor (Wilber, 1976), and the diagenetic potential of periplatform oozes (Heath and Mullins, 1984). Both mechanisms vary in intensity with distance from the edge of the bank (Mullins et al., 1985). Additionally, elongated carbonate mounds (lithoherms) have been observed on the western margin of LBB in the Straits of Florida (Neumann et al., 1977; Messing et al., 1990). These mounds were thought to be mainly controlled by currents providing nutrients, and by sea floor topography (Correa et al., 2012). ROV observations revealed that they were occasionally just carbonate blocks with a coral cover (Hebbeln et al., 2012). However, east of the study area deep carbonate coral mounds (bioherms) have been reported at depths

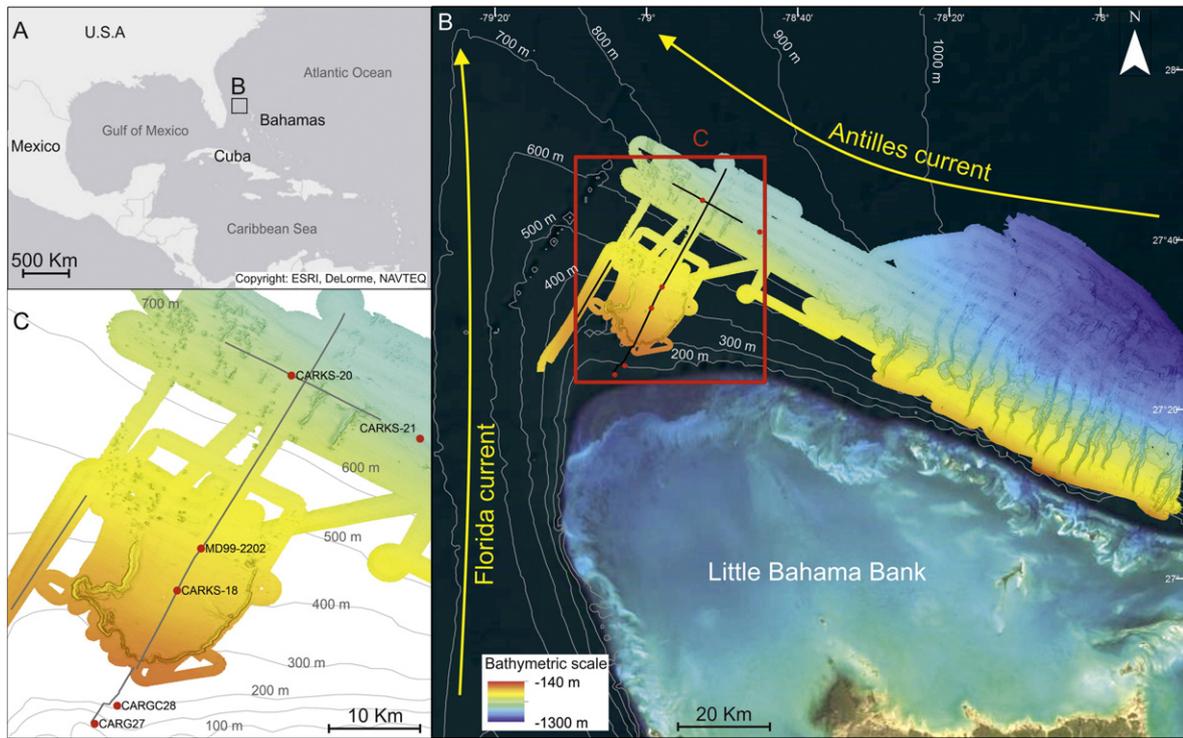


Fig. 1. A) Location map study area, north of the Bahamas; B) Bathymetric map of carbonate slope located north of LBB (Leg 2 – CARAMBAR cruise). Yellow arrows indicate main ocean currents. Red points indicate location of marines cores used in this study. Purple dots and line indicate the location of the sound velocity profiles (CARAMBAR 1.5 cruise); C) Zoom on the LBB Drift. Names of cores are added. Isobaths are drawn after the General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO, 2014) data set.

of 1000–1300 m water depth with sediment starved ripples in intermound area (Mullins et al., 1981; Reed, 2002).

3. Materials and methods

3.1. Very high-resolution (VHR) seismic data and sedimentary cores

The dataset used in this study was collected in the LBB Drift along the northwest end of the LBB (Fig. 1) during the Carambar Cruise (2010)

aboard the R.V. *Le Suroît* (Mulder et al., 2012a, 2012b) and Carambar 1.5 Cruise (2014) on the R.V. *F.G. Walton Smith*. The MD99–2202 core (Table 1) obtained on the LBB Drift in 1999 with the RV *Marion Dufresne* was added to the dataset (Lantzsch et al., 2007).

All cores (Table 1) were recovered on the westernmost side of the northern slope off LBB and penetrated to Unit G, which fills the depression of the mass transport complex (Fig. 2). Cores CARKS-18, CARKS-20 and CARKS-21 were collected using a Kullenberg piston corer ca 15, 37 and 30 km from the bank edge (Fig. 1). Core CARG-28 was collected

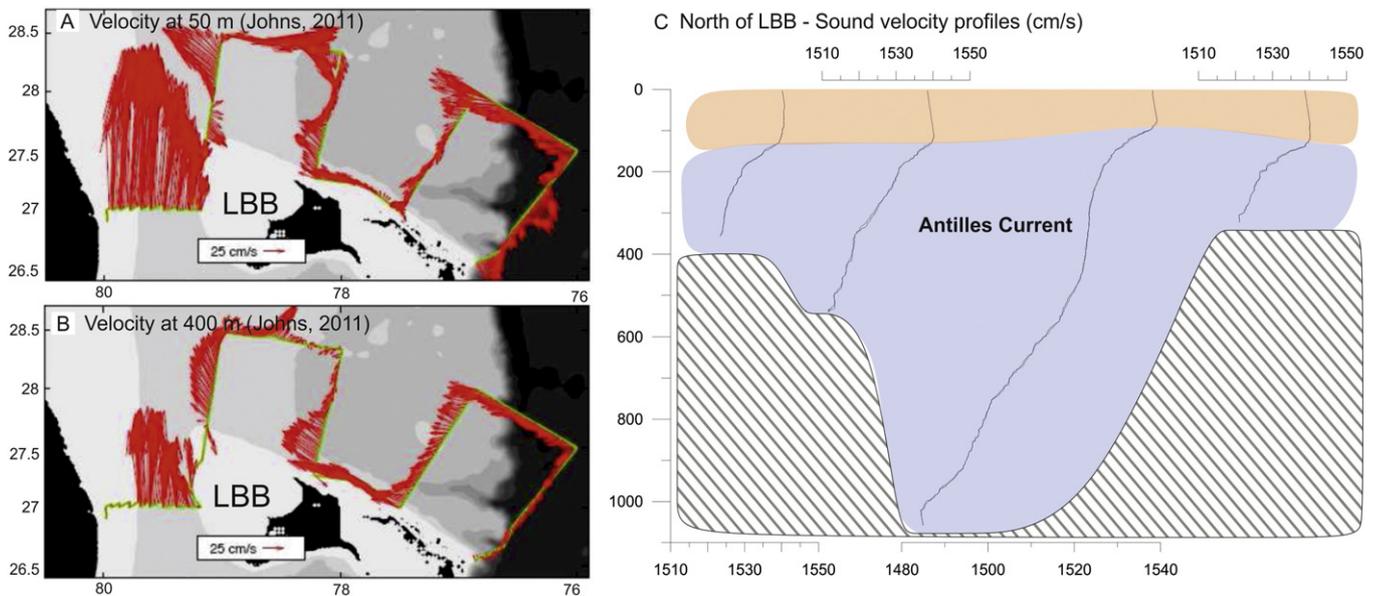


Fig. 2. : Currents patterns A) at 50 m and B) at 400 m obtained during the shipboard ADCP survey north of Little Bahama Bank, and from the Florida Current section at 27° N (Johns, 2011). C) Sound velocity profiles located on the study area north of LBB (purple dot and lines on Fig. 1).

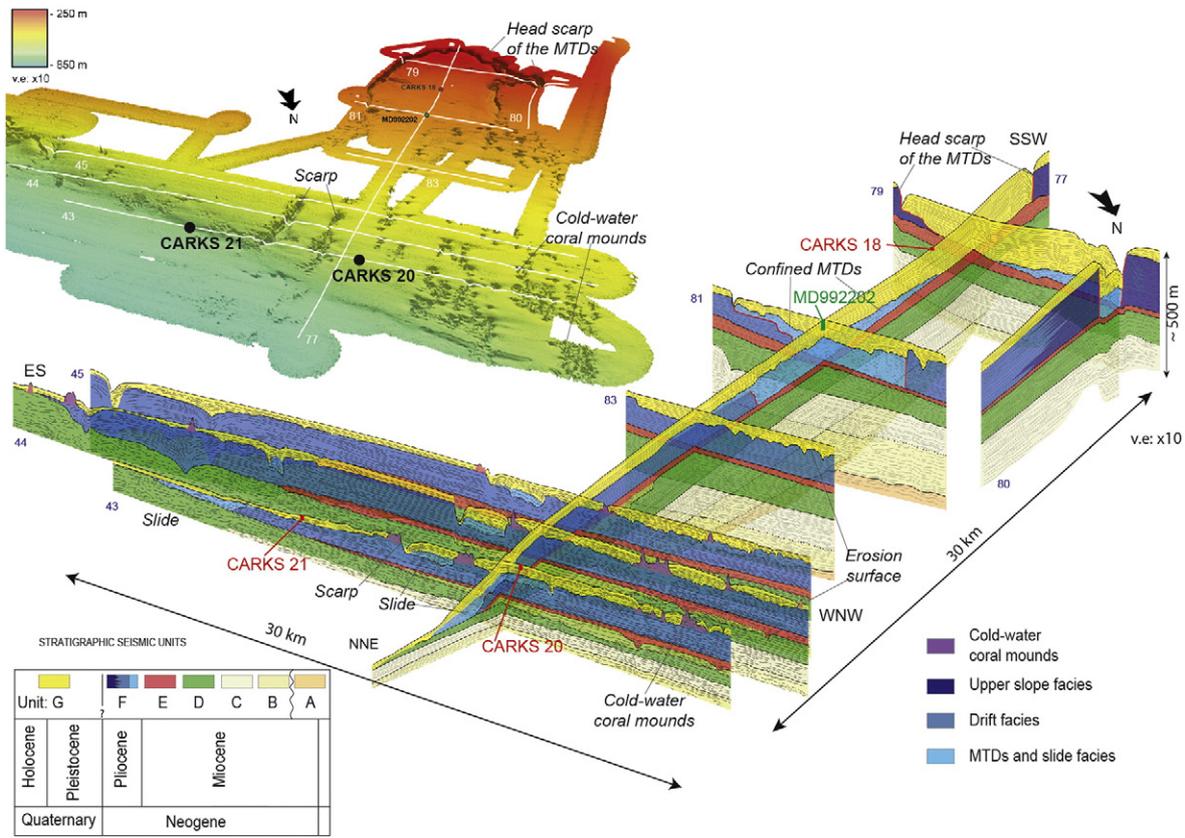


Fig. 3. 3D assemblages view of the seismic interpretation of the LBB Drift (Tournadour et al., 2015). The LBB Drift structured the northwest corner of LBB slope by a hemiconical body with a downslope termination at 800 m water depth.

using a gravity core ca 4 km from the bank edge (Fig. 1). CARG-27 was collected using a Van Veen grab ca 2 km from the bank edge (Fig. 1).

Approximately 600 km of VHR seismic lines were collected in the LBB Drift from a sub-bottom profiler (Chirp mode). The litho-seismic

correlation of the cores (CARKS-18, 20 and 21) was made with an average velocity of 1700 m/s (Sheridan et al., 1966; Harwood and Towers, 1988). It should be noted that the accuracy of VHR seismic lines is ~0.5 ms so ~0.4 m on core sections.

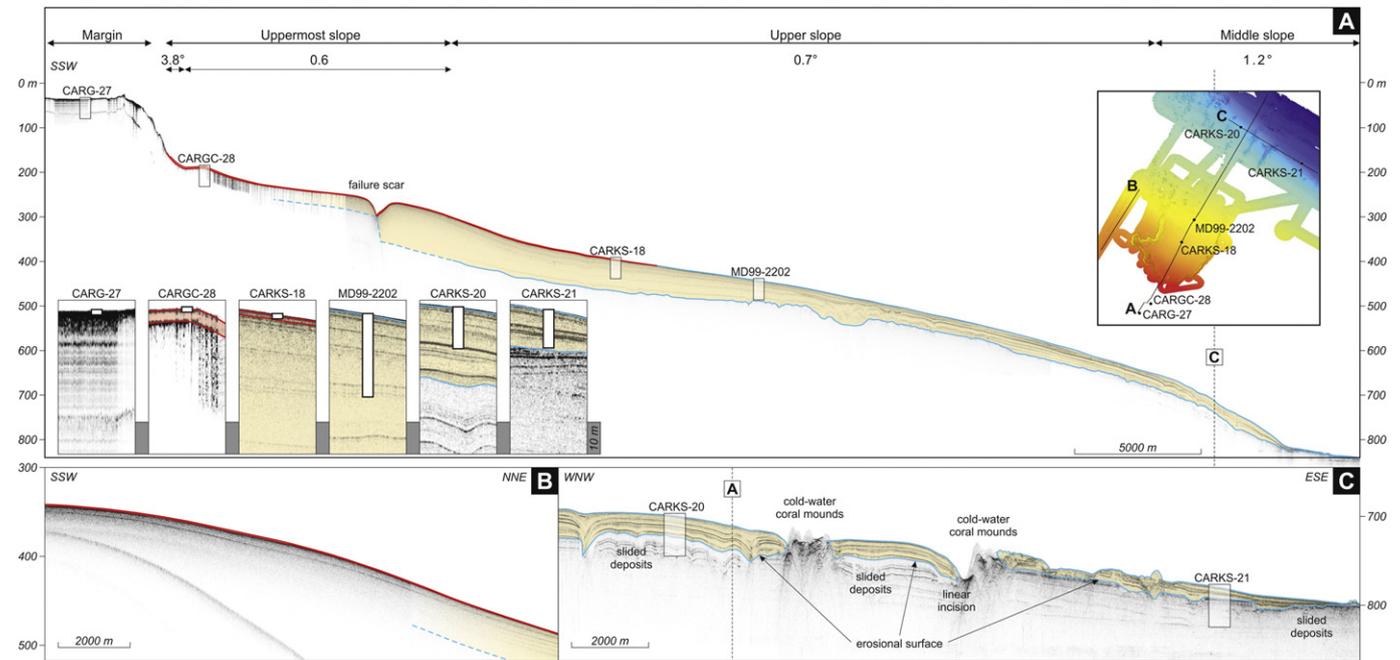


Fig. 4. A) Overview of VHR seismic lines 143, 224, 225 and 229 from CARAMBAR cruise and lines 110, 111 and 112 from CARAMBAR 1.5 and an enlargement of core site locations. The margin and the name and angles of the different units of the slope are indicated; B) VHR seismic line 229 showing the slope morphology and internal sediment wedge structures; C) VHR seismic line 143 with various details. Yellow unit corresponds to Unit G described in Tournadour et al. (2015).

Table 1

Information of the studied cores including name: the coring method, the length of recovery (cm), the water depth (m water depth), the latitude and the longitude.

Name	Coring method	Length of recovery (cm)	Water depth (m)	Latitude	Longitude
CARKS-18	Kullenberg piston corer	100	404	27°31.9746' N	78°59.34813' W
CARKS-20	Kullenberg piston corer	1311	714.2	27°44.66326' N	78°52.59793' W
CARKS-21	Kullenberg piston corer	1195	798.8	27°40.9360' N	78°45.0075' W
CARGC-28	Gravity core	~4	191	27°25.179° N	79°02.881° W
CARG-27	Van Veen grab	7 (indurated block)	68	27°24.116° N	79°04.213° W
MD99-2202	Calyppo Giant Piston Corer	26	460	27°34.45' N	78°57.93' W

Sound Velocity profiles were performed along the water column using a Minos X vertical profiler at 6 different locations (Fig. 1) in order to identify water masses (Fig. 2).

3.2. Sedimentological analyses

All sedimentological analyses were performed in the CNRS-EPOC and RAMAT-CRP2A (SEM images) research laboratories of the University of Bordeaux. Only a few centimeters of sediment were recovered from CARG-28 and an indurated block was recovered from CARG-27, which prevented sedimentological analyses. The sedimentological analyses of the CARKS-18, CARKS-20, and CARKS-21 cores consisted of a visual description, photography, and sediment color measurement using a spectrophotometer Minolta CM2600D.

X-ray analyses were performed using the SCOPIX X-ray image-processing tool (Migeon et al., 1999). Downcore patterns of strontium and calcium content were measured every cm in CARKS-18, CARKS-20 and CARKS-21 with an Avaatech XRF scanner (10 kV, 400 μ A, 10 s, and 30 kV 2000 μ A, 15 s). Strontium counts were normalized by calcium counts in order to correct for potential biases associated with the measuring method (mainly variations in water content and grain-size). Grain size was measured using a Malvern Mastersizer S laser diffractometer with the Fraunhofer method. The 50th centile (D50 or median) and modal distribution of the sediment were used and shown in the core analysis figures. Four thin sections were collected in core CARKS-21 and in CARKS-18 and the preparation technique used for these sections followed the protocol described in http://www.epoc.u-bordeaux.fr/index.php?lang=fr&page=eq_sedimentologie7 (Zaragosi et al., 2006). Thin section images were then acquired using an automated LEICA DM6000 B Digital Microscope at $\times 25$ magnifications (Zaragosi et al., 2006). In addition, high-resolution images were made using a Scanning Electron Microscopy (SEM) JEOL 6460 LV. Samples of bulk sediment were dried and coated with gold for five minutes to ensure conductivity was at an adequate level to use the high vacuum mode.

3.3. Biostratigraphical and isotopic analyses

Five AMS ^{14}C dates were performed at the Laboratoire du Carbone 14 (Saclay, France) on monospecific samples of the planktonic foraminifera *Globigerinoides ruber* var. *alba*: two on core CARKS-20 over the top 60 cm and three on core CARKS-21 over the top 140 cm.

$\delta^{18}\text{O}$ measurements were carried out at CNRS-EPOC research laboratory (University of Bordeaux) on ~10 tests of the planktonic foraminifer species *G. ruber* var. *alba* collected from the 200–250 μm sediment fraction every 10 cm on CARKS-21 using an Optima Micromass mass spectrometer. Data were reported as $\delta^{18}\text{O}$ versus Pee Dee Belemnite standard (PDB) after calibration with National Bureau of Standards (NBS) 19 (Coplen, 1988; Hut, 1987).

Coccolith assemblages were investigated at low resolution in order to validate the AMS ^{14}C and $\delta^{18}\text{O}$ -based stratigraphical framework of the four studied cores. Smear slides were prepared from the fraction <63 μm and examined by means of standard light microscope techniques under crossed nicols and polarized light at 1000 \times magnification. In order to improve the stratigraphic resolution of the Pleistocene interval, the biohorizons described for ODP leg 175 (Wefer et al., 1998) were utilized. This was in addition to the classic first/last occurrences (FO/LO)

of index species, which include dominance intervals of single-species/taxonomical categories.

4. Results

4.1. LBB northern slope morphology and periplatform drift geometry

The LBB northwestern slope becomes a plateau-like structure over 4 km at ~40 m water depth (Fig. 4). The flat plateau-like structure is oriented parallel to the edge of the LBB and is considered as its margin. Slope angles divide the slope into different sections: the uppermost slope, the upper slope, the middle slope, and the lower slope. The uppermost slope (Rankey and Doolittle, 2012) extends between 40 and 300 m water depth with a mean slope angle of 1.15°, ~3.8° from 40 to 180 m and 0.6° from 180 to 300 m water depth. The upper slope extends from 300 to 650 m water depth with a mean slope angle of ~0.7. The middle slope extends from 650 to 800 m water depth with a mean slope angle of ~1.2. Finally, the lower slope extends from 800 to 900 m water depth with a mean slope angle <~0.5 (Fig. 4).

The VHR seismic data (lines 110 and 001) of cruise CARAMBAR 1.5 showed a very high amplitude signal corresponding to the sea floor and continuous layered sub-bottom reflectors below (Fig. 4). At the base of the uppermost slope, a surficial acoustically-transparent echofacies related to a low signal penetration was observed down to ~400–500 m water depth. This shallow transparent echofacies (in red in Fig. 4) thins basin-ward with a maximum thickness of 9 m at approximately 180 m water depth. Below this transparent echofacies, distinct continuous and subparallel internal reflectors were observed to 800 m water depth (in blue in Fig. 4). This unit has been previously described by Tournadour et al. (2015) as Unit G, which was not part of the LBB Drift according to seismic data (Fig. 3). These authors defined the LBB Drift as restricted to seismic Unit F (Fig. 3). The base of Unit G is defined by a continuous erosional surface associated with punctual mounded topographies and characterized by hyperbolic echofacies (Fig. 3). The frontal and lateral terminations of the LBB Drift (at ~800 m water depth) were affected by several submarine slides. The frontal part of the periplatform wedge forming the Unit G presents a thickening which suggested the influence of along-slope processes (Fig. 3). Unit G fills the topographic depressions induced by mass transport complexes and frontal submarine slides and it thins basinwards. Linear incisions visible on the sea floor evidence ancient frontal slides in present-day bathymetry that are not completely filled by the sediment of Unit G (Fig. 3).

4.2. Other morphological surface features related to the Antilles Current in the northern LBB slope

Specific mound-like features also occur on the sea floor of the LBB slope. They are interpreted as coral mounds (overlapping hyperboles in VHR seismic). Sedimentation surrounding the deep coral mounds was not symmetric along the strike profile and, showed a preferential accumulation on the eastern side of the coral mounds (Fig. 4). The presence of coral mounds between 600 and 800 m water depth insisted on the presence of bottom currents as deep-coral growth requires a regular supply of nutrients usually brought by these currents (Correa et al., 2012). Moreover, the coral's present spatial distribution is associated

with the topography. This is because coral mounds are typically located on indurated topographic highs (blocks or ridges) that serve as substrate for coral larvae settlement (Correa et al., 2012). Distribution of coral mounds during the Cenozoic seems related to major erosional surfaces described in Tournadour et al. (2015; Fig. 3). Escarpments related to these surfaces would have formed topographic highs that could be preferentially used as substrate for coral mounds.

The asymmetric sediment accumulation around the coral mounds, namely, non-deposition on the western side of the cold water mound and preferential deposition on the eastern side (Fig. 3), suggested that settling of fine-grained particles was driven by bottom currents locally trapped against escarpments. This induced non-deposition areas behind the coral mounds. These asymmetrical depositional structures are interpreted as “comet-like structures” that resulted from westward-orientated bottom currents such as the Antilles Current. Therefore, this provided evidence that the Antilles Current is present along the seafloor up to 800 m water depth in the northern LBB slope.

The presence of the Antilles Current in the study area was also evidenced by 1 to 2 m-long erosional structures on the sea floor oriented in a northwestern direction in the northern lower slope of LBB (Tournadour, 2015). In particular, the presence of sediment starved ripples in these intermounded areas east of the study site implied the presence of a strong current (Mullins et al., 1981). During the CARAMBAR 1.5 cruise, six sound velocities profiles were collected (only 4 are shown) that suggest the presence of two different water masses: one from 0 to 150 m and one from 150 to at least 1000 m water depth, which may be related to the Antilles Current (Fig. 2). This suggested that the Antilles Current remobilized the sediment in the eastern part of the north LBB slope, and promoted deposition in the western part of the slope of the LBB Drift.

4.3. Sediment features in the northern LBB slope

The CARG-27 sample was collected on a plateau-like structure, located on the margin of LBB. It is an indurated calcareous block (16 × 11 × 7 cm) with living algae, tubes of serpulidae, crustose red algae and moldic pores on its surface (Fig. 5A). The block contains benthic foraminifera such as *Amphistegina* and miliolids, some bivalves, *Halimeda* plates, gastropods, and otoliths. All the components were cemented and voids due to moldic dissolution were rounded with 1 cm diameters.

Core CARGC-28 was collected in the thickest part of shallow transparent facies, on the uppermost slope. Sediment was not fully recovered, probably due to technical problems during coring operations. This core contained two types of sediments. First, the basal layer (1 cm-thick) consisted of broken *Halimeda* plates (~35%) and benthic foraminifera (~35%) associated with a few (~10% each) planktonic foraminifera, bryozoan clasts and undetermined bioclasts. Second, the top layer (1 cm-thick) was made of pellets (~50%) with benthic foraminifera (~35%) associated with rare specimens of planktonic foraminifera, broken *Halimeda* plates (~1–2 mm), bivalves and bryozoan clasts. In both units, the benthic foraminifera were a mixture of deep and shallow bank-derived specimens such as *Amphistegina* sp., *Peneroplis* sp. and *Homotrema rubrum*. The matrix (<20 μm) was dominated by aragonite needles associated with rare (~2–3%) coccoliths.

Core CARKS-18 was also collected in the shallow transparent facies and showed three sedimentary layers (Fig. 6). Layer 1 extended from the base of the core to 85 cm, and showed a light gray grainstone with cm-scale indurated nodules mixed with mainly planktonic foraminifera and pteropods. Grain-size measurements showed that the coarsest sediment had a D50 up to 475 μm (Fig. 6). Thin sections indicated the presence of several indurated nodules with different sizes (Fig. 6B). Some of them contained planktonic fauna such as foraminifera or pteropods (Fig. 6C). SEM images of the surfaces of some indurated nodules showed euhedral crystals of calcite ranging from 2 to 5 μm (Fig. 5B). At first glance, the size of the indurated nodules decreased toward the top of the layer. Tests of the planktonic organisms appeared mostly yellow (a small number remained white), and not broken. This layer was interpreted as a diagenetic sequence. Layer 2 extended from 85 cm to 34 cm. It was a light gray bioturbated wackestone corresponding to a typical periplatform ooze. Abundance of aragonite needles was observed in SEM images (Fig. 5C). Layer 3 extended from 34 cm to the top of the core. It was a light gray packstone with an erosive base showing a coarse grain-size between 34 cm and 30 cm, and a finer grain-size from 30 cm to the top of the core. This poorly sorted fining-up sequence was interpreted as a turbidite.

Cores CARKS-20 and CARKS-21 were localized in the distal part of Unit G in the middle slope. They both showed 1 to 3 m-thick beds of white to light gray fine wackestone (D50 between 15 and 20 μm) interbedded with medium/coarse wackestone to packstone beds (D50 between 30 and 160 μm) of 10 to 120 cm in thickness (Figs. 7, 8). Sediments in cores CARKS-20 and CARKS-21 showed bioturbated typical

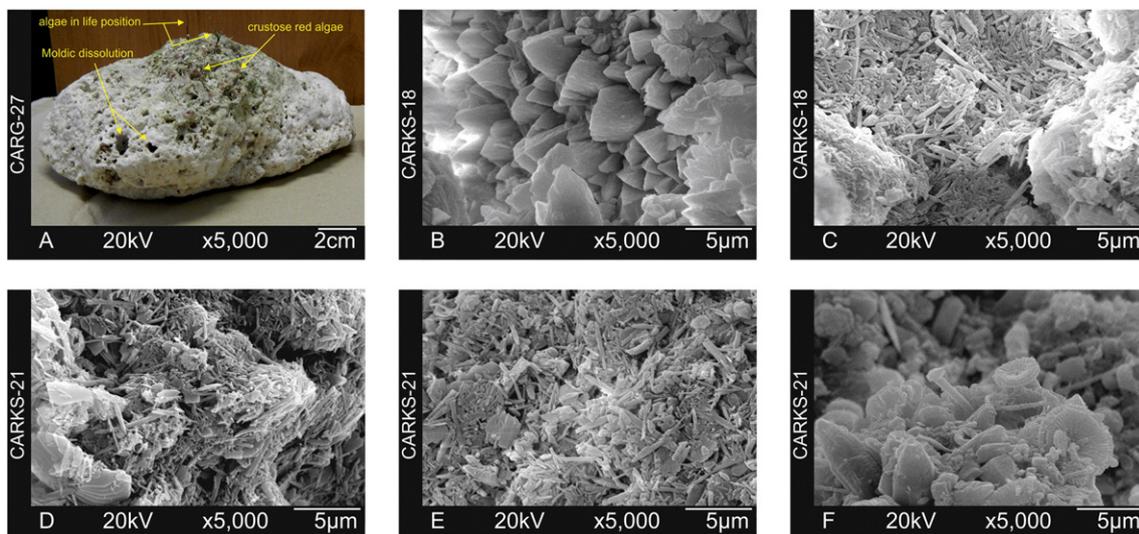


Fig. 5. A) Photo of the indurated calcareous block of CARG-27; B–F: SEM images. B) Lithified nodule (100 cm in CARKS-18); C) fine-grained sediment (46 cm in CARKS-18); D) fine-grained sediment (301 cm in CARKS-21); E) coarse-grained sediment (375 cm in CARKS-21); F) slightly-indurated sediment (1193 cm in CARKS-21). Note the presence of distinct aragonite needles and coccoliths.

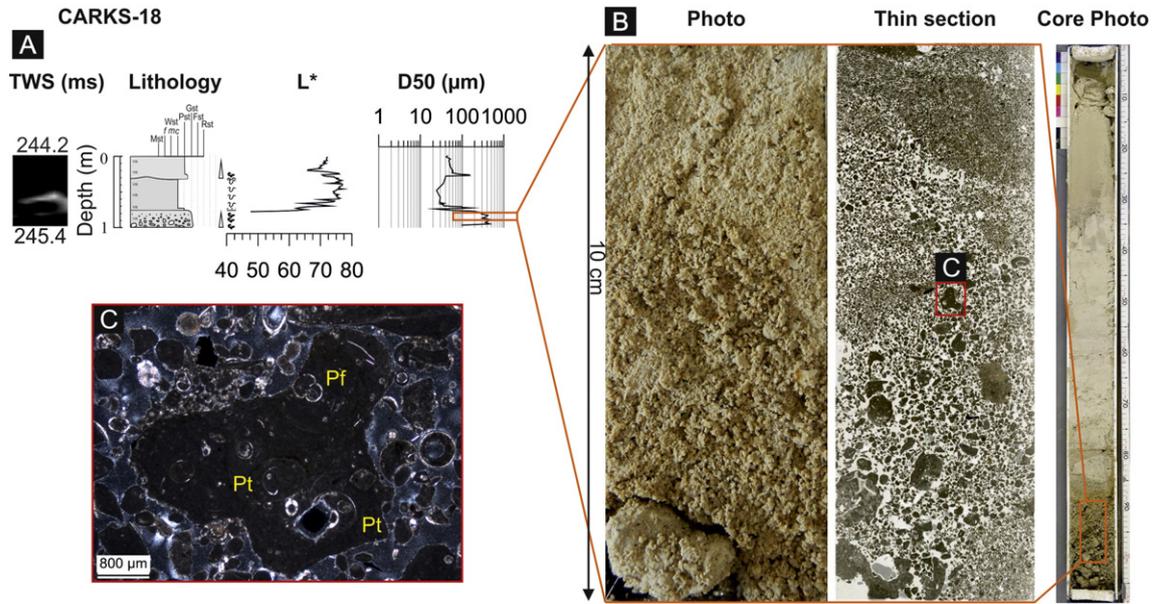


Fig. 6. A) CARKS-18 correlations between CHIRP data in TWS (ms) and lithology, parameter L^* and grain-size measurements; B) photo and thin section of the 10-cm grainstone interval and photo of core CARKS-18; C) enlarged microphoto of one indurated nodule from the thin section taken with a $\times 25$ magnification. Pt: Pteropods, Pf: Planktonic foraminifera.

periplatform ooze sediment with a majority of planktonic foraminifera, pteropods, and a few benthic foraminifera mixed in a carbonate matrix made of aragonite needles and coccoliths (Figs. 7, 8, 5D, E). Carbonate content comprises approximately 90% of the sediment particles except in the clay-rich intervals where it reaches 60%. SEM images showed a

high abundance of aragonite needles (2–3 μm long; 0.25 μm width) in fine-grained sediment, but a lesser abundance in coarse-grained sediment that showed a higher content of aragonite blades (4–5 μm long; 0.45 μm width). These aragonite blades were twice as wide as aragonite needles (Fig. 5D, E). In both cores CARKS-20 and CARKS-21, the

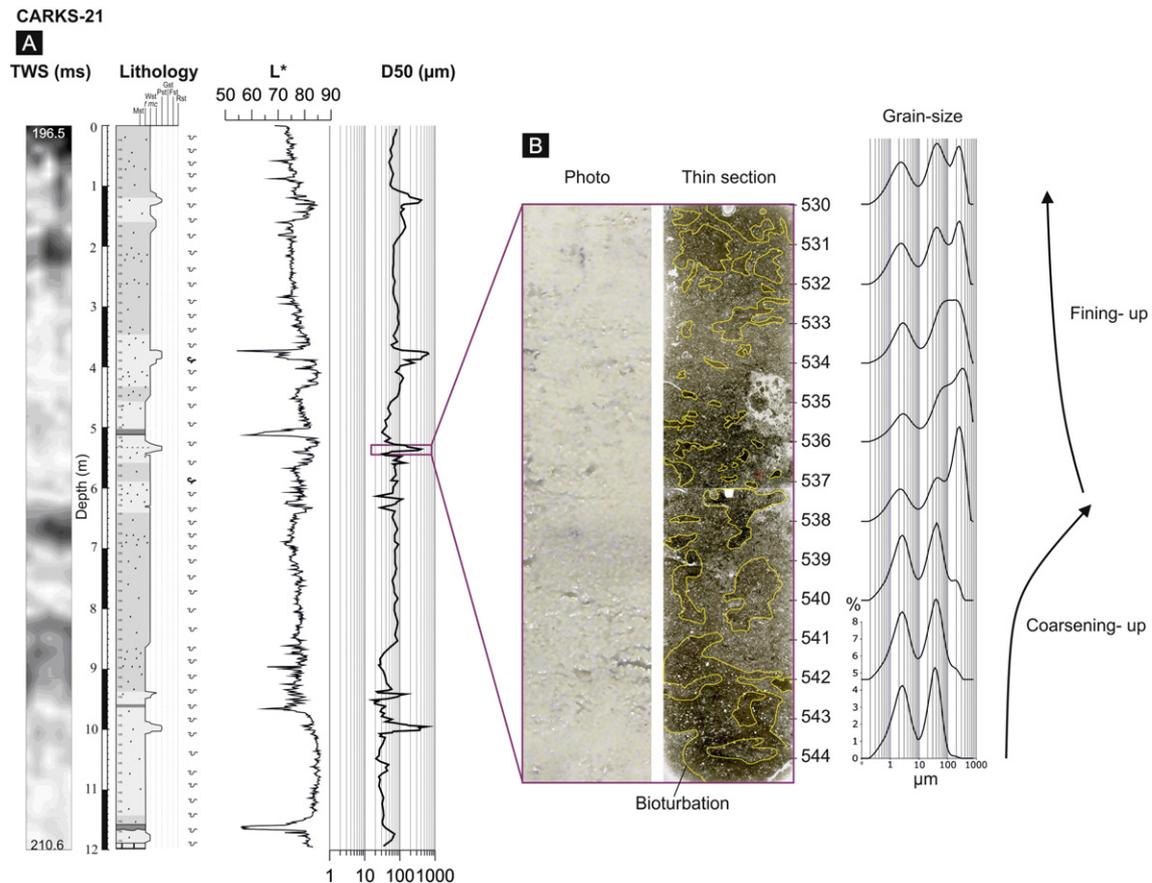


Fig. 7. A) Core CARKS-21 correlation between CHIRP data in TWS (ms), lithology, parameter of sediment brightness L^* and grain-size median; B) photo, thin section and grain-size modes of the 15-cm-long interval with wackestone to fine packstone showing a coarsening-up unit followed by a fining-up unit. Bioturbations are highlighted by yellow lines on the thin section.

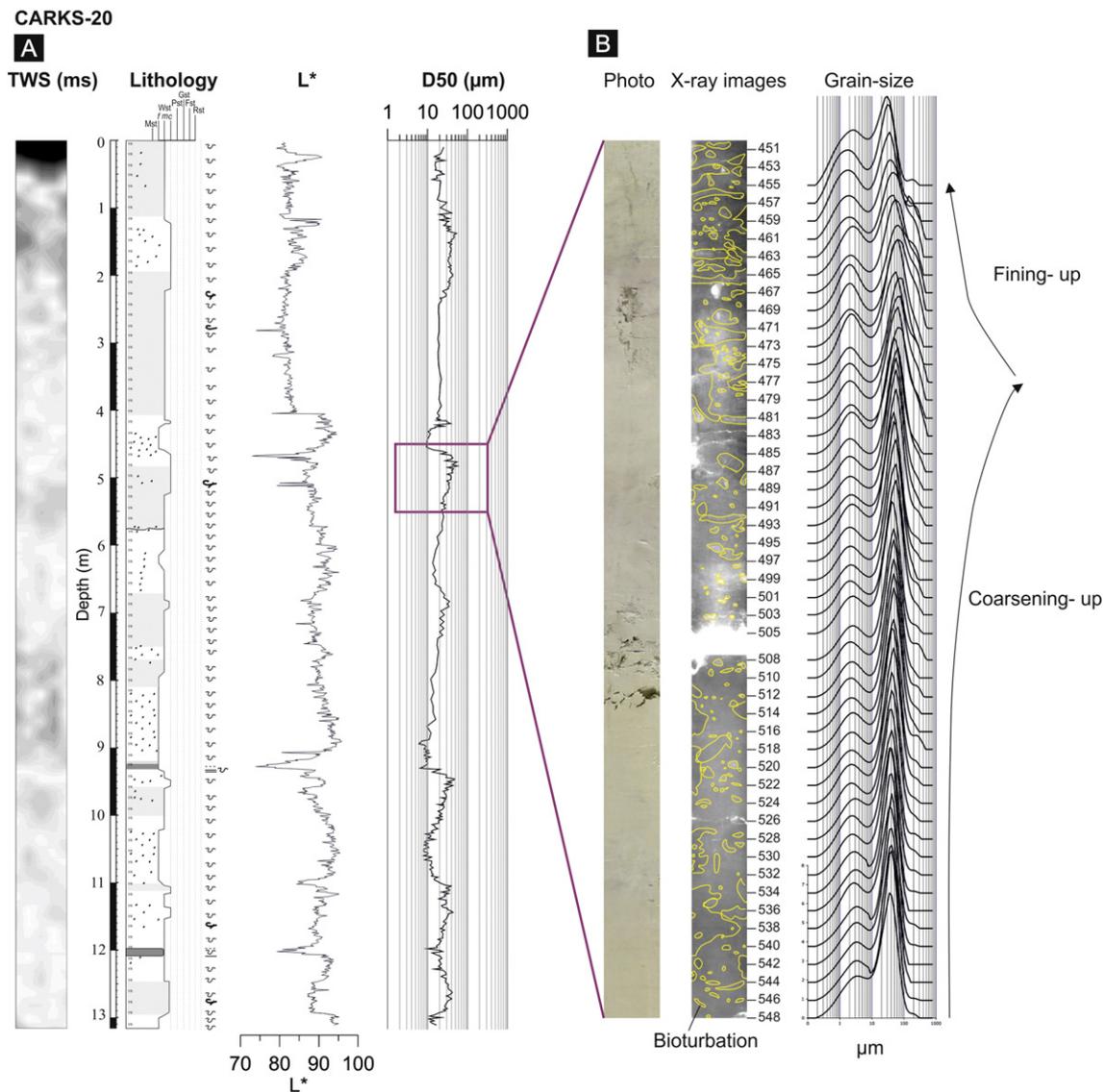


Fig. 8. A) Core CARKS-20 correlation between CHIRP data in TWS (ms), lithology, parameter of sediment brightness L^* and grain-size median; B) photo, X-ray images and grain-size modes of the 98 cm-long interval of wackestone showing a coarsening-up unit followed by a fining-up unit. Bioturbations are highlighted by yellow lines on X-ray images.

coarsest-grained beds showed a coarsening-up unit followed by a fining-up unit forming a distinct bigradational sequence. In core CARKS-21, the D50 curve showed coarser sediments over a shorter sequence than in core CARKS-20, suggesting condensed deposits in CARKS-21. The base of CARKS-21 (~30 cm) was slightly lithified and showed 2 to 6 μm -long euhedral calcite crystals (Fig. 5F).

4.4. Stratigraphy of the cores

4.4.1. Stratigraphy of the reference core: CARKS-21

CARKS-21 was chosen as the reference core because it is the only core which penetrates through the entire layered drift deposits at its distal fringe (Figs. 3, 4). Calcareous nannofossil biostratigraphy highlighted the presence of five acme zones: the acme of *Emiliania huxleyi* from MIS 1 to MIS 4/5b; the transitional acme of *E. huxleyi* and *Gephyrocapsa aperta* from MIS 4/5b to the top of MIS 6, the acme of *G. aperta* from the top of MIS 6 to the base of MIS 8, the acme of *Gephyrocapsa caribbeanica* between the bases of MIS 8 and MIS 15, and the acme of small *Gephyrocapsa* between the bases of MIS 15 and MIS 25. The last occurrences (L.O.) of *Pseudoemiliania lacunosa* and

Reticulofenestra asanoi, indicate an age of 458 kyrs BP (Thierstein et al., 1977) and 830 kyrs BP (Sato et al., 1991), respectively. From 9.3 m to the base of the core, the sediments represented ca 500 ka of sedimentation over 2.65 m, so calcareous nannofossil biostratigraphy suggested low sedimentation rates (0.5 cm/ka) and/or perturbation.

$\delta^{18}\text{O}$ values based on *G. ruber* var. *alba* tests ranged from -1.86 to 0.69‰ ($\Delta 2.55$). These values agree with previous results published for the Bahamas (Droxler et al., 1983; Boardman et al., 1986; Lantzsch et al., 2007). The $\delta^{18}\text{O}$ curve was correlated from the top of the core to 9.3 m with the $\delta^{18}\text{O}$ benthic stack of Lisiecki and Raymo (2005). However, no correlation was possible with the $\delta^{18}\text{O}$ benthic stack because the base of the core to 9.3 m showed perturbation and/or low sedimentation rates.

The $\delta^{18}\text{O}$ curve of CARKS-21 presented a slightly different shape than the $\delta^{18}\text{O}$ benthic stack of Lisiecki and Raymo (2005) during MIS 5 and MIS 7. This can be explained by the high variability in sedimentation rates between glacial and interglacial periods. Indeed, the short sea-level lowstand during MIS 7 was likely associated with bioturbated and condensed deposits making the detection of the $\delta^{18}\text{O}$ changes difficult with the chosen sampling resolution step (10 cm intervals between each samples).

The strontium curve values ranged from 33,209 ppm to 224,189 ppm and calcium element content was always >90% except in the clay-rich intervals (not shown). The Sr/Ca ratio showed a clear positive correlation with the $\delta^{18}\text{O}$ signal along the first 9.3 m (Fig. 9). Infrequent anomalies in the correlation were located in the clay-rich intervals corresponding to a change in sediment nature. Strontium was incorporated as a minor component (2000–10,000 ppm) during the formation of biogenic carbonates, representing 1% in aragonite materials and 0.1 to 0.2% in calcite materials (Morse and MacKenzie, 1990). Most of the bank-derived materials, such as calcareous algae, corals, and ooids, and 80% of the aragonite needles had a high content of Sr–aragonite. However, pelagic organisms derived from the water column had a high content of low-Mg calcite (planktonic foraminifera, coccoliths) and a few low-Sr aragonite (pteropods and benthic molluscs) (e.g. Veizer, 1983; Boardman and Neumann, 1984; Shinn et al., 1989; Morse and MacKenzie, 1990). In the processed cores, the strontium signal mostly represented the quantity of strontium in aragonite and allowed for distinguishing between aragonite exported from the bank-top and aragonite formed in the pelagic water column (Boardman and Neumann, 1984). The strontium signal was an indicator of relative sea-level in this almost pure carbonate environment (Boardman et al., 1986).

The two radiocarbon ages of 10,553 cal yrs BP at 98 cm and 35,796 cal yrs BP at 138 cm constrain the Holocene and MIS 3. However, a third date on a sample collected at 20 cm was rejected while its age assignment was considered as too old compared to other stratigraphic results (Fig. 9).

4.4.2. Stratigraphy of the others cores: CARG-28, CARKS-18 and CARKS-20

In core CARKS-20, no specimen of *P. lacunosa* was found, indicating that the core does not reach MIS 12. The three radiocarbon ages of 3279 cal yrs BP at 20 cm, 4427 cal yrs BP at 60 cm and 18,042 cal yrs BP at 94 cm were consistent with the presence of MIS 1 and 2 at the top of the core (Fig. 10). The strontium curve ranged from 65,729 ppm to 244,328 ppm (not shown) and the ratio Sr/Ca displayed the same trends as for CARKS-21. Variations in the strontium content were in agreement with the calcareous nannofossil biostratigraphy and allowed defining MIS 1 to 11 (424 ka; Lisiecki and Raymo, 2005, Fig. 10).

In core CARKS-18, only the acme of *E. huxleyi* from MIS 1 to MIS 4/5b was detected in the non-perturbed intervals located between 40 cm and 70 cm but no reliable data was obtained in the basal and top layers. In the basal layer, a glacial faunal assemblage was observed based on the increase of *Globorotalia inflata* and *Globigerina falconensis* and the absence of *Globorotalia menardii menardii* (Kennett and Huddleston, 1972; Ericson et al., 1964; Beard, 1969, 1973; Ruddiman, 1971; Poag and Valentine, 1976; Martin et al., 1990). The strontium values range between 45,052 and 202,938 ppm and the ratio Sr/Ca showed a complex pattern in the top layer because of the presence of a turbidite. The stratigraphical analyses suggested glacial sediments from the base to 72 cm, most likely MIS 2, and Holocene sediments from 72 cm to the top (Fig. 11).

In core CARGC-28, a Holocene faunal assemblage was observed based on the presence of interglacial planktonic foraminifera and the absence of *Globorotalia menardii flexuosa*. The last occurrence of the latter appeared approximately 80 to 90 kyrs cal BP (Bolli and Saunders, 1985).

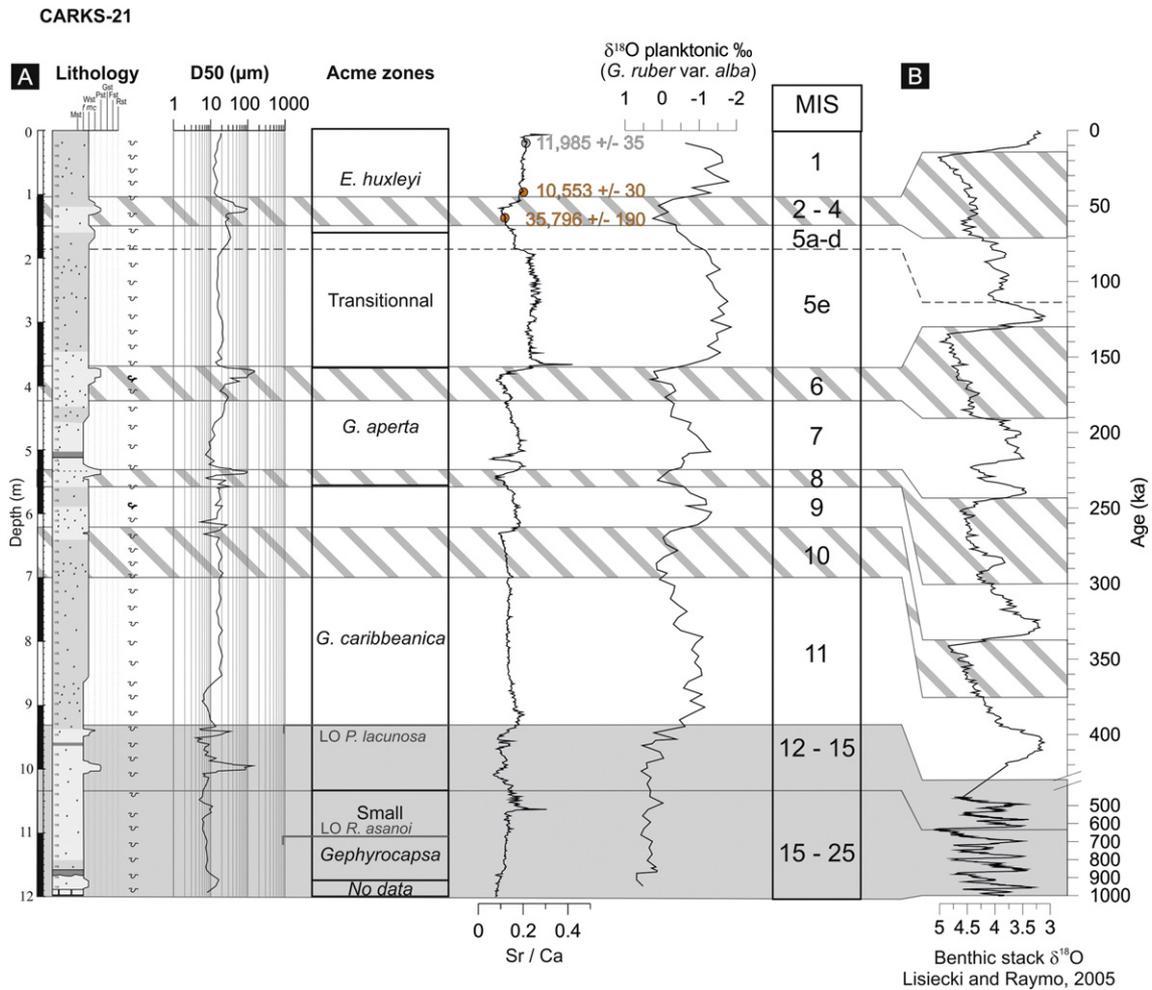


Fig. 9. Stratigraphy of core CARKS-21 with A) lithology, grain-size median, coccolith acme zones, Sr/Ca ratio from XRF core scanner, $\delta^{18}\text{O}$ planktonic and interpretation of the MIS boundaries; B) Benthic stack LR04 of Lisiecki and Raymo (2005). The three AMS radiocarbon dates with their error are indicated in yrs cal BP along the Sr/Ca curve. Distinct variations in sediment input can be observed for glacial periods (cross-hatched intervals) and interglacial intervals with higher accumulation rates and lighter stable isotope values during interglacial time periods.

CARKS-20

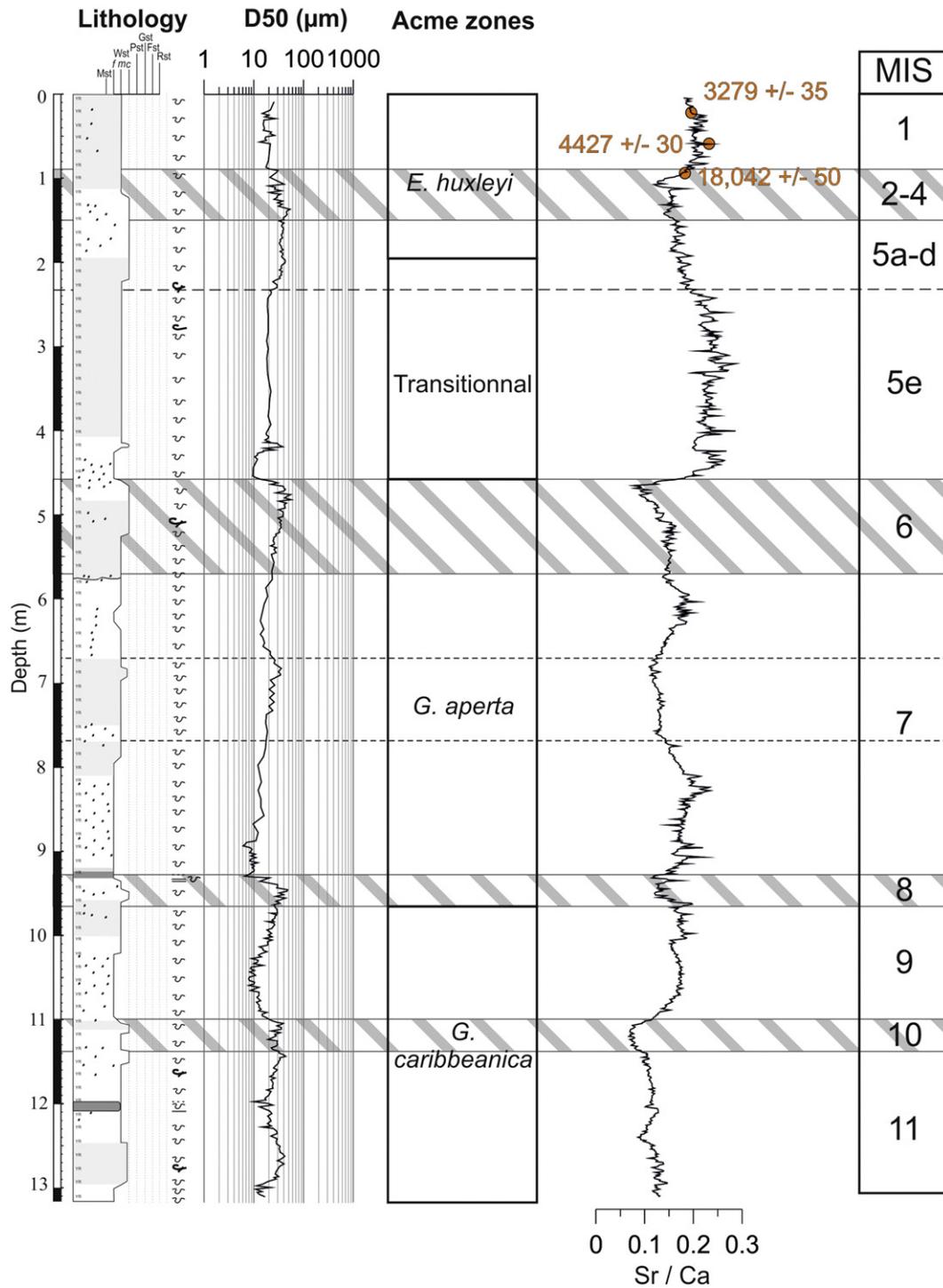


Fig. 10. Stratigraphy of core CARKS-20 with A) lithology, grain-size median, coccolith acme zones, Sr/Ca ratio from XRF core scanner and interpretations of MIS boundaries. The three AMS radiocarbon dates with their error are indicated in yrs cal BP along the Sr/Ca curve. Distinct variations in sediment input can be observed for glacial periods (cross-hatched intervals) and interglacial intervals with higher accumulation rates and lighter stable isotope values during interglacial time periods.

5. Discussion

5.1. Flooding periods with RSL > -6 m

The LBB lagoon is very shallow (water depth between 1 and 5 m), except in the far northwestern part where the platform top deepens

to 6–12 m. The average water depth of the lagoon is less than 6 m (Williams, 1985). The -6 m bathymetric curve was used in order to define the flooding periods based on RSL curves of Miller et al. (2011) and Siddall et al. (2003; Fig. 12). The last flooding period was the most constrained. For example, the limit of 6 m below modern sea level corresponded to ~5 cal kyrs BP and 90% of the LBB was flooded around

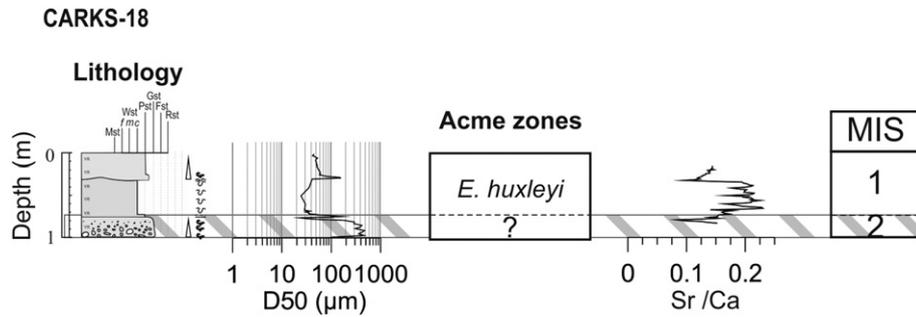


Fig. 11. Stratigraphy of core CARKS-18 with A) lithology, grain-size median, coccolith acme zone, Sr/Ca ratio from XRF core scanner and interpretations of MIS boundaries. Grainstone interval developed from the base to 72 cm likely during MIS 2 and wackestone to packstone intervals developed from 72 cm to the top the Holocene. The ratio Sr/Ca shows a complex pattern on the top unit which is related to the turbidite and not to a stratigraphical signal.

4 cal kyrs BP (Droxler et al., 1983). In this study, the basal limit for the last flooding period given by the ^{14}C age on core CARKS-20 at 60 cm at 4.427 ± 30 cal kyrs BP was used.

Throughout the last 424 ka, three major flooding periods exceeding 6 m water depth were defined based on the aforementioned RSL curves. These periods coincided with specific time intervals during MIS 1, MIS 5 and MIS 11 (orange areas in Fig. 12). These major flooding periods matched those detected in cores GB1 and GB2 on Gran Bahama Island (McNeill et al., 1998) and outcrops on New Providence Island (Aurell et al., 1995). On the margin, an indurated block (CARG-27) was found on the surface that was not covered by unlithified sediment and was associated with high amplitude surface reflectors in the seismic profiles (Fig. 4). This suggested that at present limited shallow carbonate sediments had accumulated on this part of the margin and that sediment can be easily diagenetized. As only one sample was taken, it was difficult to generalize this observation. Further, this block could be related to block failures from the shallower escarpment.

During the three major flooding periods, aragonite needles were the main constituent of the sediments along the entirety of the slope with only a few planktonic organisms present. These included foraminifera, a few pteropods and rare coccoliths. Aragonite needles were likely derived from the platform where abundant strontium-rich aragonite needles have been observed (Neumann and Land, 1975). The flooding periods showed sedimentation rates averaging ~ 17 cm/ka (Table 2) with higher values found in core CARKS-20 (up to ~ 32 cm/ka during MIS 5e). These high sedimentation rates observed along the core profile were related to high carbonate production on the platform (Figs. 13A, 14A). Off-bank transport allowed a five to nine times higher accumulation (Table 2) of fine-grained carbonate sediment (aragonite needles) over the middle slope (CARKS-20/21) during periods when the bank-top was flooded (12 to 23 cm/ka). This was substantially increase compared to when the shallow top is exposed (1 to 4 cm/ka). In addition, aragonite needles were transported off-bank and spread over the entire slope (Fig. 13A). Over the last 424 ka, the three major flooding periods represented a cumulated duration less than 25 ka (4.4 ka, 7 ka and 12 ka for MIS 1, MIS 5 and MIS 11, resp.). This indicated that maximum production periods of shallow carbonate on the platform corresponded to ca 6% of the time over the last 424 ka.

Off-bank transport processes are often used to explain the sedimentation patterns along carbonate slope environments (e.g. Heath and Mullins, 1984; Rendle et al., 2000; Rendle-Bühning and Reijmer, 2005; Roth and Reijmer, 2005). On the LBB, present-day off-bank transport of fine sediment occurs preferentially along leeward margins, i.e. on the west and south sides of LBB (Hine and Neumann, 1977; Hine et al., 1981a, 1981b). Results of this study showed that this off-bank transport was also significant along the windward margin of LBB. Off-bank transport thus corresponded to the sink of sediment-laden mesopycnal and hyperpycnal platform-initiated water flows. These water flows reach their density equilibrium depth (i.e. compensation depth), around a maximum of 400–800 m water depth in the Bahamas (Wilson and

Roberts, 1992, 1995). A phenomenon called density cascading, which includes an increase in shallow-water bank density (Wilson and Roberts, 1992, 1995) can be triggered in both winter and summer months. In winter, density cascading is driven by cold fronts (Fernandez-Partegas and Mooers, 1975; Bosart and Schwartz, 1979; Roberts et al., 1982) and in summer by intense heating and evaporation associated with storms (Dill and Steinen, 1988; Shinn et al., 1993). Monitoring of sediment traps shows that these dense platform flows can spread easily over 20 km (Hickey et al., 2000), and potentially over 50 km (Pilskaln et al., 1989), covering the entire slope of the LBB Drift (Fig. 13A). Fine-grained sediment settles rapidly to the adjacent slopes (Boardman and Neumann, 1984; Pilskaln et al., 1989; Wilson and Roberts, 1992), suggesting acceleration of sediment settling by aggregation with zooplankton fecal pellets (Boardman and Neumann, 1984) or macro-aggregate formations with aragonite needles (Pilskaln et al., 1989). Bottom currents influence the eastern side of the LBB Drift, allowing the survival of coral mounds, but their influence is limited during interglacial periods, preventing winnowing of fine-grained sediment and their dispersion by current over great distances. The high accumulation of periplatform oozes during these maxima of platform flooding prevents circulation of interstitial waters through the sediment that is essential for early stages of marine diagenesis commence (Bathurst, 1975).

5.2. Interglacial periods with RSL between -6 m and ca -90 m

During most of the interglacial periods, RSL was not high enough to flood the shallow-platform. However, when RSL was only 40 m lower than the present-day sea level, shallow carbonate sediment production was restricted to the margin rims of the present LBB (Fig. 13B, 14B). The northwestern margin of LBB is a plateau-like structure located at about -40 m (Fig. 4). This was previously observed in other seismic profiles collected on the western side of the LBB Drift over a width of approximately 4 km (Hine and Neumann, 1977). The presence of *Halimeda* plates and shallow-water benthic foraminifera in the indurated CARG-27 block suggested shallow-water carbonate production on the margin when the platform was exposed. Observations of such indurated blocks with similar components (*Halimeda* sp.) were observed on the cemented slope of Tongue of the Ocean (TOTO, Grammer and Ginsburg, 1992; Grammer et al., 1993). The components and the syndepositional cements were dated between 14,000 to 10,500 years ago by radiocarbon measurements (Grammer and Ginsburg, 1992), corresponding to the last interglacial periods before the onset of the major flooding of MIS 1. Despite the deeper depth of the cemented slope of TOTO (from $\sim 120/130$ at the base of the platform edge wall to 365 m water depth), this results is consistent with the hypothesis that production and cementation occur on the LBB margin (at 20 to 40 m water depth) when the shallow-water platform was not flooded.

During these interglacial periods corresponding to an exposed platform, sediments observed along the northwestern LBB slope contained

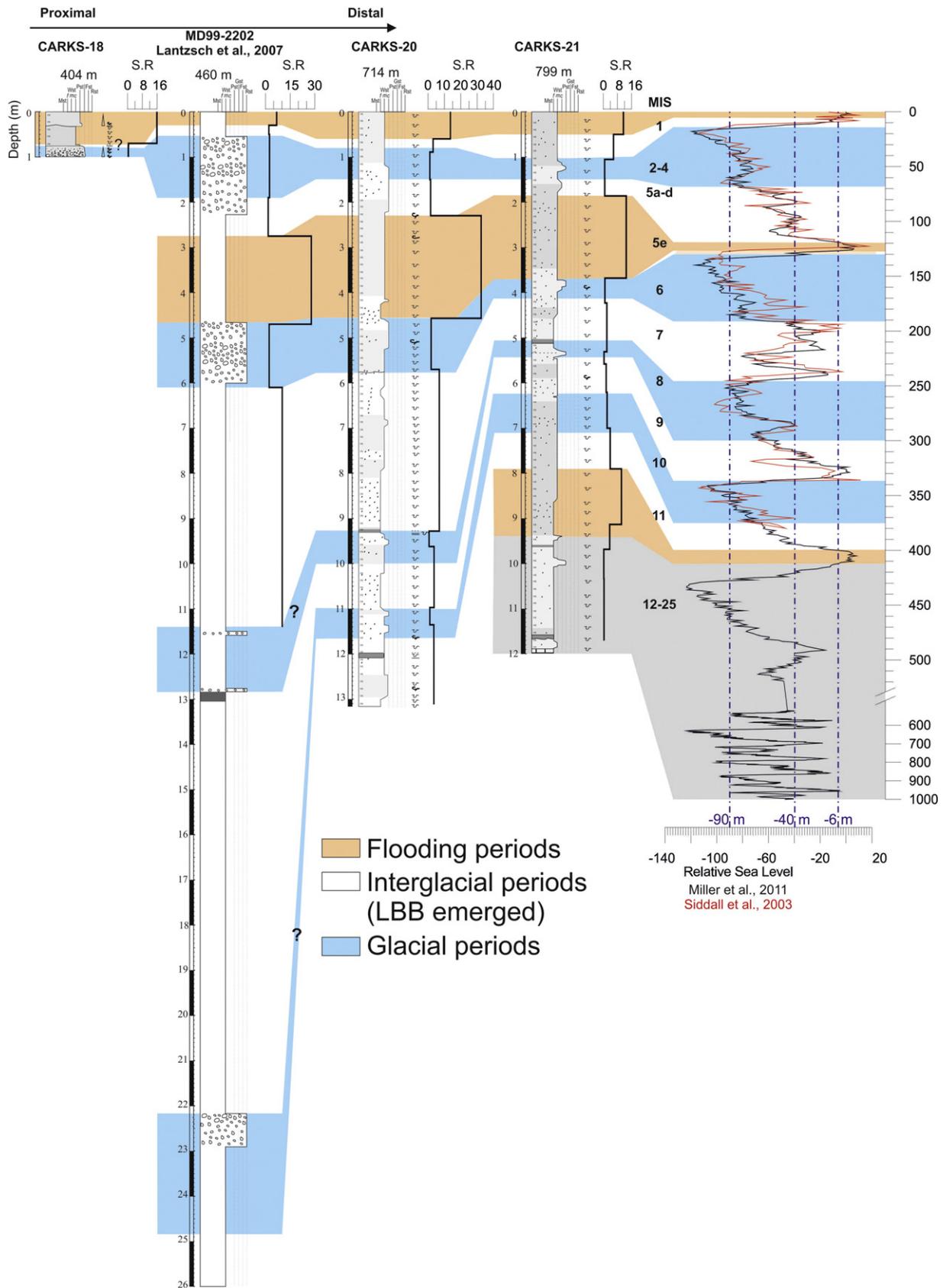


Fig. 12. Log correlation between cores CARKS-18, MD99-2202, CARKS-20, CARKS-21 and relative sea-level curves from Miller et al. (2011; black curve) and Siddall et al. (2003; red curve). Sedimentation rates (S.R.) are added on the right side of the log for each core. Orange areas indicate flooding periods of LBB; white areas correspond to interglacial periods when LBB was emerged, and the blue areas are related to the glacial periods. Gray area indicates periods with low sedimentation rates observed in CARKS-21 without major flooding periods. In the case of MD99-2202, stratigraphy of MD99-2202 may be biased before MIS 7 due to an erosional surface highlighted in Tournadour et al. (2015) so stratigraphic correlations before MIS 7 were highlighted by the symbol “?”.

Table 2

Average sedimentation rates (cm/ka) for the different cores through time. It should be noted that sedimentation rates during the flooding periods of MIS 1 may be slightly biased because it is still flooded, and sedimentation in core CARKS-18 has been perturbed by turbidity currents (Fig. 3). As MIS 7 and MIS 9 are not flooded during a period enough long and RSL was not enough high, limit between flooding and exposed interglacial periods could not be separated.

Average sedimentation rates (cm/ka)	CARKS-18	MD99-2202	CARKS-20	CARKS-21
Flooding interglacial periods (RSL > 6 m)				
MIS 1	16	18	23	12
MIS 5e	≥16	≥7	≥14	≥11
MIS 11	–	28	32	13
>Exposed interglacial periods (90 < RSL < 6 m)	–	–	–	10
MIS 1	0.5	10	4	3
MIS 5a–d	0.5	2	3	6
MIS 7	–	1	2	0.8
MIS 9	–	10	7	2
MIS 11	–	–	4	2
Exposed glacial periods (RSL < 90 m)				
MIS 2–4	0.4	4	1	1
MIS 6	≥0.4	3	1	0.7
MIS 8	–	2	2	0.9
MIS 10	–	2	0.6	0.5
	–	–	1	2

*Indicates values to take with caution. In the case of CARKS-18, because the unit corresponding to the MIS 2–4 sediment is not complete, so the sedimentation rate given for the MIS 2–4 is a minimum. In the case of MD99-2202, stratigraphy of MD99-2202 may be biased before MIS 7 due to an erosional surface highlighted in Tournadour et al. (2015) so sedimentation values from MIS 8 to MIS 10 are not indicated.

a larger number of planktonic foraminifera and pteropods that were mixed with aragonite needles and coccoliths. The sediment supply was reduced and sedimentation rates dropped to less than 4 cm/ka on average during these interglacial periods. Despite no major flooding during MIS 7, sedimentation rates for CARKS-20 were similar to those calculated for MIS 5 (Table 2). The latter is explained by differences in RSL fluctuations between MIS 5 and MIS 7. During MIS 5, RSL was characterized by one long period (~7 ka) with a very high sea level (more than –6 m) whereas during MIS 7 RSL was potentially characterized by 3 short periods (~1 ka each) with a high sea level (more than –6 m) according to the RSL curve of Siddall et al. (2003). The RSL curve of Miller et al. (2011) is different than that of Siddall et al. (2003), however it still suggested that during MIS 7 a relatively long period of time (~22 ka) RSL exceeded –40 m. It is likely that the 4 km wide plateau surrounding parts of LBB has provided a surface large enough to allow an active shallow carbonate sediment production that accumulated on the margin of the LBB during MIS 7. This shallow-water carbonate sediment production may be the source of the aragonite on the slope during periods of platform exposure (Boardman and Neumann, 1984), such as during MIS 5a–d. The same observation could be made for MIS 9 but only in core MD99-2202 which showed very high sedimentation rates (~25 cm/ka). It should be noted that stratigraphy of MD99-2202 may be biased before MIS 6 because of the presence of an erosion surface (Tournadour et al., 2015). RSL amplitudes during MIS 9 differ between the curve of Miller et al. (2011) and Siddall et al. (2003). Both studies agree that RSL must have been higher than –40 m for a relatively long period of time (~25 ka), which could allow shallow carbonate production on the margin of the LBB (Fig. 13B).

This restricted shallow carbonate sediment production most likely resulted in a reduced off-bank transport (Fig. 13B). Our study suggested that off-bank transport processes are the major sedimentary processes during these periods although the shallow carbonate production is limited to the plateau-like structure. Mixing between these bank-derived sediments and planktonic organisms, e.g. planktonic foraminifera, coccoliths and pteropods, explains the type of sedimentation observed (Figs. 13B, 14B). The velocity of the Antilles Current may not have varied

drastically throughout the interglacial periods but its current cores (associated with highest velocities) likely deepened as the sea-level fell (Figs. 13B, 14B).

5.3. Glacial periods with RSL < ca –90 m and contourite sequences

Along the middle slope (~800 m water depth), sediments deposited during glacial periods corresponded to sediments (wackestone to packstone) coarser than those deposited during interglacial periods (Figs. 7, 8). These results ensured relationship between grain-size variations and glacial-interglacial cyclicity, which has been previously observed in cores located on the leeward and windward sides of GBB (Rendle et al., 2000; Rendle-Bühning and Reijmer, 2005). The coarser glacial sediments in both cores were characterized by thoroughly bioturbated sequences showing a coarsening-up unit followed by a fining-up unit (Figs. 7, 8). The increase of planktonic foraminifera and pteropods explained the coarsening-up trend of the unit. Fine-grained particles (<10 μm) represented less than 30% and sometimes less than 20%, and were mainly constituted by coccoliths mixed with aragonite needles and blades (Fig. 5E). Sedimentation rates dropped to less than 1 cm/ka in the studied cores, forming condensed intervals.

The observed depositional trends corresponded to the bigradational sequence of contourite defined by Gonthier et al. (1984). These coarse-grained contourites deposited during glacial periods developed as a result of increased winnowing of fine-grained particles by bottom currents (Fig. 13C). This observation suggested the influence of stronger bottom currents at 800 m water depth. This is thought to originate from the Antilles Current, which is a wind-driven current that may be strengthened during glacial periods, similar to what happened in the Straits of Florida (Brunner, 1975). In siliciclastic contourite depositional systems, where sedimentation rates during glacial periods were higher than during interglacial time periods, contourite sequences were described with millennial-scale variability related to the Dansgaard-Oeschger cyclicity (e.g. Llave et al., 2006; Voelker et al., 2006; Toucanne et al., 2012). The main difference between siliciclastic and carbonate contourite drifts was that this unique carbonate contourite sequence was very condensed (decimeter to meter scale) with very low sedimentation rates over the entire glacial period. However, typical diagnostic features of contourites such as grain-size distribution or bioturbation seem to be the same in both carbonate and siliciclastic deposits.

The contourite sequences were only observed along the middle slope suggesting maximum current velocities at approximately 600–800 m water depth during glacial periods, current velocities that were sufficiently high to sort sediments (Fig. 13C).

On the upper slope, glacial periods were characterized by grainstone deposition with foraminiferal sand and indurated nodules (i.e. cemented debris). The foraminiferal sand consisted of unbroken tests of planktonic foraminifera and some pteropods. The indurated nodules consisted of indurated micrite with hints of planktonic organisms. The nodules were interpreted as the result of increased carbonate cementation due to early stages of seafloor diagenesis. Similarly, on the western slope of GBB, well-lithified intervals (i.e. hardgrounds) were found almost exclusively within glacial intervals, when sedimentation rates were low, and interpreted to have formed on or close to the seafloor (at 308 and 437 m water depth; Malone et al., 2001). During glacial periods, the main sediment sources were low-Mg calcite-dominated sediment producers (e.g. coccoliths, planktonic foraminifera), which are less prone to early diagenetic processes while calcite is more stable than aragonite (Bathurst, 1975; Mullins et al., 1985). Hence, the diagenetic potential (Heath and Mullins, 1984) of the periplatform ooze was lower during glacial periods. Early marine cementation was likely related to two processes increasing the porosity of the sediment that acts simultaneously during glacial periods. First, it is thought that the decrease of sediment supply, especially fine-grained particles such as the aragonite needles, is the catalyst to initiate cementation. This

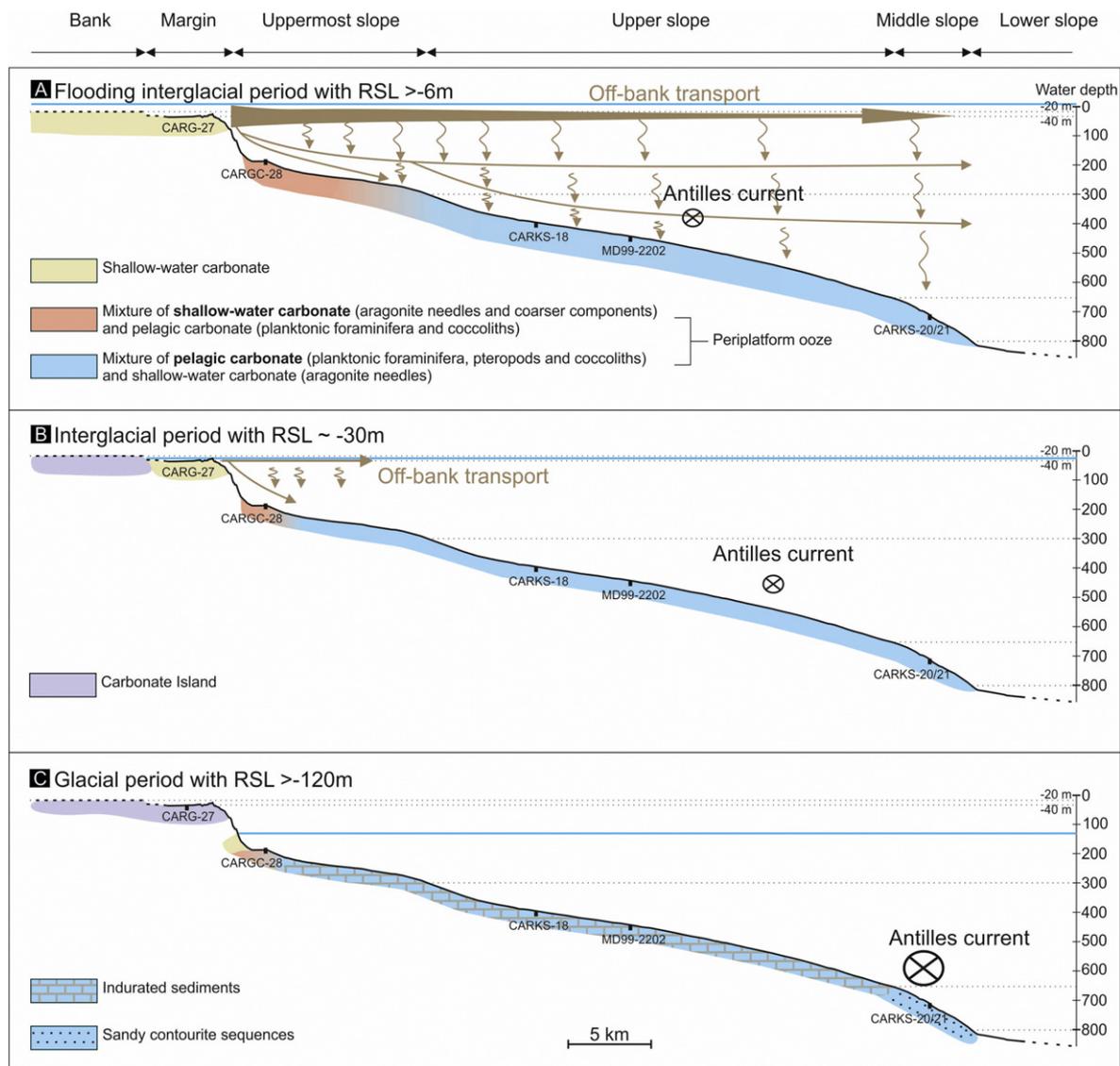


Fig. 13. Schematic diagrams illustrating the three different sedimentation patterns along the LBB periplatform drift over the last 450 ka: A) periods of major flooding of LBB with RSL around -6 m; shallow-water platform shows full sediment export; B) interglacial periods with partially emerged LBB and RSL around -30 m; shallow-water platform shows limited sediment export; and C) glacial periods with emerged LBB and RSL around -120 m; shallow-water platform is exposed and shows no sediment export. Deposit thickness is not to scale, but they indicate the general trend observed in the accumulation rates.

carbonate supply decrease is related to the sea-level fall and the reduction of the surface of shallow carbonate production to a narrow part of the photosynthetic zone on the uppermost slope. Second, the increase of the Antilles Current velocity related to the winnowing of the fine-grained sediments during glacial periods should not be downplayed. In both cases, higher porosity and lower sedimentation rates enhance circulation of interstitial waters through the sediment allowing more intense chemical, physical and biological reactions to take place that may stimulate cementation, and hence the formation of the indurated nodules (Bathurst, 1975).

The margin (< -40 m water depth) was completely exposed during glacial periods, as was the entire platform (Figs. 13C, 14C). The presence of moldic pores on the surface of the indurated block of CARG-27 (Fig. 5A) indicated a partial dissolution of it, a process that may occur at a time when the margin was exposed, so most likely during glacial periods. No data were collected from the uppermost slope covering the glacial interval due to bad penetration of CARG-28. However, it is suggested that on the upper slope, hard ground may be formed, similar to the eastern region of the study area (Mullins et al., 1984).

6. Conclusions

Results of this study showed that the sediment wedge of the northern LBB slope displayed the characteristics of a periplatform drift. The modern morphology of the LBB Drift corresponded to a zone affected by weak currents as described by the model of Betzler et al. (2014). This periplatform drifts was characterized by: 1) the vast input of carbonate sediment during highstands in sea-level, which export preferentially to the leeward side of the platform and, 2) the merging of the Antilles Current with the Florida Current, which shapes the northward-plastered contourite drift. However, the influence of these currents was probably limited to sediment redistribution processes during interglacial periods whereas it reworked the sediments from the entire slope during glacial periods. Further investigation is warranted to determine if the term “periplatform drift” may be used in past environment because it is difficult to morphologically highlight the influence of the current on the periplatform wedge with seismic tools.

Sedimentation variability along the slope, and through time during the last 424 ka showed three main periods: (i) the major flooding of

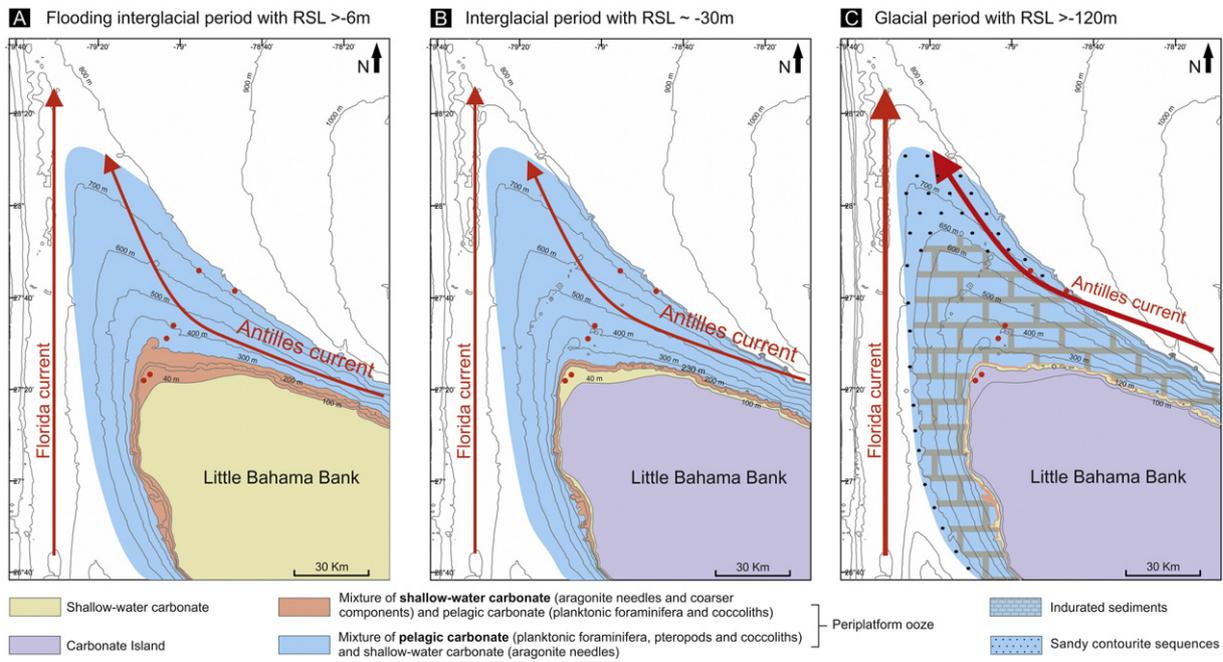


Fig. 14. Sketch with theoretical extension of shallow carbonate production and sediment deposition on LBB and its west northern slope for: A) flooding interglacial periods with RSL > -6 m; B) interglacial period with RSL around 30 m; and C) glacial periods with RSL > -120 m. Red dots correspond to marine cores used in this study. Isobaths are drawn after the General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO, 2014) data set. As their resolution is 112 m, the -40 m isobaths delimit the platform for the margin and is drawn according to seismic profiles data (Hine and Neumann, 1977). Red arrows mark the direction of the main ocean currents.

LBB in interglacial periods, (ii) the interglacial periods with the partial emersion of the platform, and (iii) the glacial periods in which the sedimentation patterns differed in the uppermost (<300 m water depth), the upper (300–650 m water depth), and the middle slopes (650–800 m water depth). These differences in the sedimentation patterns were found to be the following:

- 1) Off-bank transport was the major sedimentary process during periods of major flooding of LBB. This allowed export of coarse bank-derived organisms and clasts (shallow benthic foraminifera, *Halimeda* plates, and likely pellets) toward the uppermost slope and of fine-grained particles (aragonite needles) over larger distances (up to 50 km). This leads to high accumulation rates along the entire drift (average ~17 cm/ka). Along the upper and middle slopes, the aragonite needles mixed with planktonic organisms (planktonic foraminifera, coccoliths, and pteropods) to form a typical, fine-grained periplatform ooze.
- 2) Low sea-level interglacial periods (onset of MIS 1, MIS 5a–d, MIS 7, MIS 9) in which the shallow-water portion of the platform was emersed, corresponded to limited shallow-water carbonate production and reduced sediment export toward the slope. When the relative sea level was above -40 m present bathymetry, shallow-water carbonate production was promoted over the 4-km large plateau-like structure and sediment was exported to the slope along preferential pathways.
- 3) Glacial periods and corresponding sea-level lowstands lead to exposure of the platform and drastic reduction of shallow-water carbonate production. Current-related deposits dominated during glacial periods along the northern Bahamas slopes over the last 424 ka. Along the upper slope, early marine cementation promoted the formation of nodules through mainly a decrease in sediment input and possibly the winnowing of fine-grained sediments by a stronger glacial Antilles Current. Along the middle slope, the Antilles Current transported sufficient nutrients to favor the development along the north-western part of LBB slope of cold-water coral mounds at water depths between 600 and 800 m. Between these coral mounds,

the sediments consisted of coarser-grained periplatform ooze deposits that were characterized by thoroughly bioturbated bigradational sequences with a coarsening-up unit followed by a fining-up unit. This typical contourite sequence is known from siliciclastic deposits, and resulted from the increased winnowing of the fine-grained particles by bottom currents.

Acknowledgments

We wish to thank the captain and crew of the RV *Le Suroit* for the quality of the acquired data and Ifremer-Genavir for CARAMBAR cruise organization. We thank the RSMAS of the University of Miami for CARAMBAR 1.5 cruise organization, and the captain and crew of the *Walton Smith* for the quality of the acquired data. This study was supported by the French Institut National des Sciences de l'Univers program "Action Marges" (Contract number: FR00007107). We thank the French Artémis program for radiocarbon measurements. Ludivine Chabaud's PhD project is supported by a grant from TOTAL E&P (Pau, France). We gratefully acknowledge Pascal Lebleu, Olivier Ther, Béatrice Cosson and Bernard Martin for their technical support during the sediment analyses. The authors are grateful to the editor David Van Rooij, the guest editor Andres Rüggeberg and the two anonymous reviewers for their valuable comments which greatly improved this manuscript.

References

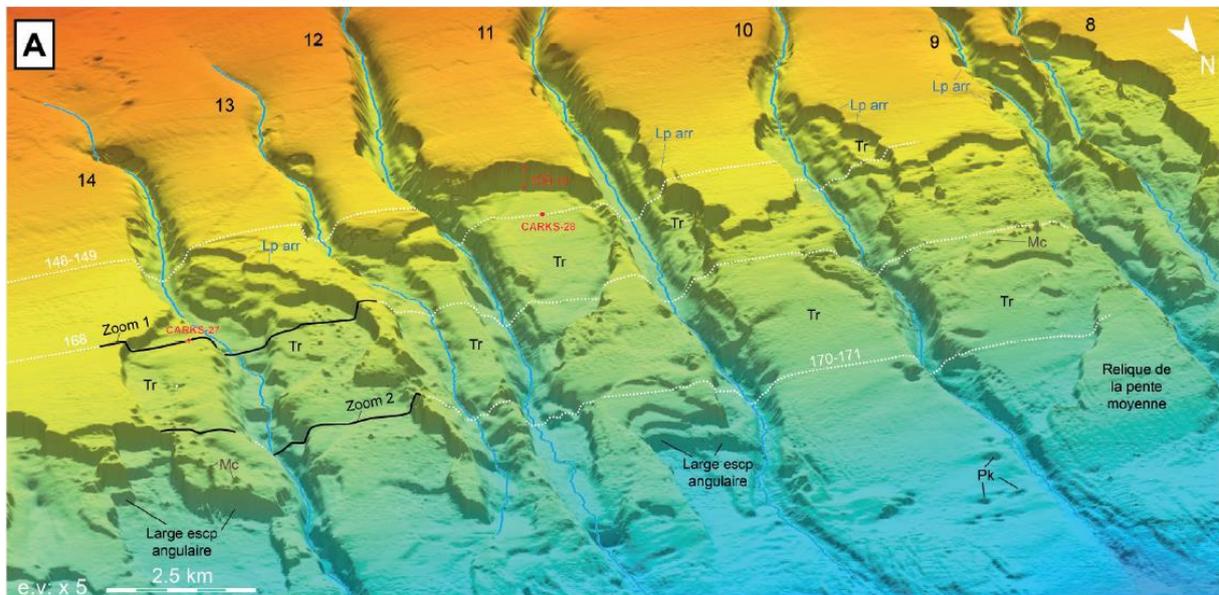
- Anselmetti, F.S., Eberli, G.P., Ding, Z.-D., 2000. From the Great Bahama Bank into the Straits of Florida: a margin architecture controlled by sea-level fluctuations and ocean currents. *GSA Bull.* 112, 829–844.
- Aurell, M., McNeill, D.F., Guyomard, T., Kindler, P., 1995. Pleistocene shallowing-upward sequences in New Providence, Bahamas; signature of high-frequency sea-level fluctuations in shallow carbonate platforms. *J. Sediment. Res.* 65, 170–182.
- Baringer, M.O.N., Larsen, J.C., 2001. Sixteen years of Florida Current transport at 27° N. *Geophys. Res. Lett.* 28, 3179–3182.
- Bathurst, R.G.C., 1975. *Carbonate Sediments and Their Diagenesis*. Elsevier, Amsterdam.
- Beard, J.H., 1969. Pleistocene paleotemperature record based on planktonic foraminifers, Gulf of Mexico. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.* 26, 185–254.
- Beard, J.H., 1973. Pleistocene–Holocene boundary, Wisconsinan substages, Gulf of Mexico. *Geol. Soc. Am. Mem.* 136, 277–316.

- Bergman, K.L., 2005. Seismic Analysis of Paleocurrent Features in the Florida Straits: Insights into the Paleocurrent, Upstream Tectonics, and the Atlantic–Caribbean Connection. University of Miami, p. 190.
- Bergman, K.L., Hildegard, W., Janson, X., Poiriez, A.E., 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, Dordrecht, Heidelberg, London, New York (235 pp.).
- Betzler, C., Lüdmann, T., Hübscher, C., Fürstenau, J., 2013. Current and sea-level signals in periplatform ooze (Neogene, Maldives, Indian Ocean). *Sediment. Geol.* 290, 126–137.
- Betzler, C., Lindhorst, S., Eberli, G.P., Lüdmann, T., Möbius, J., Ludwig, J., Schutter, I., Wunsch, M., Reijmer, J.J.G., Hübscher, C., 2014. Periplatform drift: the combined result of contour current and off-bank transport along carbonate platforms. *Geology* 42, 871–874.
- Boardman, M.R., Neumann, A.C., 1984. Sources of periplatform carbonates: Norwest Providence Channel, Bahamas, J. *Sediment. Petrol.* 54, 1110–1123.
- Boardman, M.R., Neumann, A.C., Baker, P.A., Dulin, L.A., Kenter, R.J., Hunter, G.E., Kiefer, K.B., 1986. Banktop responses to Quaternary fluctuations in sea level recorded in periplatform sediments. *Geology* 14, 28–31.
- Bolli, H.M., Saunders, J.B., 1985. Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, New York, pp. 155–262.
- Bosart, L.F., Schwartz, B.E., 1979. Autumnal rainfall climatology of the Bahamas. *Mon. Weather Rev.* 107, 1663–1672.
- Brooks, I.H., Niiler, P.P., 1977. Energetics of the Florida Current. *J. Mar. Res.* 35, 163–191.
- Brunner, C.A., 1975. Evidence for intensified bottom current activity in the Straits of Florida during the last glaciation. *Geol. Soc. Am.* 7, 1012–1013.
- Coplen, T.B., 1988. Normalization of oxygen and hydrogen isotope data. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)* 72, 293–297.
- Correa, T.B.S., Grasmueck, M., Eberli, G.P., Reed, J.K., Verwer, K., Purkis, S.A.M., 2012. Variability of cold-water coral mounds in a high sediment input and tidal current regime, Straits of Florida. *Sedimentology* 59, 1278–1304.
- Costin, J.M., 1968. Direct current measurements in the Antilles Current. *J. Geophys. Res.* 73, 3341–3345.
- Dill, R.F., Steinen, R.P., 1988. Deposition of Carbonate mud Beds Within High-Energy Subtidal Sand Dunes, Bahamas.
- Droxler, A.W., Schlager, W., 1985. Glacial versus interglacial sedimentation rates and turbidite frequency in the Bahamas. *Geology* 13, 799–802.
- Droxler, A.W., Schlager, W., Whallon, C.C., 1983. Quaternary aragonite cycles and oxygen-isotope record in Bahamian carbonate ooze. *Geology* 11, 235–239.
- Ericson, D.B., Ewing, M., Wollin, G., 1964. Pleistocene climates in the Atlantic and Pacific oceans: a comparison based on deep-sea sediments. *Science* 167, 1483–1485.
- Faugères, J.-C., Mulder, T., 2011. Contour currents and contourite drifts. In: Hüneke, H., Mulder, T. (Eds.), *Deep-Sea Sediments. Developments in sedimentology*, pp. 149–214.
- Faugères, J.-C., Stow, D.A.V., 1993. Bottom-current controlled sedimentation: a synthesis of the contourite problem. *82 (1–4)*, 287–297. *Sediment. Geol.* 82, 287–297.
- Faugères, J.C., Stow, D.A.V., 2008. Contourite drifts. Nature, evolution and controls. In: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Developments in Sedimentology*, pp. 259–288.
- Faugères, J.C., Gonthier, E., Stow, D.A.V., 1984. Contouritic drift molded by deep Mediterranean outflow. *Geology* 12, 296–300.
- Faugères, J.C., Stow, D.A.V., Imbert, P., Viana, A.R., 1999. Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Mar. Geol.* 162, 1–38.
- Fernandez-Partegas, J., Mooers, C.N.K., 1975. A synoptic study of winter cold fronts in Florida. *Mon. Weather Rev.* 103, 742–744.
- Gallagher, J.J., 1968. Discussion or paper by J. Michael Costin, 'Direct current measurements in the Antilles Current'. *J. Geophys. Res.* 73, 7148.
- GEBCO, 2014. General Bathymetric Chart of the Oceans. http://www.gebco.net/general_interest/faq/.
- Gonthier, E.G., Faugères, J.C., Stow, D.A.V., 1984. Contourite Facies of the Faro Drift, Gulf of Cadiz. Geological Society Special Publication, pp. 275–292.
- Grammer, G.M., Ginsburg, R.N., 1992. Highstand versus lowstand deposition on carbonate platform margins: insight from Quaternary foreslopes on the Bahamas. *Mar. Geol.* 103, 125–136.
- Grammer, G.M., Ginsburg, R.N., Harris, P.M., 1993. Timing of deposition, diagenesis, and failure of steep carbonate slopes in response to a high-amplitude/high-frequency fluctuation in sea level, Tongue of the Ocean, Bahamas. In: Loucks, R.G., F.S.J. (Eds.), *Carbonate Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications*. AAPG, pp. 107–131.
- Gunn, J.T., Watt, D.R., 1982. On the currents and water masses north of the Antilles/Bahamas Arc. *J. Mar. Res.* 40, 1–48.
- Harwood, G.M., Towers, P.A., 1988. Seismic sedimentology interpretation of a carbonate slope, north margin of Little Bahama Bank. In: Austin, J.A., S.W., et al. (Eds.), *Proceeding of the Ocean Drilling Program Scientific Result*. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 263–277.
- Heath, K.C., Mullins, H.T., 1984. Open-ocean, off-bank transport of fine-grained carbonate sediment in the Northern Bahamas. *Geol. Soc.* 15, 199–208.
- Hebbeln, D., Wienberg, C., participants, a.c., 2012. Report and preliminary results of R/V Maria S. Merian cruise MSM20-4. WACOM, West Atlantic Cold-Water Coral Ecosystems: the west side story. Berichte, MARUM – Zentrum für Marine Umweltwissenschaften, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, Bridgetown-Freeport, 14 March – 7 April, 2012, p. 120.
- Heezen, B.C., Hollister, C.D., 1971. *The Face of the Deep*. Oxford University Press, London.
- Heezen, B.C., Hollister, C.D., Ruddiman, W.F., 1966. Shaping of the continental rise by deep geostrophic bottom currents. *Science* 152, 502–508.
- Hernández-Molina, J., Llave, E., Somoza, L., Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., León, R., Medialdea, T., Barnolas, A., García, M., del Río, V.D., Fernández-Salas, L.M., Vázquez, J.T., Lobo, F., Dias, J.M.A., Rodero, J., Gardner, J., 2003. Looking for clues to paleoceanographic imprints: a diagnosis of the Gulf of Cadiz contourite depositional systems. *Geology* 31, 19–22.
- Hickey, B.M., MasCready, P., Elliott, E., Kachel, N.B., 2000. Dense saline plumes in Exuma Sound, Bahamas. *J. Geophys. Res.* 105, 471–488.
- Hine, A.C., Neumann, A.C., 1977. Shallow carbonate-bank-margin growth and structure, Little Bahama Bank, Bahamas. *AAPG Bull.* 61, 376–406.
- Hine, A.C., Wilber, R.J., Bane, J.M., Neumann, A.C., Lorenson, K.R., 1981a. Offbank transport of carbonate sands along open, leeward bank margins: northern Bahamas. *Mar. Geol.* 42, 327–348.
- Hine, A.C., Wilber, R.J., Neumann, A.C., 1981b. Carbonate sand bodies along constraining shallow bank margins facing open seaways in northern Bahamas. *AAPG Bull.* 65, 261–290.
- Hollister, C.D., Heezen, B.C., 1972. Geological effects of ocean bottom currents: western north Atlantic. In: Gordon, A.L. (Ed.), *Studies in Physical Oceanography*. Gordon and Breach, New York, pp. 37–66.
- Hut, G., 1987. In: Gen., R.T.D. (Ed.), *Advisory Group Meeting on Stable Isotope Reference Samples for Geochemical and Hydrological Investigations*. Int. At. Energy Agency, Vienna, p. 42 (16–18 September 1985).
- Ingham, C., 1974. Velocity and transport of the Antilles current northeast of the Bahama Islands. *Fish. Bull.* 73, 626–632.
- Johns, B., 2011. Cruise report R/V Knorr Cruise KN-200-4. RAPID/MOCHA Program, pp. 1–14.
- Kennett, J.P., Huddleston, P., 1972. Late Pleistocene paleoclimatology, foraminiferal biostratigraphy and tephrochronology, western Gulf of Mexico. *Quat. Res.* 2, 38–69.
- Kier, J.S., Pilkey, O., 1971. The influence of sea level changes on sediment carbonate mineralogy, Tongue of the Ocean, Bahamas. *Mar. Geol.* 11, 189–200.
- Knutz, P.C., 2008. Palaeoceanographic significance of contourite drifts. In: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Contourites. Developments in Sedimentology*, pp. 511–535.
- Lantzsch, H., Roth, S., Reijmer, J.J.G., Kinkel, H., 2007. Sea-level related resedimentation processes on the northern slope of Little Bahama Bank (Middle Pleistocene to Holocene). *Sedimentology* 54, 1307–1322.
- Lee, T.N., Johns, W., Schott, F., Zantopp, R., 1990. Western boundary current structure and variability east of Abaco, Bahamas at 26.5° N. *J. Phys. Oceanogr.* 20, 446–466.
- 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. *J. Phys. Oceanogr.* 26, 962–963.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography* 20.
- Llave, E., Schönfeld, J., Hernández-Molina, F.J., Mulder, T., Somoza, L., Díaz del Río, V., Sánchez-Almazo, I., 2006. High-resolution stratigraphy of the Mediterranean outflow contourite system in the Gulf of Cadiz during the late Pleistocene: the impact of Heinrich events. *Mar. Geol.* 227, 241–262.
- Lynts, G.W., Judd, J.B., Stehman, C.F., 1973. Late Pleistocene history of Tongue of the Ocean, Bahamas. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, 2665–2684.
- Malone, M.J., Slowey, N.C., Henderson, G.M., 2001. Early diagenesis of shallow-water periplatform carbonate sediments, leeward margin, Great Bahama Bank (ocean drilling program leg 166). *GSA Bull.* 113, 881–894.
- Martin, R.E., Johnson, G.W., Neff, E.D., Krantz, D.W., 1990. Quaternary planktonic foraminiferal assemblage zones of the northeast Gulf of Mexico, Colombia basin (Caribbean Sea), and tropical Atlantic Ocean: graphic correlation of microfossil and oxygen isotope datums. *Paleoceanography* 5, 531–555.
- Masaferro, J.L., Eberli, G.P., 1999. Jurassic–Cenozoic structural evolution of the southern Great Bahama Bank. In: Mann, P. (Ed.), *Caribbean Basins: Sedimentary Basins of the World*, pp. 167–193.
- McNeill, D.F., Grammer, G.M., Williams, S.C., 1998. A 5 MY chronology of carbonate platform margin aggradation, southwestern Little Bahama Bank, Bahamas. *J. Sediment. Res.* 68, 603–614.
- Messing, C.G., Neumann, A.C., Lang, J.C., 1990. Biozonation of deep-water lithoherms and associated hardgrounds in the northeastern Straits of Florida. *PALAIOS* 5, 15–33.
- Migeon, S., Weber, O., Faugères, J.-C., Saint-Paul, J., 1999. SCOPIX: a new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Mar. Lett.* 18, 251–255.
- Miller, K.G., Mountain, G.S., Wright, J.D., B.J., V., 2011. A 180-million-year record of sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic records. *Oceanography* 24, 40–53.
- Morse, J.W., Mackenzie, F.T., 1990. Geochemistry of sedimentary carbonates. *Dev. Sedimentol.*
- 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., Jousiaume, R., Pakiades, M., 2012a. New insights into the morphology and sedimentary processes along the western slope of Great Bahama Bank. *Geology* 40, 603–606.
- Mulder, T., Ducassou, E., Gillet, H., Hanquiez, V., Tournadour, E., Combes, J., Eberli, G.P., Kindler, P., Gonthier, E., Conesa, G., Robin, C., Sianipar, R., Reijmer, J.J.G., François, A., 2012b. Canyon morphology on a modern carbonate slope of the Bahamas: evidence of a regional tectonic tilting. *Geology* 40, 771–774.
- Mulder, T., Hassan, R., Ducassou, E., Zaragosi, S., Gonthier, E., Hanquiez, V., Marchès, E., Toucanne, S., 2013. Contourites in the Gulf of Cadiz: a cautionary note on potentially ambiguous indicators of bottom current velocity. *Geo-Mar. Lett.* 33, 357–367.
- Mullins, H.T., 1983. Comments and reply on 'Eustatic control of turbidites and winnowed turbidites'. *Geology* 11, 57–60.
- Mullins, H.T., Neumann, A.C., 1979. Deep carbonate bankmargin structure and sedimentation in the northern Bahamas. *SEPM Spec. Publ.* 7, 165–192.
- Mullins, H.T., Neumann, A.C., Wilber, R.J., Hine, A.C., Chinburg, S.J., 1980. Carbonate sediment drifts in northern Straits of Florida. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 64, 1701–1717.
- Mullins, H.T., Newton, C.R., Heath, K., Vanburen, H.M., 1981. Modern deep-water coral mounds north of Little Bahama Bank: criteria for recognition of deep-water coral bioherms in the rock record. *J. Sedim. Petrol.* 51, 999–1013.

- Mullins, H.T., Heath, K.C., Van Buren, H.M., Newton, C.R., 1984. Anatomy of a modern open-ocean carbonate slope: northern Little Bahama Bank. *Sedimentology* 31, 141–168.
- Mullins, H.T., Wise, S.W.J., Gardulski, A.F., Hinchey, E.J., Masters, P.M., Siegel, D.I., 1985. Shallow subsurface diagenesis of Pleistocene periplatform ooze: northern Bahamas. *Sedimentology* 32, 473–494.
- Murdmaa, I., Borisov, D., Ivanova, E., Levchenko, O., Emelyanov, E., Dorokhova, E., Dara, O., Sivkov, V., 2015. The Ioffe calcareous contourite drift, western south Atlantic. *Mar. Geol.* (in this issue).
- Neumann, A.C., Ball, M.M., 1970. Submersible observations in the Straits of Florida: geology and bottom currents. *Geol. Soc. Am. Bull.* 81, 2861–2874.
- Neumann, A.C., Land, L., 1975. Lime mud deposition and calcareous algae in the bight of Abaco, Bahamas: a budget. *J. Sediment. Petrol.* 45, 763–786.
- Neumann, G., Pierson, W.J., 1966. *Principles of Physical Oceanography*. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.J.
- Neumann, A.C., Kofoed, J.W., Keller, G.H., 1977. Lithoherms on the Straits of Florida. *Geology* 5, 4–10.
- Pilkaln, C.H., Neumann, A.C., Bane, J.M., 1989. Periplatform carbonate flux in the northern Bahamas. *Deep-Sea Res.* 36, 1391–1406.
- Poag, C.W., Valentine, P.C., 1976. Biostratigraphy and ecostratigraphy of the Pleistocene basin, Texas–Louisiana continental shelf. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.* 26, 185–254.
- Rankey, E.C., Doolittle, F., 2012. Geomorphology of carbonate platform-marginal uppermost slopes: insights from a Holocene analogue, Little Bahama Bank, Bahamas. *Sedimentology* 59, 2146–2171.
- Rebesco, M., Camerlenghi, A., 2008. *Contourites*. Elsevier.
- Rebesco, M., Wählin, A., Laberg, J.S., Schauer, U., Beszczynska-Möller, A., Lucchi, R.G., Noormets, R., Accettella, D., Zarayskaya, Y., Diviacco, P., 2013. Quaternary contourite drifts of the Western Spitsbergen margin. *Deep-Sea Res. I Oceanogr. Res. Pap.* 79, 156–168.
- Rebesco, M., Hernández-Molina, F.J., Van Rooij, D., Wählin, A., 2014. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: state-of-the-art and future considerations. *Mar. Geol.* 352, 111–154.
- Reed, J.K., 2002. Comparison of deep-water coral reefs and lithoherms off southeastern USA. *Hydrobiologia* 471, 57–69.
- Reijmer, J.J.G., Schlager, W., Droxler, A.W., 1988. Site 632: Pliocene–Pleistocene sedimentation in a Bahamian Basin. In: Austin, J.A., Schlager, W., Palmer, A. (Eds.), *Proceedings Ocean Drilling Program, Scientific Results*. Ocean Drilling Program, College Station, pp. 213–220.
- Rendle, R.H., Reijmer, J.J.G., Kroon, D., Henderson, G.M., 2000. Mineralogy and sedimentology of the Pleistocene to Holocene on the Leeward margin of Great Bahama Bank. In: Swart, P.K., Eberli, G.P., Malone, M.J., Sarg, J.F. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 166. College Station, TX (Ocean Drilling Program), pp. 61–76.
- Rendle, R., Reijmer, J.J.G., 2002. Quaternary slope development of the western leeward margin of the Great Bahama Bank. *Mar. Geol.* 185, 143–164.
- Rendle-Bühning, R.H., Reijmer, J.J.G., 2005. Controls on grain-size patterns in periplatform carbonates: marginal setting versus glacio-eustasy. *Sediment. Geol.* 175, 99–113.
- Roberts, H.H., Rouse, L.J., Walker, N.D., Hudson, J.H., 1982. Cold-water stress in Florida Bay and northern Bahamas: a product of winter cold-air outbreaks. *J. Sediment. Petrol.* 52, 145–155.
- Roth, S., Reijmer, J.J.G., 2004. Holocene Atlantic climate variations deduced from carbonate periplatform sediments (leeward margin, Great Bahama Bank). *Paleoceanography* 19, PA1003.
- Roth, S., Reijmer, J.J.G., 2005. Holocene millennial to centennial carbonate cyclicity recorded in slope sediments of the Great Bahama Bank and its climatic implications. *Sedimentology* 52, 161–181.
- Rousset, C., Beal, L.M., 2014. Closing the transport budget of the Florida Straits. *Geophys. Res. Lett.* 41, 1–7.
- Rowe, E., Mariano, A.J., Ryan, E.H., 2015. “The Antilles Current” ocean surface currents World wide web article, accessed April 2005. Available online at: <http://oceancurrents.rsmas.miami.edu/atlantic/antilles.html>.
- Ruddiman, W.F., 1971. Pleistocene sedimentation in the equatorial Atlantic: stratigraphy and faunal paleoclimatology. *Geol. Soc. Am. Bull.* 82, 283–302.
- Sato, T., Kameo, K., Takayama, T., 1991. Coccolith biostratigraphy of the Arabian Sea. In: Prell, W.L., Niitsuma, N. (Eds.), *Proceeding ODP, Sciences Results*. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 37–54.
- Schlager, W., James, N.P., 1978. Low-magnesian calcite limestones forming at the deep-sea floor, Tongue of the Ocean, Bahamas. *Sedimentology* 25, 675–702.
- Schlager, W., Reijmer, J.J.G., Droxler, A.W., 1994. Highstand shedding of carbonate platforms. *J. Sediment. Res.* B64, 270–281.
- Sealey, N.E., 1994. *Bahamian Landscapes: An Introduction to the Geography of the Bahamas*. Media Publishing, Nassau, Bahamas.
- Sheridan, R.E., Drake, C.L., Nafe, J.E., Hennion, J., 1966. Seismic-refraction study of continental margin east of Florida. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.* 50, 1972–1991.
- Shinn, E.A., Steinen, R.P., Lidz, B., Swart, P.K., 1989. Whittings, a sedimentologic dilemma. *J. Sedim. Petrol.* 59, 147–161.
- 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* 21, 603–606.
- Siddall, M., Rohling, E.J., Almongi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmeizer, I., Smeed, D.A., 2003. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature* 423, 853–858.
- Stow, D.A.V., Holbrook, J.A., 1984. North Atlantic contourites: an overview. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 15, 245–256.
- Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugères, J.-C., Viana, A.R., 2002. Deep-water contourite systems: modern drifts and ancient series, seismic and sedimentary characteristics. *Geol. Soc. Lond. Mem.* 22, 464.
- Stow, D.A.V., Hunter, S., Wilkinson, D., Hernández-Molina, F.J., 2008. The nature of contourite deposition. In: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Contourites*. Developments in Sedimentology, pp. 143–156.
- Swart, P.K., Oehlert, A.M., Mackenzie, G.J., Eberli, G.P., Reijmer, J.J.G., 2014. The fertilization of the Bahamas by Saharan dust: a trigger for carbonate precipitation? *Geology* 42, 671–674.
- Thierstein, H.R., Geitzenauer, K.R., Molino, B., Shackleton, N.J., 1977. Global synchronicity of late Quaternary coccolith datum levels: validation by oxygen isotopes. *Geology* 400–404.
- Toucanne, S., Jouet, G., Ducassou, E., Bassetti, M.-A., Dennielou, B., Angue Minto'o, C.M., Lahmi, M., Touyet, N., Charlier, K., Lericolais, G., Mulder, T., 2012. A 130,000-year record of Levantine intermediate water flow variability in the Corsica Trough, western Mediterranean Sea. *Quat. Sci. Rev.* 33, 55–73.
- Tournadour, E., 2015. *Architecture et Dynamique Sédimentaire d'une Pente Carbonatée Moderne: Exemple de la Pente Nord de Little Bahama Bank (LBB)*, Bahamas. Université de Bordeaux, Pessac, p. 282.
- 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. *Sediment. Geol.* 317, 9–26.
- Traverse, A., Ginsburg, R.N., 1966. Palynology of the surface sediments of Great Bahama Bank, as related to water movement and sedimentation. *Mar. Geol.* 4, 417–459.
- Van Rooij, D., Iglesias, J., Hernández-Molina, F.J., Ercilla, G., Gomez-Ballesteros, M., Casas, D., Llave, E., De Hauwere, A., Garcia-Gil, S., Acosta, J., Henriot, J.P., 2010. The Le Danois contourite depositional system: interactions between the Mediterranean outflow water and the upper Cantabrian slope (North Iberian margin). *Mar. Geol.* 274, 1–20.
- Vandorpe, T., Van Rooij, D., Stow, D.V., Henriot, J.-P., 2011. Pliocene to recent shallow-water contourite deposits on the shelf and shelf edge off south-western Mallorca, Spain. *Geo-Mar. Lett.* 31, 391–403.
- Vandorpe, T., Van Rooij, D., de Haas, H., 2014. Stratigraphy and paleoceanography of a topography-controlled contourite drift in the Pen Duick area, southern Gulf of Cádiz. *Mar. Geol.* 349, 136–151.
- Veizer, J., 1983. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. In: Reifer, R.J. (Ed.), *Carbonates: Mineralogy and Chemistry*. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, Washington, DC, pp. 265–299.
- Voelker, A.H.L., Lebreiro, S.M., Schönfeld, J., Cacho, I., Erlenkeuser, H., Abrantes, F., 2006. Mediterranean outflow strengthening during northern hemisphere coolings: a salt source for the glacial Atlantic? *Earth Planet. Sci. Lett.* 245, 39–55.
- Wefer, G., Berger, W.H., Richter, C., 1998. Ch 2. Explanatory notes – shipboard scientific party. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*. 175.
- Wilber, R.J., 1976. Petrology of Submarine-Lithified Hardgrounds and Lithoherms from the Deep Flank Environment of Little Bahama Bank (Northeastern Straits of Florida). *Duke University, Durham*, p. 241.
- 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* 18, 970–974.
- Williams, S.C., 1985. *Stratigraphy, Facies Evolution and Diagenesis of Late Cenozoic Limestones and Dolomites, Little Bahama Bank, Bahamas*. Univ. Miami, Coral Gables FL (217 pp.).
- Wilson, B., 2012. Percentage carrying capacity in fossil successions: a new ecostratigraphic tool with potential for detecting palaeoenvironmental change illustrated using bathyal benthic foraminifera in the Late Quaternary of ODP hole 1006A, Santaren Channel. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 337–338, 143–150.
- Wilson, B., 2013. Ecostratigraphic regime shift during late Quaternary marine isotope stages 8–9 in Santaren channel, western tropical Atlantic Ocean: benthonic foraminiferal evidence from ODP hole 1006A. *J. Foraminif. Res.* 43, 143–153.
- Wilson, P.A., Roberts, H.H., 1992. Carbonate-periplatform sedimentation by density flows: a mechanism for rapid off-bank and vertical transport of shallow-water fines. *Geology* 20, 713–716.
- Wilson, P.A., Roberts, H.H., 1995. Density cascading: off-shelf sediment transport, evidence and implications, Bahama Banks. *J. Sediment. Res.* A65, 45–56.
- Zaragosi, S., Bourillet, J.-F., Eynaud, F., Toucanne, S., Denhard, B., Van Toer, A., Lanfume, V., 2006. The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic-Armorian margin (Bay of Biscay). *Geo-Mar. Lett.* 26, 317–329.

CHAPITRE 2. Processus sédimentaires sur une pente exposée aux vents dominants et entaillée de canyons (pente nord du LBB)

Illustration des canyons n°8 à 14 à partir de la carte bathymétrique 3D (Tournadour, 2015)



Dans ce chapitre, nous nous concentrerons sur les carottes situées sur la pente nord du LBB (encadré rouge dans Fig. 2-1). Elles se situent sur les pentes supérieures et moyennes (zone des canyons et des cicatrices d'arrachement) et sur la pente inférieure (sillons distributaires). Douze carottes (CARKS-22, CARKS-23, CARKS-24, CARKS-25, CARKS-26, CARKS-27, CARKS-28, CARKS-29, CARKS-30, CARKS-31, CARKS-32 et CARKS-33) ont été prélevées lors de la mission CARAMBAR (2010) et la carotte CARGC-25B a été prélevée lors de la mission CARAMBAR 1.5 (2014).

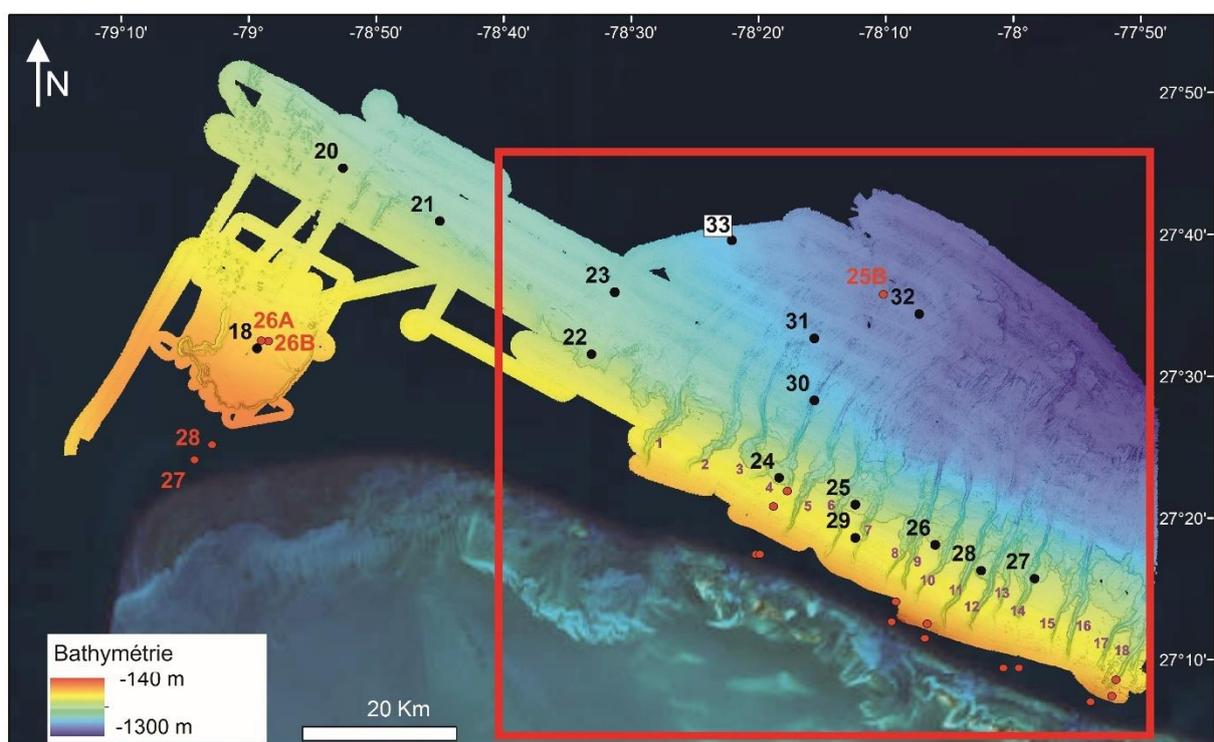


Figure 2-1 : Localisation des différentes carottes étudiées dans ce chapitre (encadré rouge). Les points noirs indiquent les carottes prélevées lors de la mission CARAMBAR et les points rouges indiquent les prélèvements (carottes et bennes) recueillis lors de la mission CARAMBAR 1.5. Seuls les numéros correspondant aux prélèvements CARAMBAR 1.5 utilisés dans ce chapitre sont indiqués. Les numéros des canyons sont indiqués en violet (Tournadour, 2015).

I. Evolution des taux de sédimentation au cours du temps sur la pente nord du LBB

L'analyse des taux de sédimentation permet de se rendre compte des zones d'accumulation préférentielles en fonction du temps même si ce calcul ne prend pas en compte la compaction du sédiment. Les taux de sédimentation au sommet et à la base des carottes sont des taux de sédimentation minimum. En effet les séquences sont rarement prélevées dans leur intégralité car une partie du sédiment au sommet des carottes est perdue lors du carottage.

L'incertitude de l'estimation des taux de sédimentation est liée à l'épaisseur de l'intervalle sur laquelle est calculée la moyenne, à l'incertitude des repères stratigraphiques à la base et au sommet de la séquence et à l'incertitude associée aux âges des repères stratigraphiques à la base et au sommet du dépôt (Bralower et al., 2002). Dans notre étude, l'épaisseur des différents dépôts représente entre quelques centimètres (min : ~5 cm) et quelques mètres (max : ~6 m). Les taux de sédimentation sont moyennés sur des périodes couvrant au minimum 4,4 ka (période d'inondation majeure du MIS 1) et au maximum 61 ka (MIS 6). Le couplage des différentes méthodes stratigraphiques et l'utilisation des assemblages de foraminifères planctoniques permettent de réduire l'incertitude liée aux repères stratigraphiques à la base et au sommet de la série. L'incertitude augmente en fonction du temps ; les dépôts les plus anciens atteignent le Miocène, mais la plupart sont post-MBE (< 424 ka).

Le paramètre influant le plus les taux de sédimentation des sédiments de surface est la compaction initiale acquise durant la consolidation. Dans notre étude, l'accumulation de sédiments ne dépasse jamais 15 mètres. Les sédiments carbonatés de type boue de péri-plateforme peuvent subir jusqu'à 30 % de compaction sur les 15^{ers} mètres d'enfouissement (Busson, comm. pers.). Par la suite, les phénomènes de compaction n'ont pas été quantifiés pour l'ensemble des carottes, mais pour nos carottes les taux de sédimentation sont sous-estimés de 1 cm/ka à quelques cm/ka. Les taux de sédimentation présentés sur la figure 2-2 concernent uniquement les dépôts post-MBE (< 424 ka) et montrent de grandes variations à la fois spatiales et temporelles (Fig. 2-2).

Les taux de sédimentation les plus forts sont mesurés sur les carottes situées sur la pente moyenne, en particulier CARKS-22, CARKS-24, CARKS-25, CARKS-27 et CARKS-28. **Les taux de sédimentation les plus faibles sont observés** dans les carottes situées **sur la pente inférieure** (CARKS-23, CARKS-30, CARKS-31, CARKS-32, CARKS-33 et CARGC-25B) **et** également dans les deux carottes situées **sur la pente supérieure** (CARKS-26 et CARKS-29).

La carotte CARKS-26 située sur la pente supérieure présente des taux de sédimentation très réduits pendant le MIS 1 et pendant les périodes du MIS 9 à 11 (< 0,5 cm/ka). Les taux de sédimentation sont quasiment nuls du MIS 2 au MIS 8 (< 0,05 cm/ka). Les sédiments de la carotte CARKS-29 sont d'âge quaternaire en raison de la présence de l'espèce *G. truncatulinoides* mais aucune datation n'a pu être effectuée afin de préciser l'âge. En effet, le sédiment sableux ne remplissait pas la section du tube et a été remanié. De plus, l'absence de particules fines empêche la détermination des zones d'acmé des coccolithophores.

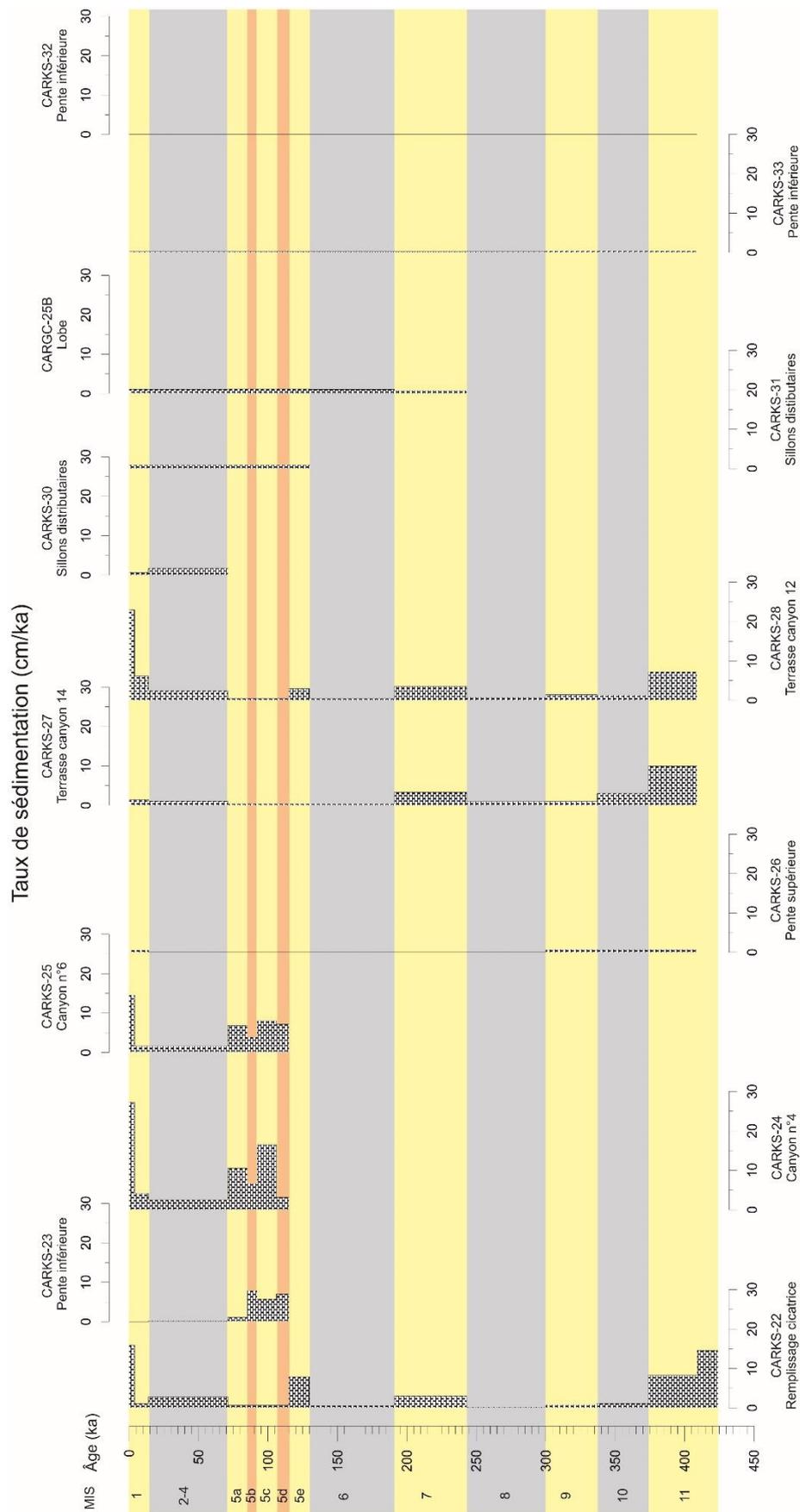


Figure 2-2: Taux de sédimentation (cm/ka) des carottes marines situées sur la pente nord du LBB sur les derniers 424 ka. Les âges des limites des MIS ou interstades sont indiqués d'après la synthèse de Lisiecki et Raymo (2005).

La carotte CARKS-22 située dans un remplissage de cicatrice présente des taux de sédimentation importants pendant les trois dernières périodes d'inondation majeure de la plateforme : celle du MIS 1, de 0 à 4 ka BP (~ 16 cm/ka), celle du MIS 5, de 115 à 130 ka (MIS 5e, ~ 8 cm/ka), et celle du MIS 11, de 409 à 424 ka BP (~ 15 cm/ka). Quand le niveau marin relatif est inférieur à -20 m (glaciaire et interglaciaire), les taux de sédimentation sont généralement inférieurs à ~ 3 cm/ka à l'exception du MIS 11 (de 409 à 374 ka BP) où les taux de sédimentation sont de ~ 8 cm/ka. A l'inverse, la carotte CARKS-23 présente des taux de sédimentation importants pendant les MIS 5b (~ 8 cm/ka), MIS 5c (~ 6 cm/ka) et MIS 5d (~ 7 cm/ka).

Les carottes CARKS-24 et CARKS-25 situées respectivement dans les canyons n°4 et n°6 atteignent le stade 5d. Leurs taux de sédimentation sont importants pendant la période d'inondation du MIS 1 (resp. ~ 27 et ~ 15 cm/ka), pendant le MIS 5a (resp. ~ 11 et ~ 7 cm/ka), et pendant le MIS 5c (resp. ~ 17 et ~ 8 cm/ka). Le MIS 5d est bien représenté dans la carotte CARKS-25 avec un taux de sédimentation minimum de ~ 8 cm/ka.

La carotte CARKS-27 prélevée sur une terrasse du canyon n°14 présente des taux de sédimentation faibles du MIS 1 au MIS 10 (~ 1 cm/ka), à l'exception des MIS 7 et 9 où les taux de sédimentation sont relativement plus importants ~ 3 cm/ka. Pendant le MIS 11, les taux de sédimentation y sont au minimum de 10 cm/ka. La carotte CARKS-28 présente de très forts taux de sédimentation pendant les périodes d'inondation du MIS 1 (~ 23 cm/ka). Les périodes d'exondation des MIS 1 et MIS 11 sont bien représentées avec des taux de sédimentation respectivement de 6 et 7 cm/ka. Les taux de sédimentation du MIS 5e et du MIS 7 sont de ~ 3 cm/ka. Le reste du temps, les taux de sédimentation sont inférieurs à 3 cm/ka.

Les carottes CARKS-30 et 31 sont situées dans les sillons distributaires de la pente inférieure (Tournadour, 2015) et présentent des taux de sédimentation faibles (< 1 cm/ka) au sommet de la carotte pendant le MIS 1 et du MIS 2 au 4. Ces carottes pénètrent des dépôts sédimentaires remaniés dont la stratigraphie n'a pas pu être précisément établie.

La carotte CARKS-32 située sur la pente inférieure présente des taux de sédimentation très faibles pendant le Pléistocène ($\sim 0,1$ cm/ka) et pendant le Pliocène/Miocène ($\sim 0,05$ cm/ka). La carotte CARGC-25B, située à 5 km de la carotte CARKS-32, présente des taux de sédimentation faibles du MIS 1 au MIS 7 (~ 1 cm/ka).

La carotte CARKS-33 située également sur la pente inférieure présente des dépôts sableux sur les 80 premiers centimètres qui pourraient correspondre aux MIS 1 à 8. Sous ces niveaux sableux, les taux de sédimentation restent très faibles ($\sim 0,5$ cm/ka), et des dépôts datant des MIS 9 à 11 jusqu'au Calabrien sont observés.

II. Processus sédimentaires sur la pente nord du LBB

II.1. Pentes moyenne à inférieure : CARKS-22, CARKS-23 et CARKS-33

II.1.1. Contextes spatial et morpho-sédimentaire des carottes

Ce transect *downslope* de 3 carottes (CARKS-22, CARKS-23 et CARKS-33) est situé entre le drift du LBB à l'ouest, et la zone des canyons à l'est (Fig. 2-1).

La carotte CARKS-22 est située dans le remplissage du glissement n°1, à 723 m de profondeur d'eau (Fig. 2-3A, Tournadour, 2015). Ce glissement présente un escarpement d'une hauteur de 30 à 60 m dont les bordures sont affectées par de larges cicatrices d'arrachement (200-500 m de large ; Tournadour, 2015). Des *sediment waves* sont situées en amont des cicatrices d'arrachement dans les structures allongées de type S.1 (Tournadour, 2015). Les structures allongées (S.1) sont des dépressions de 1 à 4 m présentes sur la pente supérieure en amont des canyons et soulignées par une faible réflectivité (Tournadour, 2015). Les zones en dépression au pied de l'escarpement du glissement n°1 sont interprétées comme des *plunge pool* (Tournadour, 2015). L'échofaciès remplissant cette cicatrice de glissement est de type lité continu (zone n°1 en bleu foncé sur Fig. 2-3B ; Fig. 2-4). Dans la cicatrice du glissement, les réflecteurs les plus marqués montrent une variation dans leur amplitude visible sur à peine 500 m (Fig. 2-4). Les réflecteurs sont relativement moins marqués au niveau de la zone la plus proche de la carotte qui a été prélevée à 273 m du profil sismique n°148 (Fig. 2-4). La stratigraphie de la carotte permet de proposer que les réflecteurs principaux correspondent aux dépôts grossiers du MIS 5a-d, entre le MIS 8 et la fin du MIS 11 et à la transition entre le MIS 1 et le MIS 2. L'interglaciaire MIS 11 est particulièrement épais et bien représenté. Au contraire, le MIS 6 ne serait pas du tout marqué à cet endroit.

La carotte CARKS-23 est située à 8,7 km au nord de la carotte CARKS-22, à 873 m de profondeur d'eau (Fig. 2-3A). L'échofaciès associé est de faible amplitude mais montre deux réflecteurs de forte amplitude (zone n°6 en vert sur Fig. 2-3B ; Fig. 2-5A). La carotte CARKS-23 traverse le premier réflecteur qui semble associé à l'épais niveau (70 cm) de packstone daté du MIS 5c (Fig. 2-5A). Le second réflecteur de forte amplitude atténue l'amplitude du signal et forme une surface chaotique qui pourrait délimiter un dépôt en masse plus ancien que le MIS 5c, compatible avec l'extension spatiale des échofaciès cartés par Tournadour (2015 ; Fig. 2-3).

La carotte CARKS-33 est située à 16,6 km au nord-est de la carotte CARKS-23, à 1002 m de profondeur d'eau (Fig. 2-3A). L'échofaciès associé est caractérisé par des réflexions litées frustrées discontinues et parallèles entre elles (zone n°7 en vert sur Fig. 2-3B ; Fig. 2-5B). Il a été interprété comme du sédiment de type *nodular ooze*, c'est-à-dire de la boue de péri-plate-forme associée avec des nodules indurés (Tournadour, 2015). La carotte ne montre pas de lithification mais des changements granulométriques et faciologiques importants ainsi que des changements de composition associés à de faibles taux de sédimentation. Ces changements sur de faibles épaisseurs pourraient expliquer l'aspect frustré et discontinu de cet échofaciès.

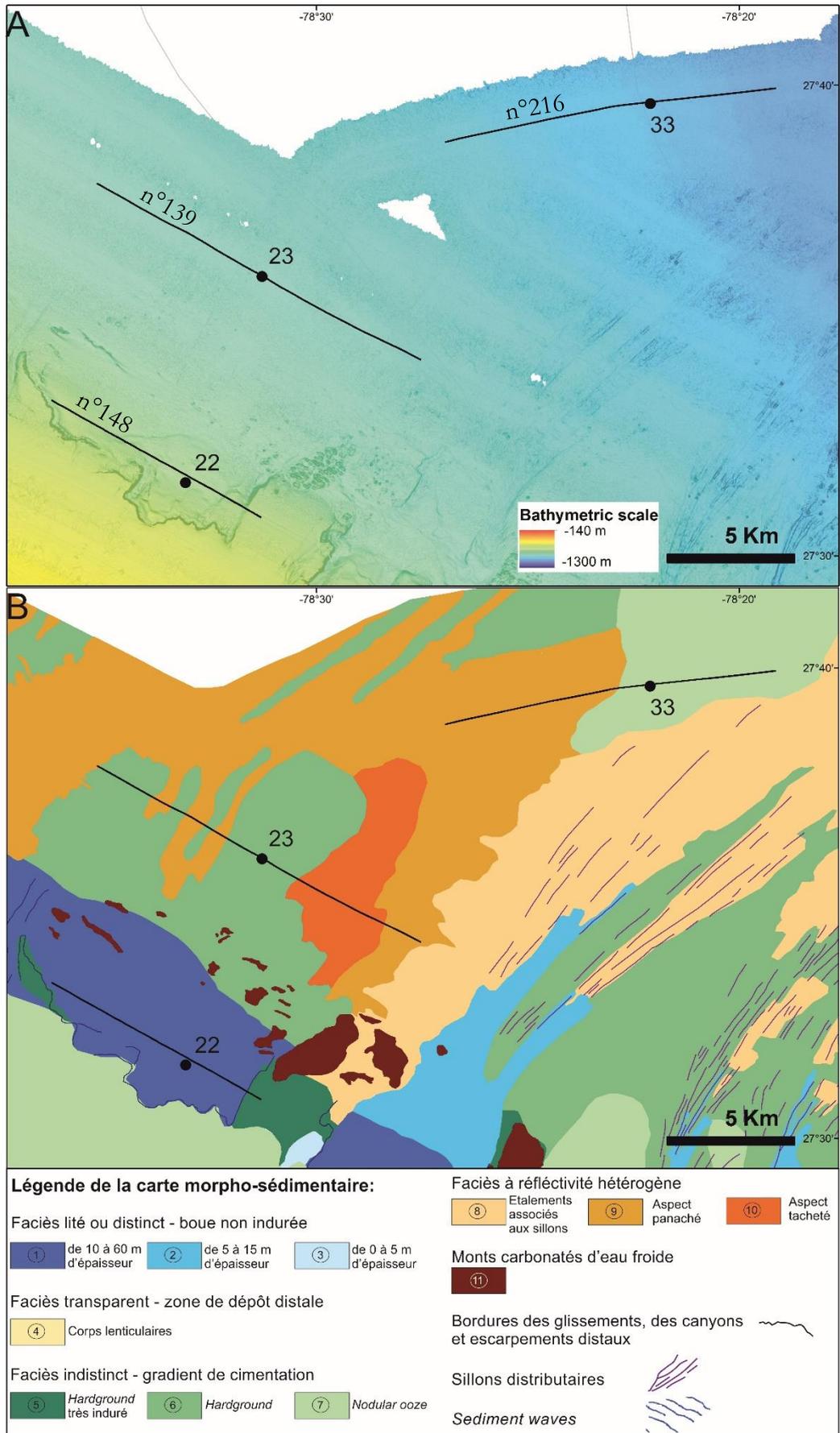


Figure 2-3: Zoom sur les carottes CARKS-22, CARKS-23 et CARKS-33 et localisation des profils CHIRP. A) fond bathymétrique ; B) carte morpho-sédimentaire (Tournadour, 2015).

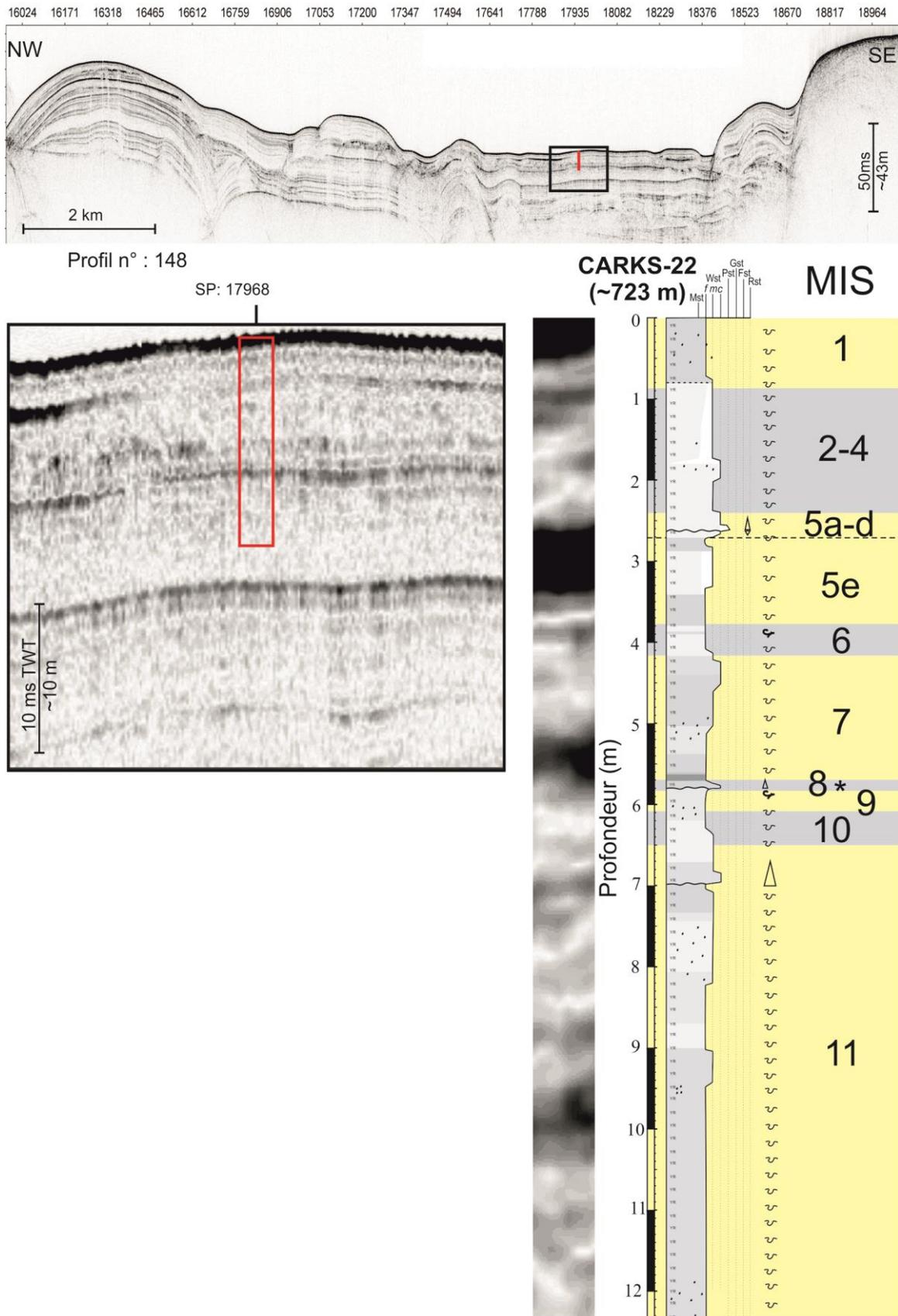


Figure 2-4: Section du profil sismique CHIRP n° 148 avec la position de la carotte CARKS-22 montrant le remplissage de la cicatrice du glissement 1 et la corrélation des données sismiques THR avec la lithologie et la stratigraphie de la carotte. Le profil sismique zoomé à l'échelle de la carotte provient du profil sismique réalisé lors du carottage, mais le trajet de ce dernier est non linéaire ce qui explique pourquoi il n'est pas présenté ici.

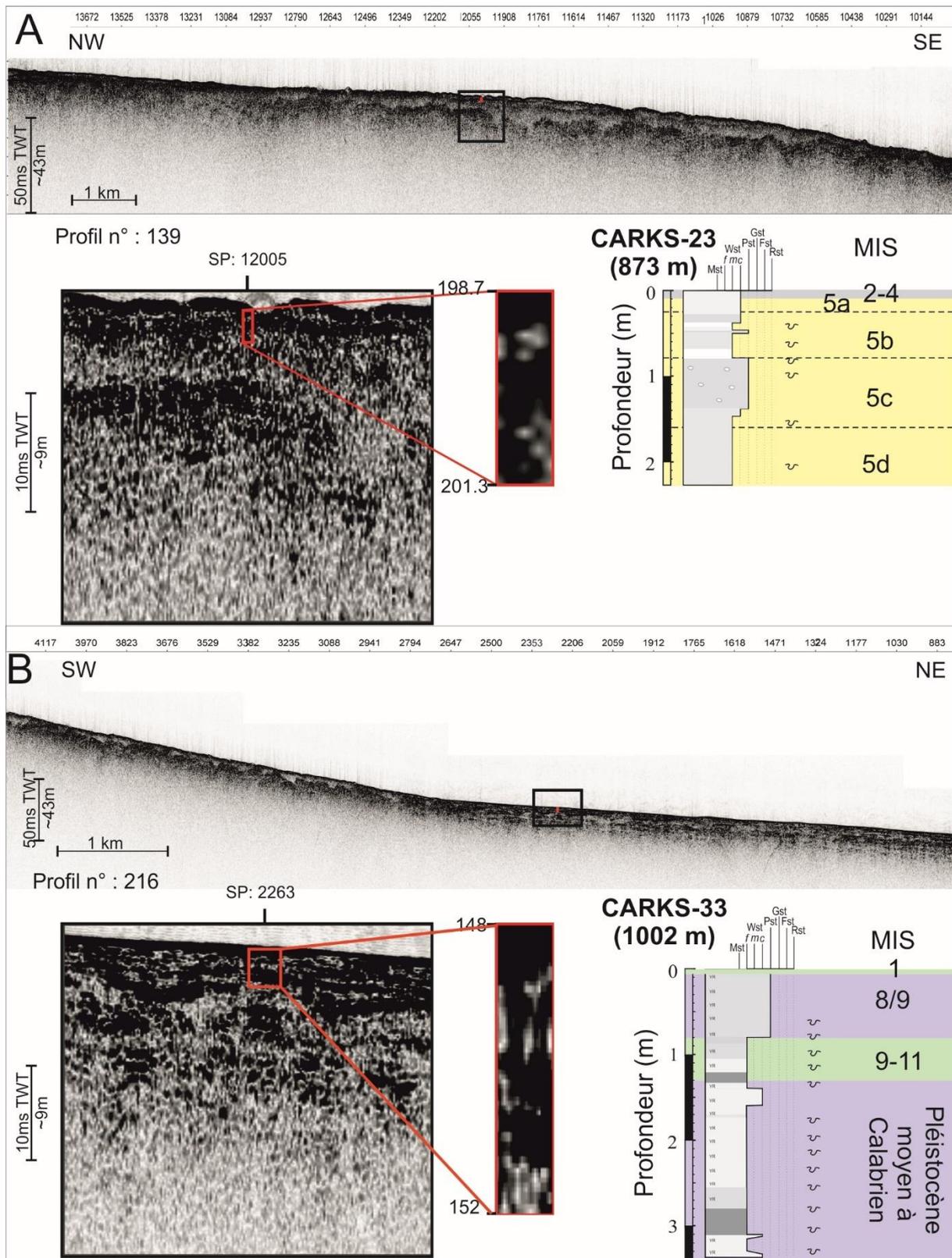


Figure 2-5: A) Section du profil sismique CHIRP n° 139 montrant les sédiments couvrant la masse glissée dans lesquels a été prélevée la carotte CARKS-23 et corrélation avec la lithologie et la stratigraphie de la carotte; B) Section du profil sismique CHIRP n° 216 montrant le faciès de la pente inférieure interprété comme des nodular oozes et corrélation avec la lithologie et la stratigraphie de la carotte CARKS-33.

II.1.2. Processus sédimentaires liés au remplissage du glissement 1

a) Description de la carotte CARKS-22

La carotte CARKS-22 pénètre le remplissage du glissement n°1 sur 12,35 m, ce qui représente les derniers ~424 ka (MIS 1 à 11 ; Figs. 2-4 et 2-6). Les variations du rapport Sr/Ca permettent de bien différencier les périodes glaciaires (Sr/Ca ~ 0,1) des périodes interglaciaires (Sr/Ca > 0,1), à l'exception du MIS 8. Le MIS 8 correspond à des dépôts contenant du sédiment remanié datant du MIS 9 ce qui explique la forte teneur en strontium. Le signal des éléments terrigènes ne montre pas un signal contrasté entre toutes les périodes interglaciaires et glaciaires. Seules la dernière période glaciaire (MIS 2-4) et la transition MIS 8/7 montrent des valeurs relativement plus importantes.

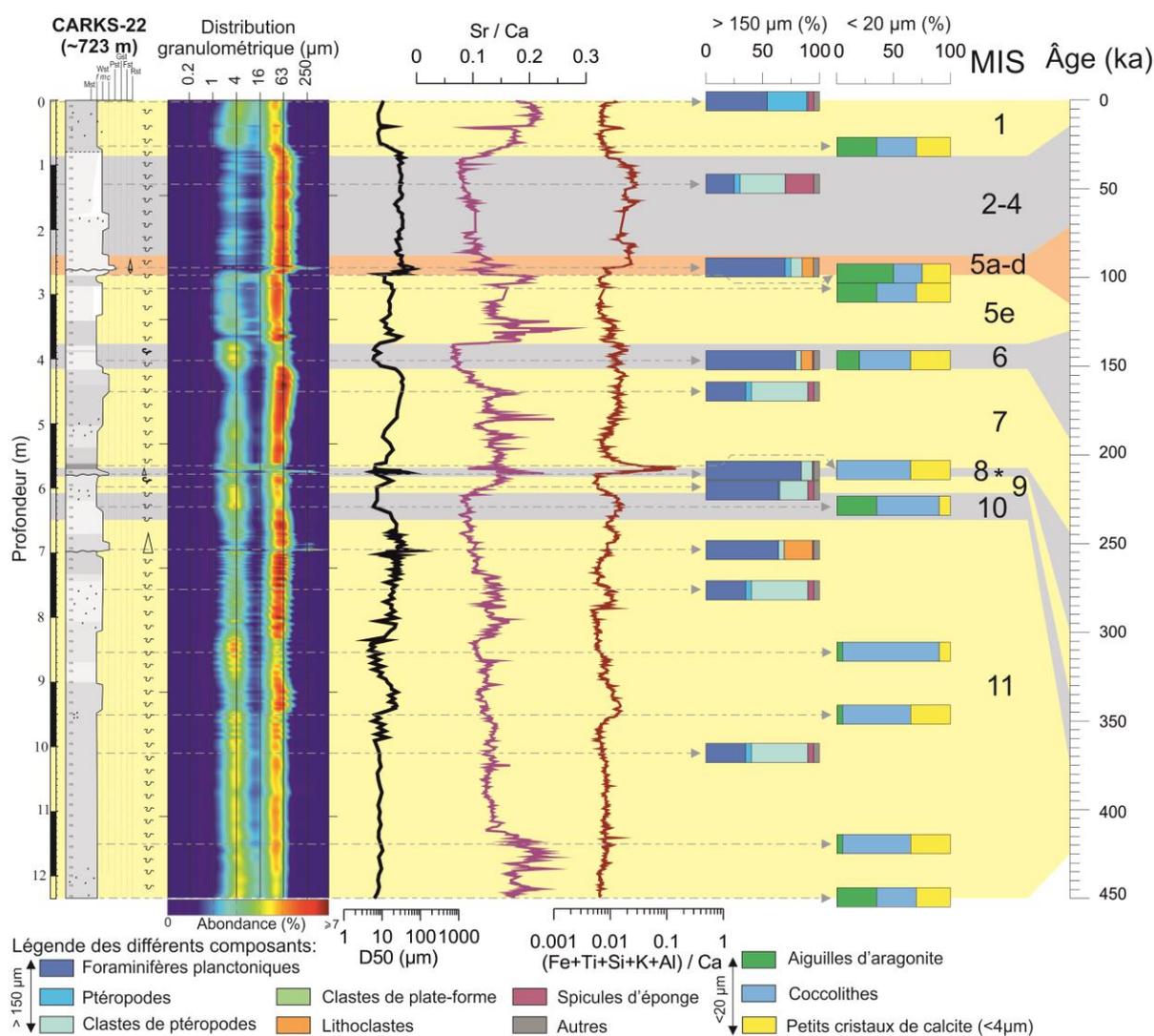


Figure 2-6: Synthèse de la lithologie de la carotte CARKS-22 montrant la distribution granulométrique, les courbes des rapports Sr/Ca et (Fe+Si+Ti+K+Al)/Ca, les pourcentages des composants principaux des fractions > 150 µm et < 20 µm ainsi que la stratigraphie.

Les taux de sédimentation les plus forts (8-16 cm/ka) sont enregistrés pendant les périodes d'inondation majeure de la plate-forme (MIS 1, MIS 5e et MIS 11 ; Figs. 2-2 ; 2-6). Pendant ces périodes d'enneigement maximal, les sédiments sont de type wackestone boueux avec un D50 moyen de 10 μm (6 à 20 μm). La fraction < 20 μm est composée d'aiguilles d'aragonite (35-50 %), de coccolithes (25-35 %) et de petits cristaux de calcite (25-30 %). La fraction > 150 μm est composée de foraminifères planctoniques (35-55 %) et de ptéropodes (35-55 % ; clastes et tests entiers).

Les périodes interglaciaires qui ne correspondent pas à des périodes d'inondation majeure de la plate-forme, tels que les MIS 5a-d, MIS 7, MIS 9 et la partie finale du MIS 11, montrent des sédiments légèrement plus grossiers (D50 \sim 28 μm).

Pendant les MIS 7 et 9, le sédiment correspond alors un wackestone à boue silteuse avec un D50 moyen de 20 μm (7 à 35 μm). Pendant ces périodes, la fraction silto-sableuse domine le sédiment. La fraction > 150 μm est composée de foraminifères planctoniques (35-65 %) et de clastes de ptéropodes (25-60 %). Aucun échantillon ne permet de déterminer la composition de la fraction < 20 μm . A la transition entre le MIS 8/7, les coccolithes dominent dans le niveau riche en argiles mais il faut noter que les minéraux argileux sont présents mais difficilement dénombrable donc non représentés dans les barres de comptage.

Le MIS 5a-d correspond à un sédiment de type wackestone à boue silteuse dont la distribution granulométrique indique un mode dominant à \sim 40 μm associé à un mode à \sim 2 μm (\sim 2 %). Quelques niveaux de type packstone sablo-silteux situés entre 256 et 265 cm sont marqués par une base érosive. Ces niveaux présentent \sim 20 % de particules de la taille des argiles (< 20 μm). Le packstone sablo-silteux montre un intervalle granocroissant de 265 à 261 cm surmonté par un intervalle granodécroissant de 261 à 256 cm. Il est mal trié, et la distribution granulométrique indique un mode dominant à \sim 40/50 μm associé à un mode à \sim 300 μm (2-4 %) et un mode à \sim 2 μm (< 2 %). La fraction > 150 μm du packstone sablo-silteux est dominée par les foraminifères planctoniques (\sim 70 %) associés à quelques clastes de ptéropodes (\sim 15 %) et des lithoclastes (\sim 10 %). Ces lithoclastes sont principalement composés de foraminifères planctoniques et sont probablement intégrés dans l'écoulement gravitaire, et transportés jusqu'au site de la carotte. De plus, la présence anormalement importante du complexe *G. menardii* (\sim 2,5 %) pendant le MIS 5a-d suggère que ces sédiments remanient du sédiment datant du MIS 5e. Ainsi, le MIS 5a-d (240-270 cm) est tronqué par une séquence turbiditique qui présente un granoclassement inverse, peu développé à la base de la séquence.

Pendant le MIS 11, une autre séquence sableuse granodécroissante est observée entre 695 cm et 698 cm avec une base érosive. La fraction > 150 μm est dominée par les foraminifères planctoniques (\sim 70 %) associés à des intraclastes (\sim 25 %) et quelques clastes de ptéropodes (\sim 5 %). Certains de ces clastes sont remplis de boue indurée. Des clastes de coraux d'eaux froides de taille centimétrique sont également présents. Cette séquence est interprétée comme une turbidite fine remaniant du sédiment depuis la pente supérieure.

Les sédiments déposés en période glaciaire correspondent à du wackestone à boue silteuse. Les périodes glaciaires présentent parfois une granularité plus forte que les périodes interglaciaires, par exemple pendant les MIS 2-4 et 8, parfois une granularité plus faible, par exemple pendant les MIS 6 et 10. La fraction < 20 μm est composée principalement de

coccolithes, ce qui suggère de faibles taux de sédimentation sur la pente pendant ces périodes en raison de faibles apports depuis la plate-forme. Les compositions des fractions $> 150 \mu\text{m}$ diffèrent légèrement entre les différentes périodes glaciaires, mais le nombre d'échantillons est insuffisant pour conclure.

Les sédiments déposés pendant les MIS 2-4 présentent un D50 moyen de $30 \mu\text{m}$ (20 à $35 \mu\text{m}$). Dans la fraction $> 150 \mu\text{m}$, les clastes de ptéropodes dominent ($\sim 45\%$) et sont associés aux foraminifères planctoniques ($\sim 25\%$) ainsi qu'à des spicules d'éponge ($\sim 20\%$). La granularité plus forte pendant les MIS 2-4 pourrait s'expliquer par le vannage plus intense des particules fines en raison de l'accélération du courant des Antilles, comme cela est aussi observé au niveau du drift du LBB.

Les sédiments déposés pendant le MIS 8 présentent un D50 moyen de $33 \mu\text{m}$ (de 20 à $50 \mu\text{m}$). La fraction $> 150 \mu\text{m}$ est dominée par des foraminifères planctoniques ($\sim 85\%$) associés avec quelques clastes de ptéropodes ($\sim 10\%$). De plus, ces sédiments sont relativement bien triés et forment une séquence granodécroissante dont la base est érosive. Cette séquence grossière est interprétée comme une turbidite déposée à la fin du MIS 8. Cet événement a probablement érodé une partie du sédiment du MIS 9 et du MIS 8, ce qui explique les fortes teneurs en strontium, inhabituelles pour une période glaciaire.

Les sédiments déposés pendant les MIS 6 et 10 présentent un D50 moyen de $15 \mu\text{m}$ (~ 5 à $25 \mu\text{m}$). Pendant le MIS 6, la fraction $> 150 \mu\text{m}$ est composée de foraminifères planctoniques ($\sim 80\%$) et de quelques lithoclastes indurés ($\sim 15\%$). Les clastes de ptéropodes y sont rares ($\sim 5\%$) et plus petits que pendant les périodes interglaciaires.

b) Synthèse du remplissage du glissement n°1

Les périodes de sédimentation préférentielles sont mises en évidence pendant les périodes d'inondation majeure de la plate-forme (MIS1, MIS 5e et MIS 11) également décrites sur le drift du LBB (cf. Chapitre 1-Partie C). Les dépôts associés correspondent à une fraction silteuse dominante, composée de bioclastes, et mélangée à une fraction micritique constituée essentiellement d'aiguilles d'aragonite et de coccolithes. Les aiguilles d'aragonite ainsi qu'une partie des silts sont probablement transportées par des plongements d'eaux denses (*density cascading*) ou des phénomènes *d'off-bank* liés par exemple à la vidange de la plate-forme après le passage d'un ouragan, générant *in fine* des écoulements gravitaires jusqu'au site de la carotte CARKS-22 (pente moyenne). Cette hypothèse est confortée par la présence de *sediment waves* situées en amont de la cicatrice d'arrachement et des *plunge pools* situées au pied de l'escarpement du glissement n°1 (Tournadour, 2015). Ces *plunge pools* marquent le plongement d'écoulements du fait d'un brutal changement topographique (Tournadour, 2015).

Lorsque le niveau marin relatif passe sous le seuil d'inondation de la plate-forme, cela se traduit par des taux de sédimentation plus faibles au niveau de la pente moyenne, en lien direct avec la chute de productivité sur la plate-forme. Les dépôts associés à ces périodes montrent une fraction fine ($< 4 \mu\text{m}$) et silteuse réduite au profit d'une fraction silto-sableuse riche en organismes planctoniques (foraminifères, ptéropodes) ou au contraire une fraction fine dominante riche en coccolithes (MIS 6, 10 et milieu MIS 11).

Les dépôts turbiditiques épais de quelques dizaines de centimètres identifiés aux MIS 5a-d, MIS 8 et MIS 11 confirment également la présence d'écoulements turbulents dans cette cicatrice de glissement. Ces dépôts turbiditiques sont riches en éléments planctoniques dont la source se situe sur la pente. Il est remarquable qu'on ne retrouve aucun claste de plate-forme > 150 µm dans cet environnement, malgré la présence de dépôts résultants d'écoulements gravitaires.

La dépression générée par la cicatrice du glissement n°1 est très probablement responsable de l'importante accumulation sédimentaire observée à cette bathymétrie, piégeant ainsi les particules issues de la plate-forme et de la pente ainsi que celles transportées par le courant des Antilles protégeant les dépôts d'un vannage trop important par le même courant.

En période glaciaire, le courant des Antilles accélère, intensifiant le vannage de particules fines. Les apports de la colonne d'eau sont mieux représentés dans ces sédiments glaciaires (plus de coccolithes que d'aiguilles d'aragonite). Cependant une fine fraction des aiguilles d'aragonite est présente pendant les périodes glaciaires ce qui suggère que l'export de particules fines se fait soit depuis une zone de production, soit depuis une zone de stockage.

II.1.3. Processus sédimentaires sur la pente inférieure

a) Description de la carotte CARKS-23

La carotte CARKS-23 (873 m de profondeur d'eau) pénètre les dépôts qui recouvrent la masse glissée sur 2,17 m (Fig. 2-3 ; Tournadour, 2015). Cette masse glissée est interprétée comme un dépôt resédimenté pendant une phase d'érosion intra-pente liée à la cicatrice d'arrachement en amont (Fig. 2-5 ; Tournadour, 2015).

L'analyse stratigraphique des niveaux fins de la carotte CARKS-23 a permis d'attribuer les dépôts aux interstades MIS 5 a-d. Les sédiments au sommet de la carotte CARKS-23 pourraient correspondre à la dernière période glaciaire. L'absence de dépôts datés du MIS 1 suggère que les processus d'export de sédiment n'ont rien déposé dans cette zone, soit parce qu'elle est trop distale, soit parce que les courants de fond ont « piraté » les particules sédimentaires durant leur transport dans la colonne d'eau, pour les transporter plus au nord, probablement au niveau du drift du LBB, là où l'intensité du courant des Antilles est probablement plus faible.

Les sédiments correspondant au MIS 2-4, 5a, 5b et 5d sont des wackestones de boue silteuse à sableuse avec un D50 moyen ~30 µm (Fig. 2-7). La distribution granulométrique est trimodale avec la valeur maximale centrée sur 40, puis 2 et 150 µm. La fraction > 150 µm est dominée par les foraminifères planctoniques (50-70 %) associés à des clastes de ptéropodes (20-40 %) et quelques ptéropodes entiers (5-10 %). Des intraclastes sont présents (~5 %) au sommet de la carotte. La fraction < 20 µm représente entre 20 et 40% du sédiment (aiguilles d'aragonite et coccolithes) et est dominée par les petits cristaux de calcite (40-65 %) associés à des coccolithes (~25 %) et des aiguilles d'aragonite (10-35 %).

Un niveau sableux, correspondant au MIS 5c, est observé entre 80 et 135 cm de profondeur (Fig. 2-7). Ce niveau de packstone sableux à sablo-silteux montre une granularité

exceptionnellement forte, avec un D50 moyen de 280 μm (150 à 235 μm). La fraction $> 150 \mu\text{m}$ est composée principalement par des foraminifères planctoniques ($\sim 70\%$) associés à des intraclastes (10-25 %) et des clastes de ptéropodes ($\sim 10\%$). La moitié des tests des foraminifères planctoniques présente une couleur jaune, traduisant l'influence de processus diagénétiques. La variabilité de la couleur des tests de foraminifères planctoniques montre que tous les organismes ne proviennent pas de la même zone sédimentaire et suggère que les tests de couleur jaune ont été préalablement diagenésisés donc ont subi un premier dépôt et ont été remaniés. Plusieurs nodules indurés pluri-centimétriques (2-5 cm) et de formes sub-arrondie à sub-angleuse sont présents ($\sim 1\%$). Ils sont principalement composés de foraminifères planctoniques.

Ainsi les dépôts qui recouvrent la masse glissée mettent en évidence un niveau sableux resédimenté pendant le MIS 5c, dont l'origine est située sur la pente (Fig. 2-6). De même, la carotte CARKS-22 présente une séquence grossière interprétée comme étant resédimentée pendant le MIS 5a-d. Ce niveau sableux pourrait être un dépôt resédimenté à la suite de l'érosion du glissement n°1. Il est de faible épaisseur (quelques centimètres) au niveau de la carotte CARKS-22 (pente moyenne) et de près de 60 cm dans la carotte CARKS-23 (pente inférieure). Cet épaissement vers l'aval s'explique par la perte d'énergie de l'écoulement qui peut être lié à une inclinaison plus faible au niveau de la pente inférieure ($< 0,5^\circ$) par rapport à la pente moyenne ($2,5^\circ$).

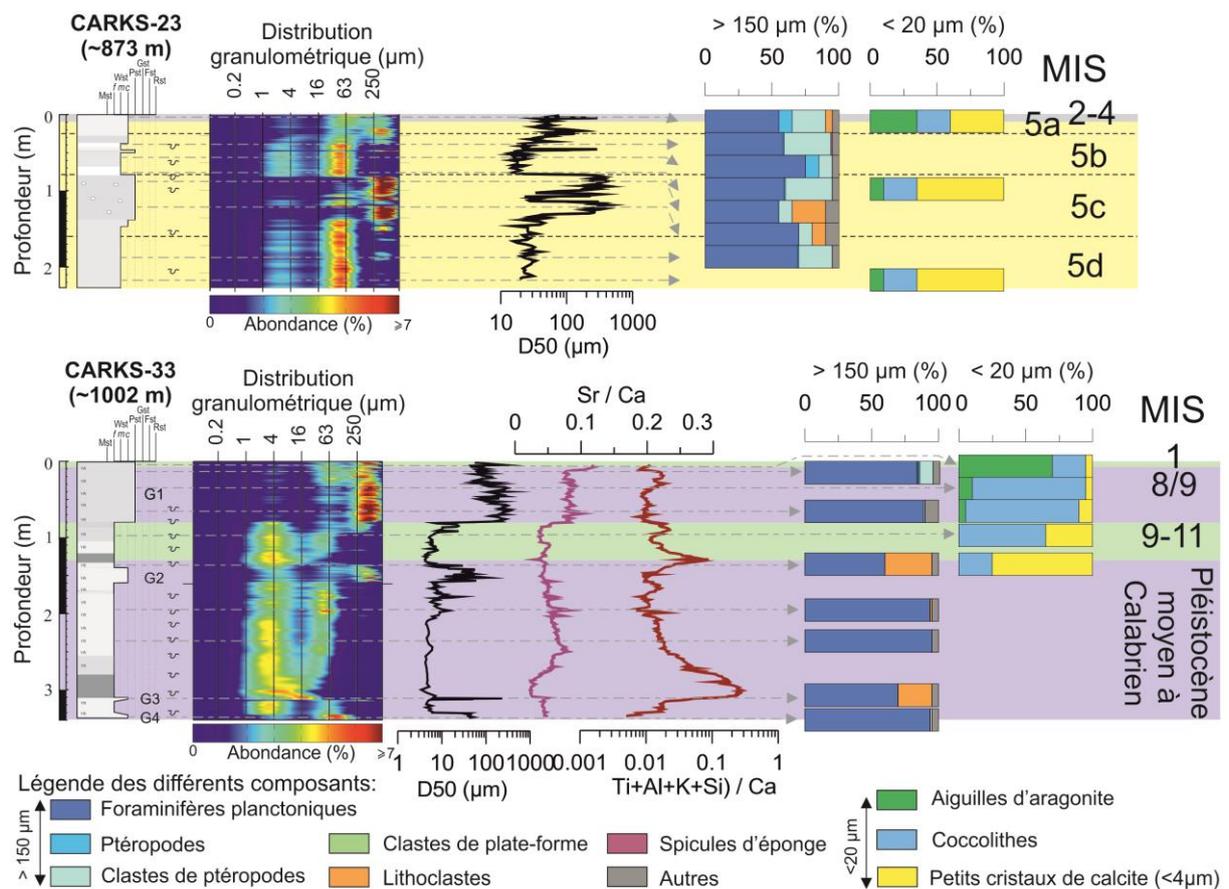


Figure 2-7: Synthèse de la lithologie des carottes CARKS-23 et CARKS-33 montrant la distribution granulométrique, les courbes des rapports Sr/Ca et $(\text{Fe}+\text{Si}+\text{Ti}+\text{K}+\text{Al})/\text{Ca}$, les pourcentages des composants principaux des fractions $> 150 \mu\text{m}$ et $< 20 \mu\text{m}$ ainsi que leur stratigraphie. Les initiales « N.A » signifie la présence d'un niveau riche en argiles.

b) Description de la carotte CARKS-33

La carotte CARKS-33, située à 1002 m de profondeur d'eau, pénètre la pente inférieure sur 3,37 m (Fig. 2-5). (Fig. 2-7). L'absence de coccolithes ne permet pas de définir la biozonation et donc de savoir l'âge de la base de la carotte mais la présence du foraminifère planctonique *G. truncatulinoides* dx confirme un âge inférieur à 1,8 Ma. Les variations du rapport du Sr/Ca ou du signal des éléments terrigènes ne permettent pas de définir les différentes périodes glaciaires et interglaciaires mais de caractériser les deux niveaux riches en argiles visibles à la description et qui sont des repères stratigraphiques importants. L'un est situé pendant le MIS 11 (n°2 ; ~375 ka) et l'autre est situé près de la base de la carotte (n°3 ; ~830 ka). Ce dernier est probablement daté à ~814/830 ka par comparaison avec la carotte CARKS-21 et le site 627 B (Leg 101 ; Hüggenberg et Füchtbauer, 1988). Le sommet de la carotte (5 cm) est caractérisé par l'acmé d'*Emiliana huxleyi* ce qui suggère des dépôts datés entre le MIS 1 et le MIS 4. Dans ce niveau, l'abondance d'aiguilles d'aragonite suggère des dépôts récents, probablement datant du MIS 1, voire des derniers 4 ka.

Un niveau sableux, de type packstone sablo-silteux, est présent entre 35 et 80 cm (G1, Fig. 2-6). La fraction > 150 µm est composée principalement de foraminifères planctoniques (~85 %) associés à quelques clastes de ptéropodes (1 – 10 %), d'otolithes (1-5 %) ou de foraminifères benthiques (1-5 %). Une forte proportion (50 – 90 %) des tests des foraminifères planctoniques est jaune. La composition de la fraction < 20 µm varie en fonction de la profondeur ; elle est dominée par des aiguilles d'aragonite au sommet (MIS 1), puis en profondeur par des coccolithes associés à quelques petits cristaux de calcite, d'origine détritique, et d'aiguilles d'aragonite.

Le niveau sableux est probablement issu d'un événement gravitaire. Cette hypothèse est suggérée par la présence de tests de foraminifères planctoniques de couleur jaune et blanche, par la présence d'extraclastes (~500 µm), qui se distinguent par leur couleur orangée, et par l'absence de clastes de ptéropodes dans la fraction > 150 µm. L'abondance de foraminifères planctoniques et le mélange des coccolithes *G. aperta* et *G. caribbeanica* suggèrent que ces dépôts remanient des sédiments de pente datant des MIS 6-8 et des MIS 9-11.

Sous ce niveau sableux, les sédiments sont plus fins à l'exception de trois niveaux grossiers entre 140 et 150 cm (G2), entre 309 et 310 cm (G3) et entre 331 et 337 cm (G4) (Fig. 2-7). Ces niveaux grossiers sont des wackestones à boue sableuse mal triés montrant une distribution granulométrique trimodale. Leur fraction > 150 µm est principalement composée de foraminifères planctoniques (65-90 %), d'intraclastes (1-35 %) et de quelques clastes de ptéropodes (1-10 %). Aucune séquence granocroissante ou granodécroissante n'est observée, il est difficile de déterminer avec certitude l'origine de ces dépôts. Cependant, d'autres critères morphologiques des clastes sont interprétés comme des indices de l'influence d'un courant de fond : l'absence ou le faible nombre d'extraclastes (lithoclastes orangés), la présence de clastes de ptéropodes dans la fraction > 150 µm, et la couleur relativement uniforme des tests de foraminifères planctoniques. Ces arguments ne sont pas exclusifs car certains extraclastes peuvent être transportés par un courant de fond. En outre, la quantité des clastes de ptéropodes va dépendre de l'espèce qui se développe pendant cette période, et la couleur des tests de foraminifères planctoniques peut être jaune lorsqu'ils sont transportés sur de longues distances. Cependant, la combinaison de ces 3 critères ainsi que la présence des structures érosives sur le fond (sillons E-O, Tournadour, 2015) renforcent l'hypothèse que le courant de fond a été actif pendant certaines périodes.

Deux de ces niveaux grossiers précèdent des niveaux riches en argiles (Fig. 2-7), datés à ~375 ka (n°2) et à ~814/830 ka (n°3). Cette succession de faciès (niveau grossier, niveau riche en argiles, niveau fin) est également observée dans la carotte CARKS-21 sur le drift du LBB (cf. Chapitre 1 – Partie C). Dans la carotte CARKS-21, les niveaux riches en argiles se déposent à la transition entre une période glaciaire (niveau grossier) et une période interglaciaire (niveau fin). Les périodes glaciaires forment des séquences contouritiques au niveau du drift du LBB, dues au vannage des particules fines par le courant des Antilles. On peut supposer que ce modèle fonctionne également au sein de la carotte CARKS-33 ce qui suggère que le niveau sableux S2 correspond au MIS 12. Le courant de fond alterne entre des périodes de vannage et des périodes de dépôt qui semblent liées aux niveaux marins avec en bas niveau marin, des courants de fond plus forts et des dépôts plus grossiers.

Ainsi, la carotte CARKS-33 enregistre un niveau packstone sableux gravitaire (G1), trois niveaux wackestone à boue sableuse (G2 à G4) issus du vannage des particules fines par un courant de fond, et deux niveaux riches en argiles (n°2 et n°3) déposés par un courant de fond. Les niveaux riches en argiles correspondent à une augmentation des apports terrigènes par le courant des Antilles (et potentiellement les apports éoliens directs) et une baisse des apports de la plate-forme. Il est probable que le niveau riche en argiles n°1, daté de la transition MIS 7/8, a été érodé par l'évènement gravitaire associé au packstone sablo-silteux (G1), comme les autres dépôts manquants.

Ces résultats montrent que très peu de matériel de plate-forme arrive jusqu'à des bathymétries de 800-1000 m (~30 et 40 km de distance de la plate-forme). Seules des aiguilles d'aragonites, peu abondantes, et probablement des silts sont produits sur la plate-forme. La contribution pélagique et celle du courant des Antilles est prépondérante à ces profondeurs. Le courant agit notamment en apportant des particules terrigènes (notamment niveaux riches en argiles) pendant certaines transitions glaciaires/interglaciaires, en vannant les particules fines probablement pendant les périodes glaciaires, et en générant des séquences contouritiques et en créant des structures érosives sur le fond (sillons E-O, Tournadour, 2015). Cette action du courant est détectée grâce à l'augmentation puis à la diminution progressive des apports terrigènes ou à des tendances similaires dans la granulométrie associées à une bioturbation continue dans ces dépôts. Les faibles taux de sédimentation ainsi que la faible précision de la stratigraphie dans cet environnement ne permettent pas d'affirmer quand se produisent les périodes d'intensification du courant des Antilles.

II.2. Transect canyon 4-lobe: CARKS-24, CARKS-30, CARKS-31, CARKS-32 et CARGC-25B

II.2.1. Contextes spatial et morpho-sédimentaire des carottes

Ce transect *downslope* comprend 5 carottes situées dans le prolongement du canyon n° 4 (Fig. 2-1 ; Tournadour, 2015). La carotte CARKS-24 est située dans la zone proximale du canyon n°4 à 644 m de profondeur d'eau (Fig. 2-8A, Tournadour, 2015). Ce canyon, dans sa zone proximale, est caractérisé par un large amphithéâtre (3 à 4 km) entre 550 et 700 m de profondeur d'eau. Il est délimité par un escarpement de 100 m de haut entaillé par des loupes d'arrachement coalescentes (Tournadour, 2015). L'échofaciès remplissant la tête de canyon est lité (zone n°2 en bleu sur Fig. 2-8B ; Fig. 2-9 ; Tournadour, 2015) et la carotte CARKS-24 traverse la quasi intégralité du faciès lité.

Les carottes CARKS-30, CARKS-31 et CARKS-32 sont localisées dans les sillons distributaires à respectivement 994 m, 1009 m et 1096 m de profondeur d'eau (Fig. 2-8A, Tournadour, 2015). Ces sillons représentent des structures en dépression sur 10 à 30 km de long entaillant la pente sur 1 à 20 m de profondeur (Tournadour, 2015). La zone des sillons distributaires présente différents types d'échofaciès (Fig. 2-8B).

L'échofaciès défini entre les sillons dans la zone de la carotte CARKS-30 est légèrement lité et a été interprété comme des dépôts boueux non indurés (zone n°2 en bleu sur Fig. 2-8B ; Fig. 2-10A) ; dans les sillons, on observe des réflecteurs de forte amplitude, en lien avec des dépôts grossiers ou partiellement indurés. L'échofaciès dans la zone de la carotte CARKS-31 est indistinct et a été interprété comme un sédiment induré (zone n°6 en vert sur Fig. 2-8B ; Fig. 2-10B) mais il est localement hyperbolique à cause du relief formé par les sillons. L'échofaciès dans la zone de la carotte CARKS-32 correspond au même faciès indistinct et a été interprété comme un sédiment légèrement induré (zone n°7 en vert clair sur Fig. 2-8B ; Fig. 2-11B ; Tournadour, 2015).

La carotte CARGC-25B est localisée dans la zone de dépôt D1 à 1079 m de profondeur d'eau (Fig. 2-8A, Tournadour, 2015). Cette zone D1 est localisée dans un creux topographique et ne forme pas de relief positif sur le fond marin (Tournadour, 2015). L'échofaciès remplissant cette zone en dépôt est de type transparent (zone n°4 en beige sur Fig. 2-8B ; Fig. 2-11A ; Tournadour, 2015).

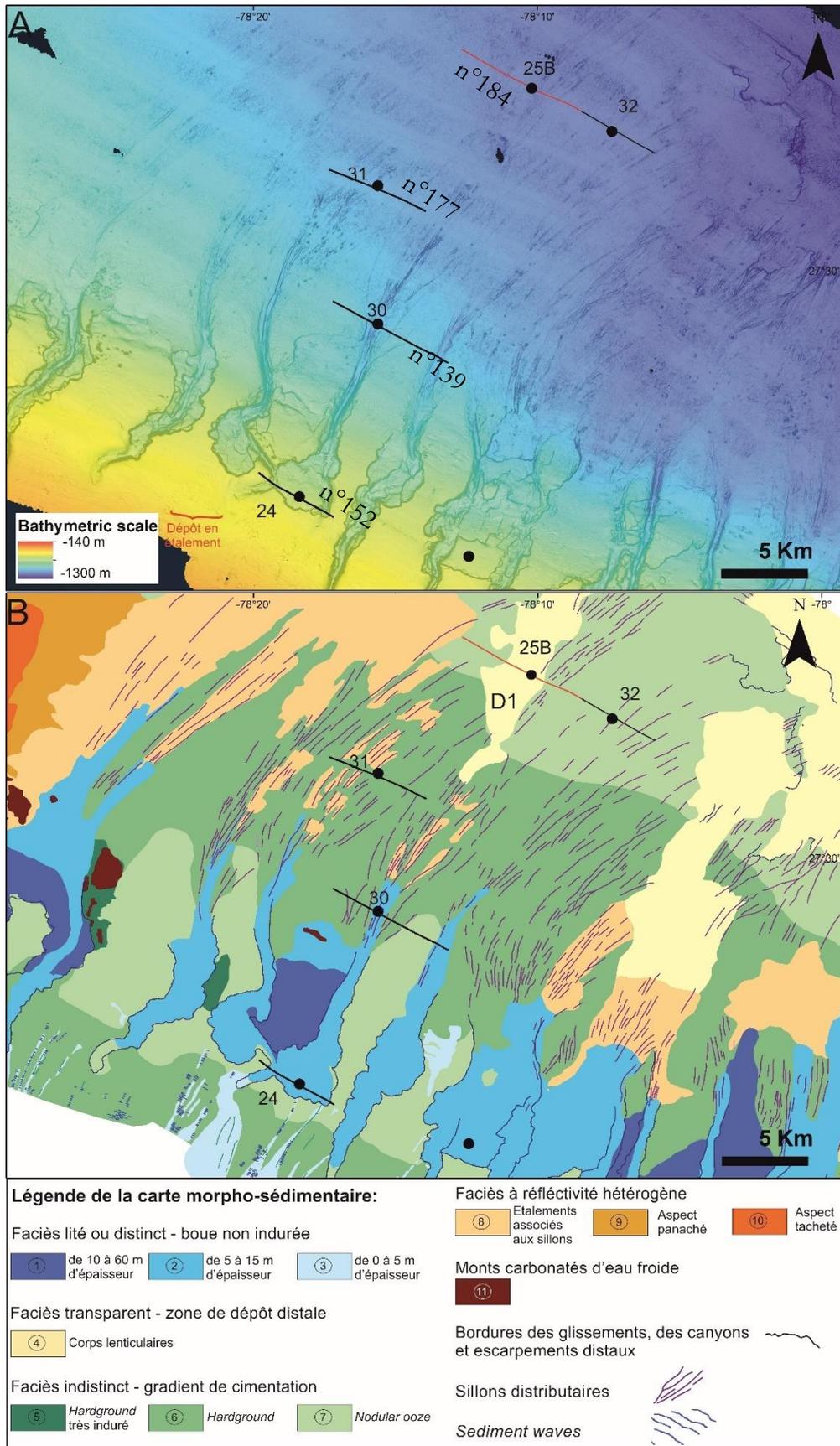


Figure 2-8: Zoom sur les carottes CARKS-24, CARKS-30, CARKS-31, CARKS-32 et CARGC-25B et localisation des profils CHIRP. A) fond bathymétrique ; B) carte morpho-sédimentaire (Tournadour, 2015). Les *sediment waves* sont issues de l'analyse des données bathymétriques.

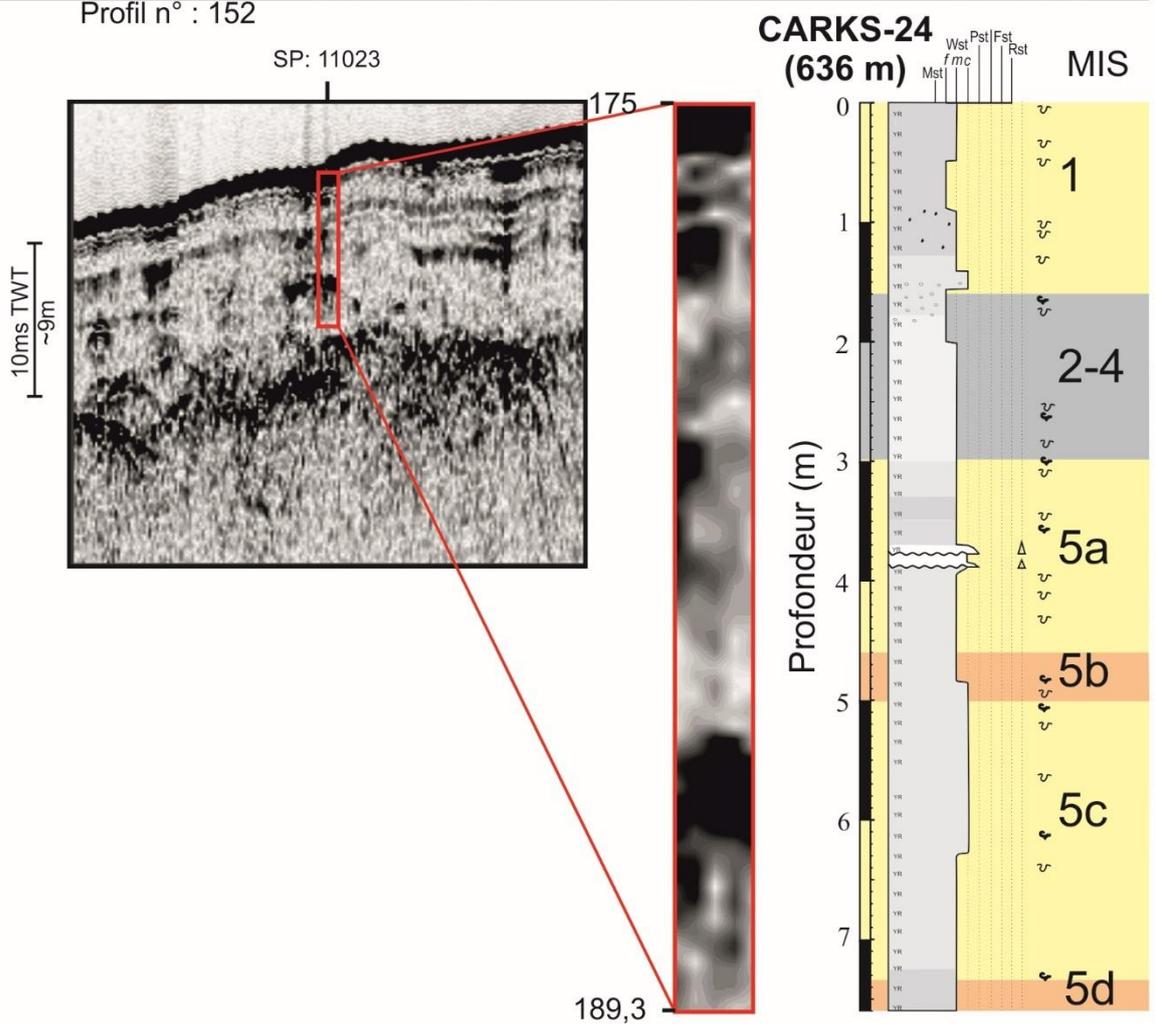
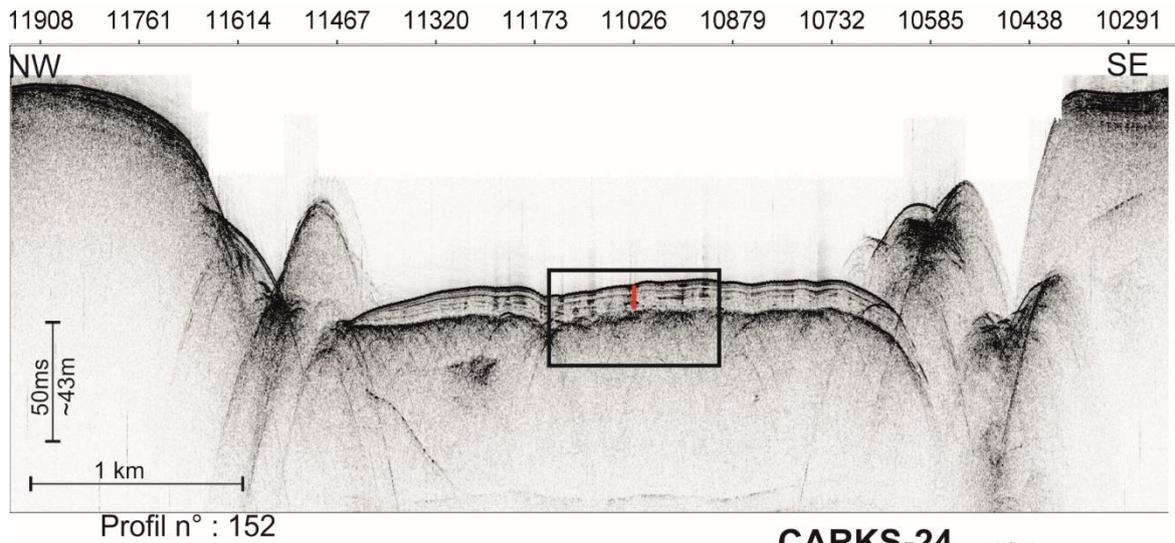


Figure 2-9: Section du profil sismique CHIRP n° 152 avec la position de la carotte CARKS-24 montrant le remplissage de la zone proximale du canyon n°4 et corrélation avec la lithologie de la carotte.

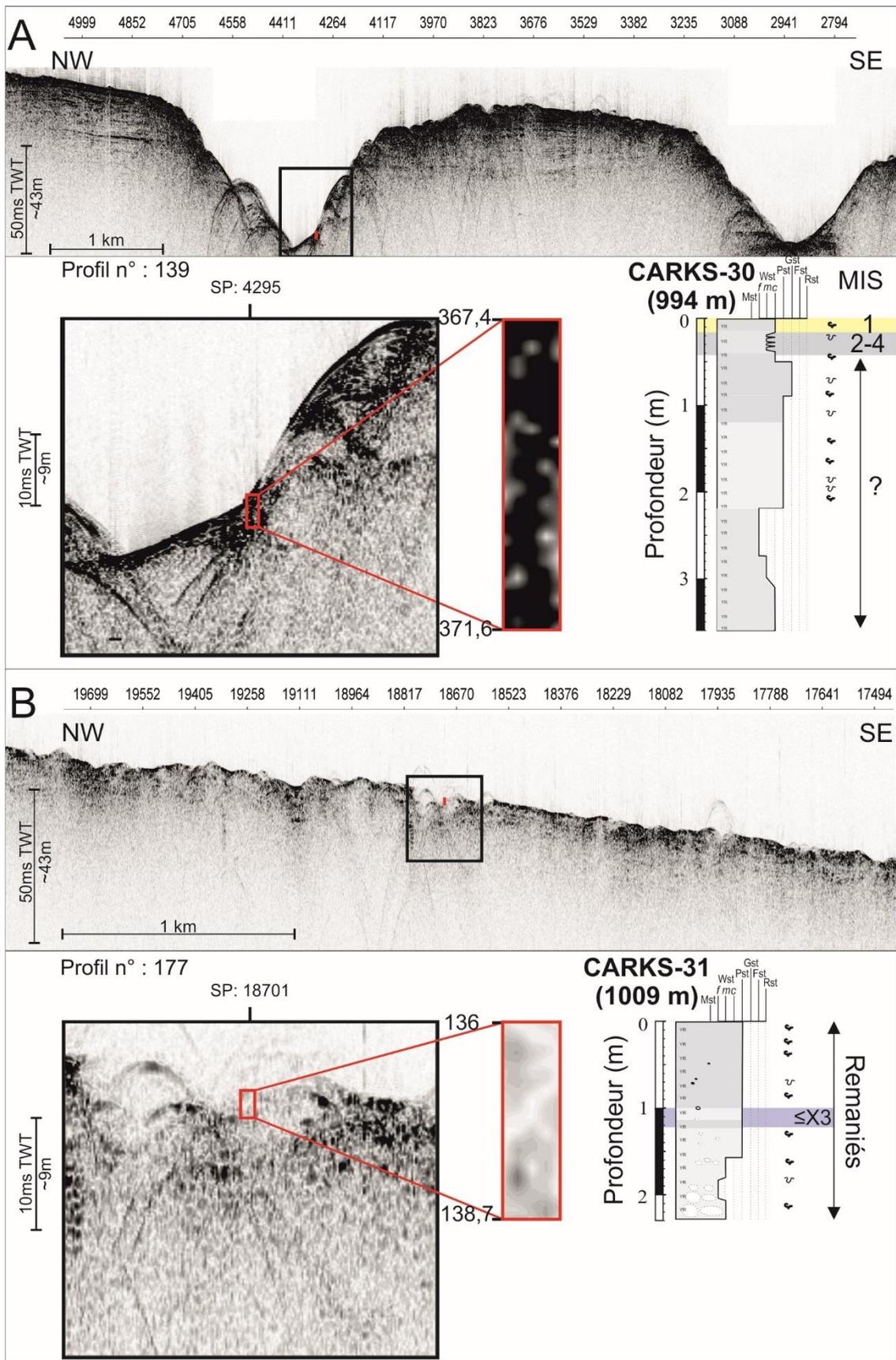


Figure 2-10: A) Section du profil sismique CHIRP n° 139 montrant la position de la carotte CARKS-30 dans le sillon distributaire et corrélation avec la lithologie de la carotte ; B) Section du profil sismique CHIRP n° 177 montrant la position de la carotte CARKS-31.

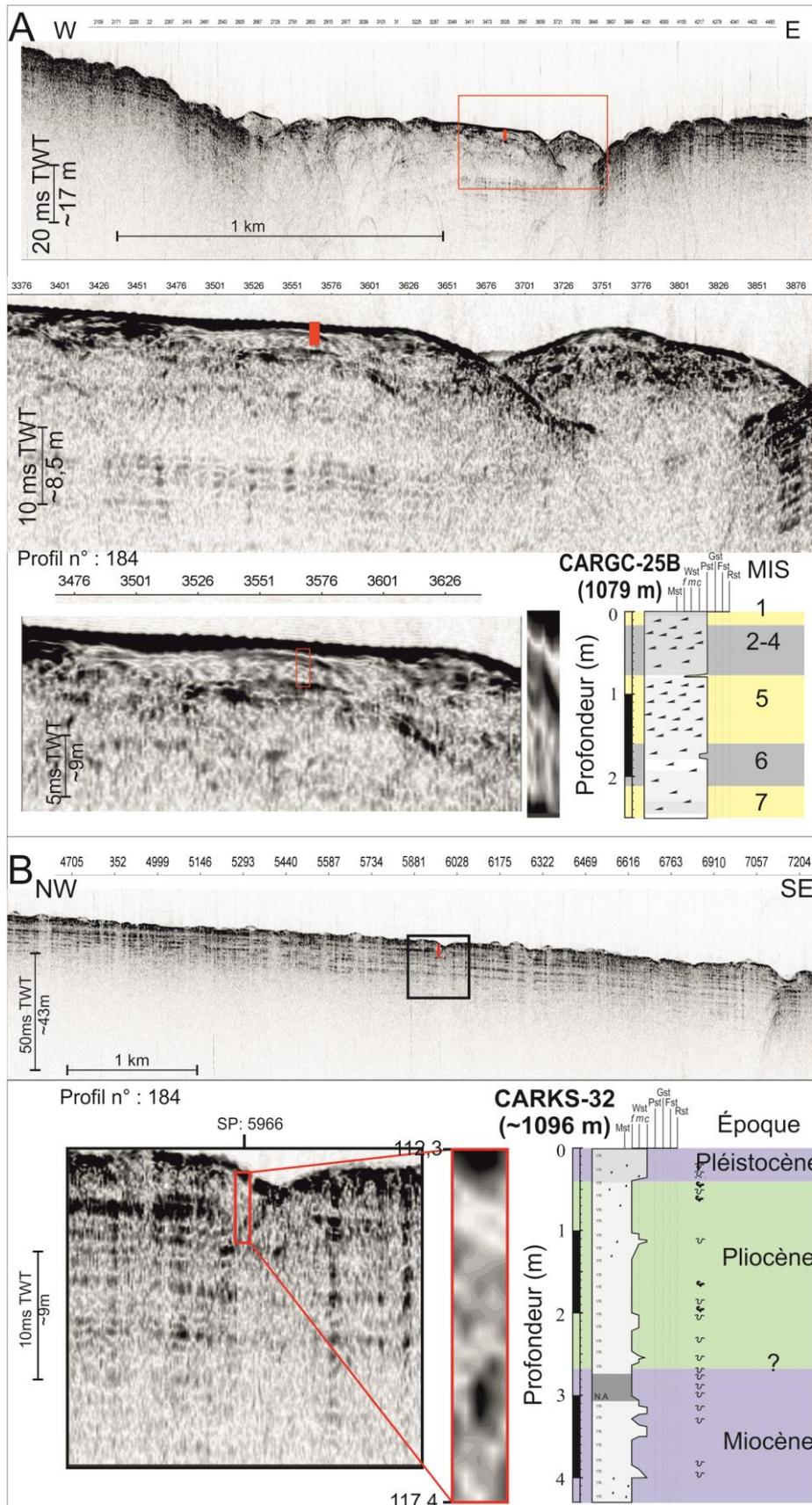


Figure 2-11: A) Section du profil sismique CHIRP n° 184 montrant la position de la carotte CARGC-25B dans le corps lenticulaire transparent dans lequel elle a été prélevée et corrélation avec la lithologie de la carotte; B) Section du profil sismique CHIRP n° 184 montrant la position de la carotte CARKS-32 dans le sillon distributaire et corrélation avec la lithologie et stratigraphie de la carotte.

II.2.2. Processus sédimentaires dans la zone proximale du canyon n°4

a) Description de la carotte CARKS-24

La carotte CARKS-24 pénètre le remplissage de la zone proximale du canyon n°4 sur 7,57 m ce qui représente les derniers ~115 ka, du MIS 1 au MIS 5d, et la quasi-totalité du faciès lité observé (Figs. 2-9 et 2-12). Ce remplissage date donc du MIS 5 et la surface en-dessous pourrait correspondre au MIS 6. Elle empêche la pénétration du signal en dessous ce qui indique qu'elle est particulièrement indurée. Les variations du rapport du Sr/Ca permettent de bien différencier les périodes glaciaires (Sr/Ca ~ 0,1) et les périodes interglaciaires (Sr/Ca > 0,1). Le signal des éléments terrigènes montre des valeurs plus importantes (0,01/0,02 au lieu de 0,006) pendant les périodes glaciaires mais également pendant les interstades du MIS 5 : 5b et 5d.

Les taux de sédimentation les plus forts (7-27 cm/ka) sont enregistrés pendant le MIS 1 et les MIS 5a à 5c (Fig. 2-2). Les sédiments correspondent à un wackestone de boue silteuse de type péri-plate-forme dont la distribution granulométrique est bimodale, avec un mode à ~4 µm et à 40 µm (Fig. 2-12). Cependant pendant le MIS 1, les limites entre les modes ne sont pas bien délimitées. Cette observation s'explique par une quantité importante de particules silteuses également observées pour le MIS 1 dans le remplissage de la cicatrice d'arrachement du glissement 1 (CARKS-22).

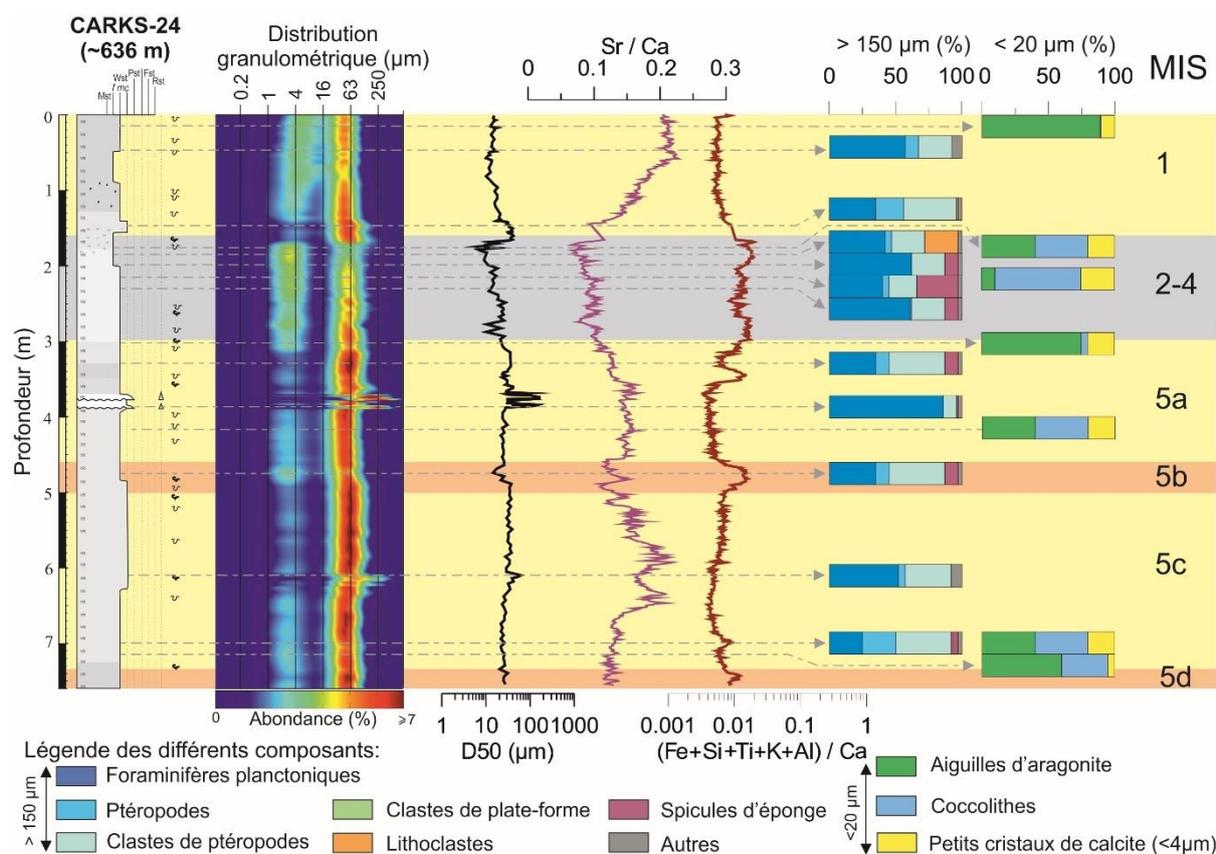


Figure 2-12: Synthèse de la lithologie de la carottes CARKS-24 montrant la distribution granulométrique, les courbes des rapports Sr/Ca et (Fe+Si+Ti+K+Al)/Ca, les pourcentages des composants principaux des fractions > 150 µm et < 20 µm ainsi que la stratigraphie.

La fraction $< 20 \mu\text{m}$ est dominée par les aiguilles d'aragonite pendant la période d'inondation maximale de la plate-forme (MIS 1). Pendant le reste des périodes interglaciaires, elle est composée par un mélange de coccolithes, d'aiguilles d'aragonite et de quelques cristaux de calcite (MIS 5a à 5d). Pendant les périodes glaciaires elle est constituée de coccolithes, d'aiguilles d'aragonite, de petits cristaux de calcite et de particules terrigènes non quantifiées (MIS 2-4).

A la transition entre le MIS 2 et le MIS 1 (142-155 cm), les clastes de ptéropodes sont dominants dans la fraction $> 150 \mu\text{m}$ (40-60 %) associés avec des foraminifères planctoniques (15-35 %) et des tests de ptéropodes entiers (5-30 %).

En périodes interglaciaires, la fraction $> 150 \mu\text{m}$ est dominée par les foraminifères planctoniques (50-70 %) associés à des clastes de ptéropodes (15-30 %) de grande taille ($\sim 1 \text{ mm}$) et quelques tests de ptéropodes entiers (5-15 %). Cette composition correspond à un assemblage planctonique pélagique typique.

En période glaciaire, les foraminifères planctoniques dominent la fraction $> 150 \mu\text{m}$, associés à des clastes de ptéropodes et des spicules d'éponge (5-30 %). Des spicules d'éponges carbonatées sont également observés pendant les périodes glaciaires dans le remplissage de la cicatrice d'arrachement du glissement 1 (CARKS-22). Leur présence est probablement liée à une extension de leur zone de vie plus importante en période de bas niveau marin (glaciaire) qu'en période de haut niveau (interglaciaire) où elle est restreinte actuellement à l'escarpement.

Deux niveaux grossiers de type packstone sablo-silteux, d'épaisseur centimétrique sont observés pendant le MIS 5a (Fig. 2-9). La fraction sableuse représente alors $\sim 80 \%$ de l'échantillon des niveaux grossiers avec entre 10 et 40 % de particules $> 250 \mu\text{m}$. La composition de leur fraction $> 150 \mu\text{m}$ est dominée par les foraminifères planctoniques avec des clastes de ptéropodes peu présents ($\sim 10 \%$) et de petite taille ($\sim 200 \mu\text{m}$). Leur distribution granulométrique est bimodale voire quasi-unimodale et légèrement mieux trié que les autres échantillons. La séquence complète montre une granodécroissance pour les deux niveaux grossiers du MIS 5a et des bases érosives. Ces dépôts grossiers sont interprétés comme des turbidites fines de faible épaisseur ($\sim 5 \text{ cm}$) remaniant des dépôts de pente donc issus de déstabilisations intra-pentes.

En conclusion, la carotte CARKS-24 présente des taux de sédimentation importants (7-27 cm/ka) pendant le MIS 1 et les MIS 5a à 5c. La période glaciaire est relativement bien représentée avec des taux de sédimentation $\sim 2,5 \text{ cm/ka}$. Les distributions granulométriques indiquent deux modèles : celui du MIS 1 où les limites entre les modes $4 \mu\text{m}$ et $40 \mu\text{m}$ sont mal définies, en raison d'une quantité importante de silt fin, et un autre pendant les périodes de bas niveau marin (MIS 2 à MIS 5d), où ces silts fins ne sont plus aussi bien représentés ($\sim 1\%$).

b) Synthèse des processus dans la zone proximale du canyon n°4

Pendant le MIS 1, de forts taux de sédimentation sont observés au sein de la carotte CARKS-24 avec en moyenne 40 % de particules fines présentes ($< 20 \mu\text{m}$) d'après les données granulométriques. De plus la distribution granulométrique est caractérisée par une bimodalité avec des modes mal définis. Cette caractéristique suggère l'apport de sédiment non trié. De plus, le MIS 1 correspond à une période d'inondation majeure de la plate-forme qui permet l'export de sédiment depuis la plate-forme vers les pentes. L'absence de tri pendant le MIS 1 est

probablement induite par les processus d'export *off-bank* et de *density cascading* (Heath et Mullins, 1984 ; Wilson et Roberts, 1992 ; 1995). En effet, les processus d'*off-bank* liés au passage d'ouragans ou à l'arrivée d'un front froid permettent l'export des particules fines, silteuses, sableuses et graveleuses. Le dépôt des particules graveleuses et sableuses de plate-forme se fait alors au niveau de l'*uppermost slope* (Heath et Mullins, 1984 ; Chabaud et al., 2016a). **Les particules fines (< 4 µm) et silteuses peuvent être transportées depuis la plate-forme jusqu'à la zone proximale du canyon (pente moyenne) soit par un courant mésopycnal soit par un courant de densité s'écoulant sur le fond.** Heath et Mullins (1984) suggèrent que les particules fines et silteuses peuvent être transportées sur près de 50 km de distance soit par des courants turbiditiques de faible densité, soit par la formation de pellets fécaux produits par les organismes zooplanctoniques. **L'absence de particules sableuses et graveleuses provenant de la plate-forme à 600 m de bathymétrie (et 12 km du rebord de plate-forme) confirme que ces particules, si elles sont transportées lors des mêmes événements, sont déposées en amont de la pente moyenne.**

Pendant le MIS 5a à c, les particules fines sont présentes en moins grande quantité (en moyenne ~30 % au lieu de 40 % d'après les données granulométriques pour le MIS 1 et les MIS 2-4. De plus, les différences de distribution granulométrique entre le MIS 1 et le MIS 5a-c suggèrent des processus de transport différents entre ces deux périodes (Fig. 2-12). La distribution granulométrique pendant le MIS 5 a-c montre deux familles de tailles granulométriques bien définies : des particules fines et silteuses.

Les périodes du MIS 5a à c ne correspondent pas à une période d'inondation majeure de la plate-forme. En effet, le niveau marin relatif est situé généralement entre -40 m et -60 m de bathymétrie (Siddall et al., 2003 ; Miller et al., 2011). Ainsi, seuls les fonds marins situés entre -40 et -60 m de bathymétrie actuelle permettent la production de carbonates peu profonds et d'aragonite. Deux hypothèses complémentaires peuvent expliquer l'apport d'aiguilles d'aragonite dans la carotte CARKS-24 dans la zone proximale du canyon n°4 :

- les aiguilles d'aragonite sont toujours produites sur la marge de la plate-forme entre ~-40 et -60 m de bathymétrie ;
- les aiguilles d'aragonite sont transportées jusqu'à la zone proximale du canyon depuis une zone de stockage située à plus faible profondeur sur la pente, par exemple au niveau de l'*uppermost slope*.

Les données bathymétriques et sismiques couvrant une petite partie de l'*uppermost slope* au niveau de la pente nord du LBB mettent en évidence un corps sédimentaire d'une épaisseur atteignant 35 m (Joumes, 2014 ; Mulder et al., soumis) se développant entre 200 et 300 m de bathymétrie et appelé le prisme holocène (Rankey et Doolittle, 2012). Cette zone de stockage est alimentée dans la zone de l'*uppermost slope* en période de haut niveau et pourrait être purgée durant les périodes de chute du niveau marin. Des processus gravitaires vont probablement remobiliser le prisme sédimentaire accumulé lors de la période d'inondation majeure précédente vers l'aval. Les silts fins sont présents au niveau des pentes que pendant les périodes d'inondation ce qui suggère leur source se trouve au niveau de la plate-forme.

Pendant les périodes glaciaires, les particules fines sont présentes en moyenne à 40% (de 20 à 54 %), ce qui représente autant et parfois plus que pendant le MIS 1. Cette fraction fine est composée d'un mélange d'aiguilles d'aragonite et de coccolithes, de que de quelques petits cristaux de calcite et également de particules terrigènes qui ne sont pas prises en compte dans les proportions mais qui sont enregistrées dans le signal XRF (rapport $(Fe+Si+Ti+K+Al)/Ca$). La présence d'aiguilles d'aragonite suggère que leurs processus de transport depuis l'*uppermost slope* sont toujours actifs pendant les périodes glaciaires (MIS 2-4). Ainsi, le prisme sédimentaire se construit au niveau de l'*uppermost slope* en période d'inondation majeure, telle que celle du MIS 5e, puis une remobilisation des aiguilles d'aragonite est permise pendant les périodes de bas niveau marin qui suivent (MIS 5 à d, MIS 2-4).

II.2.3. Processus sédimentaires dans les sillons distributaires

a) Description de la carotte CARKS-30

La carotte CARKS-30 située à 994 m de profondeur d'eau, pénètre sur 3,6 m la pente inférieure (Fig. 2-8A). Seul le sommet a pu être daté (35 cm) et correspond aux MIS 1 à 4 (Fig. 2-13). La distribution granulométrique pendant le MIS 1 et les MIS 2-4 est de type trimodale (~ 4 , ~ 50 et $250 \mu m$). La fraction $> 150 \mu m$ est largement dominée par les foraminifères planctoniques ($\sim 70 \%$) associés avec quelques ptéropodes ($\sim 10 \%$) et clastes de ptéropodes ($\sim 10 \%$).

Pendant les MIS 2-4, certains niveaux sont relativement fins ($D_{50} < 20 \mu m$) et présentent des valeurs en strontium fortes ($Sr/Ca > 0,2$). Leur fraction $< 20 \mu m$ est riche en aiguilles d'aragonite associées à quelques coccolithes. La présence d'aiguilles d'aragonite en période glaciaire n'est pas en accord avec le modèle de *highstand shedding* (Droxler et Schlager, 1985b ; Schlager et al., 1994). Cette observation suggère que ces aiguilles d'aragonite ont été remobilisées et déposées dans les sillons distributaires à partir d'une zone de stockage située en amont et alimentée pendant une période glaciaire précédente. Ceci est confirmé par la diminution des particules terrigènes qui augmentent généralement, pendant cette période dans la zone.

De 35 cm à la base de la carotte, le remaniement du sédiment ne permet pas de définir de biozones d'après les assemblages des coccolithophores ou d'écozones d'après ceux des foraminifères planctoniques. Cependant les assemblages de coccolithophores révèlent des espèces datant du Pliocène moyen. Ce mélange suggère que les organismes du Pliocène ont été remaniés par des processus gravitaires ou des courants de contour.

De 35 cm à 224 cm, 190 cm de dépôts grossiers de type packstone sableux à sablo-silteux sont déposés. La fraction $> 150 \mu m$ est largement dominée par les foraminifères planctoniques ($\sim 70 \%$) associés avec quelques clastes ptéropodes (10-45 %). La fraction $< 20 \mu m$ représente alors en moyenne moins de 15 % du sédiment et est dominée par les coccolithes (et les aiguilles d'aragonite dans un niveau).

De 224 cm à la base de la carotte, des dépôts de types wackestone boueux et wackestone à boue silteuse voire sableuse à la base sont déposés. La fraction > 150 µm est largement dominée par les clastes de ptéropodes (> 40 %) associés avec des foraminifères planctoniques (30-40 %) et de rares tests de ptéropodes entiers (~10 %). La fraction < 20 µm représente alors entre 20 et 50 % du sédiment et est dominée par les aiguilles d'aragonite associés à des coccolithes.

Cette carotte est donc soumise à des phénomènes d'érosion/dépôt, surtout avant les MIS 2-4, qui se traduisent par la présence d'une séquence remaniée d'au moins 3,20 m contenant une nanoflore montrant des espèces déplacées. Il y a peu d'indices de diagenèse précoce mais l'influence du courant des Antilles doit être suffisante pour générer une séquence avec une augmentation des particules terrigènes de la base de la carotte jusque vers 100 cm puis une diminution de leur proportion vers le sommet de la carotte.

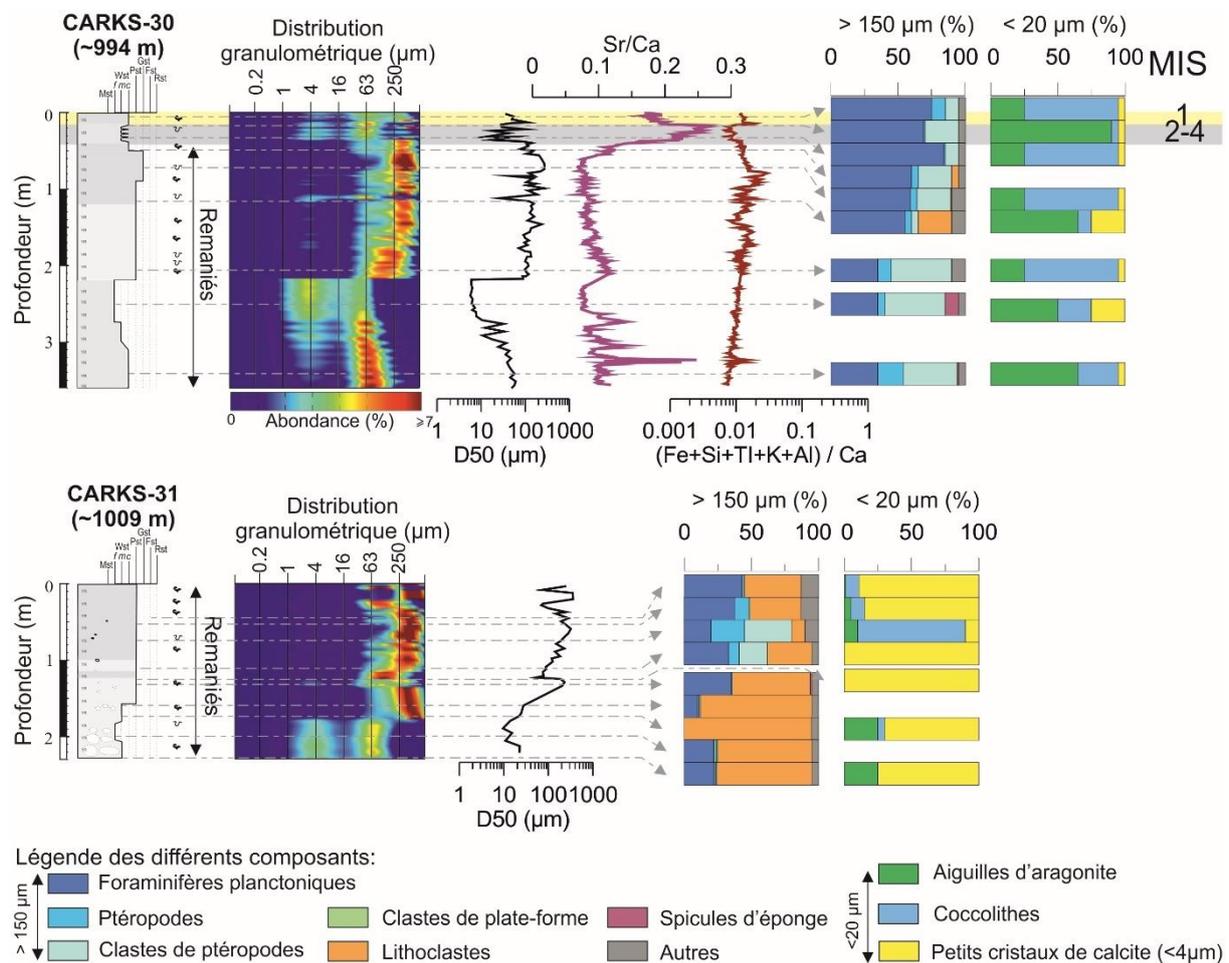


Figure 2-13: Synthèse des lithologies pour les carottes CARKS-30 et CARKS-31 montrant la distribution granulométrique, les courbes des rapports Sr/Ca et (Fe+Si+Ti+K+Al)/Ca, les pourcentages des composants principaux des fractions > 150 µm et < 20 µm ainsi que leur stratigraphie.

b) Description de la carotte CARKS-31

La carotte CARKS-31, située à 1096 m de profondeur d'eau, pénètre sur 2,27 m la pente inférieure (Fig. 2-8A). Seule la stratigraphie du sédiment entre 100 et 122 cm a été analysée (Fig. 2-13). Le comptage des assemblages de foraminifères planctoniques réalisé à 112 cm correspond à l'écozone X3. Cependant, les analyses des assemblages sur les coccolithophores indiquent la biozone transitionnelle, datée entre le MIS 5b à la base du MIS 5 (~90-130 ka) associée à des formes fossiles plus anciennes (Pliocène/Miocène) à 112 et 126 cm ce qui suggère un mélange de microfaune et de nanoflores quaternaires et tertiaires. Les coccolithes pliocènes/miocènes peuvent être remaniées lors de l'érosion des parois du canyon par les écoulements gravitaires.

L'analyse des constituants et de la granularité montre 4 faciès distincts le long de la carotte CARKS-31 (Fig. 2-13). Le faciès le plus récent est le faciès packstone sableux qui s'étend du sommet de la carotte à 100 cm. La distribution granulométrique est trimodale avec un mode à ~250 µm dominant et un D50 moyen de ~220 µm. La fraction > 150 µm est dominée par les foraminifères planctoniques (20-40 %) associés avec des clastes de ptéropodes (1-35 %), des ptéropodes entiers (1-25 %) et des intraclastes (10-40 %). La plupart des tests sont de couleur jaune, donnant au sable une couleur orangée. Des nodules blancs centimétriques (3-5 cm), recouverts d'un fin liseré noir d'oxyde de manganèse sont présents. Ces nodules sont composés d'organismes de pente (dominés par les foraminifères planctoniques). La fraction < 20 µm est très largement dominée par de petits cristaux de calcite à l'exception de l'échantillon à 74 cm qui contient une majorité de coccolithes.

De 100 à 122 cm, le sédiment correspond à un packstone sablo-silteux avec un D50 moyen de ~80 µm. La distribution granulométrique est bimodale avec un mode dominant à ~250 µm. La fraction > 150 µm est dominée par des foraminifères planctoniques (~30 %), et des intraclastes (~30 %) de petites tailles (150-200 µm), et des clastes de ptéropodes (~20 %). La fraction < 20 µm est entièrement constituée de petits cristaux de calcite.

De 122 à 155 cm, le sédiment correspond à un packstone sableux à sablo-silteux avec un D50 moyen de ~210 µm. La distribution granulométrique est trimodale avec un mode dominant à ~250 µm. La fraction > 150 µm est dominée par des intraclastes (60-70 %) associés avec des foraminifères planctoniques (30-40 %).

De 155 cm à la base de la carotte, le sédiment correspond à un wackestone boueux et à boue sableuse ou silteuse, avec un D50 moyen de ~20 µm. La distribution granulométrique est bimodale ou trimodale avec des modes dominants à ~4 et à ~50 µm. La fraction > 150 µm est dominée par des intraclastes (70-90 %) associés avec des foraminifères planctoniques (1-30 %). A la base de la carotte CARKS-31, le sédiment boueux est partiellement lithifié et la présence d'intraclastes est interprétée comme le résultat de la diagenèse précoce. Des nodules pluricentimétriques (3-5 cm) blancs sont présents au sein de ce sédiment relativement fin et sont composés d'organismes de pente dominés par les foraminifères planctoniques. Ces nodules présentent parfois des taches jaunes recouvrant un quart de leur surface. Ils sont partiellement lithifiés et sont interprétés comme d'origine diagénétique. La fraction < 20 µm montre une prépondérance des petits cristaux de calcite associés à des aiguilles d'aragonite. Les quelques coccolithes présents correspondent à des formes datant du Pliocène/Miocène. Les petits cristaux

de calcite sont interprétés comme des ciments subcristallins, en raison de la lithification partielle du sédiment.

Les anomalies de stratigraphie et les paramètres granulométriques montrent que la zone où a été prélevée cette carotte est soumise à de nombreux processus de remaniement indiquant une zone d'érosion en amont, des processus de transport actif dans cette zone, et probablement du vannage associé à de rares dépôts. La composition de cette carotte confirme ces processus et démontre l'action continue de processus diagénétiques dans ces sillons distributaires (intraclastes, nodules, petits cristaux de calcite, tests colorés).

c) Synthèse des processus sédimentaires dans les sillons distributaires

Deux types majeurs de dépôts ont été observés sur les carottes CARKS-30 et CARKS-31 : des packstones et des wackestones partiellement indurés. Cette observation suggère qu'au moins deux zones sources participent au transfert de sédiment au niveau des sillons distributaires. La première source correspond à des sédiments boueux de type wackestone composé principalement de petits cristaux de calcite et d'aiguilles d'aragonite. Ces petits cristaux de calcite peuvent être détritiques, ou diagénétiques et dans ce cas être issus de phénomènes de dissolution des aiguilles d'aragonite, puis de re-précipitation. **La source de ce sédiment correspond probablement à une zone de stockage d'aiguilles d'aragonite située en amont de la pente supérieure, sur l'uppermost slope : le prisme Holocène (Rankey et Doolittle, 2012).**

Le sédiment de type packstone est composé principalement de foraminifères planctoniques dont l'incohérence des assemblages suggère un remaniement. **Ce sédiment sableux provient probablement de sédiments remaniés au sein du canyon lors d'évènements d'érosion intra-pente. La présence de coccolithes pliocènes et miocènes conforte l'hypothèse d'une telle érosion et plus précisément des parois des canyons.** La précipitation d'oxydes de manganèse à la surface de certains nodules s'est effectuée en présence d'oxygène, probablement à l'interface eau-sédiment (Michard et al., 1977). Ces nodules indurés correspondent probablement à des dépôts boueux formés dans des environnements où les taux de sédimentation sont faibles induisant la précipitation d'oxyde de manganèse à la surface du nodule. Ils ont probablement été remobilisés lors de l'écoulement gravitaire puis intégrés au dépôt sableux.

L'étude des carottes CARKS-30 et CARKS-31 ne met en évidence ni granoclassement, ni structures internes au sein des séquences gravitaires sableuses ou boueuses. Ces dépôts présentent toutefois des épaisseurs de plusieurs dizaines de cm. **Ces observations suggèrent que les dépôts sableux et boueux pourraient correspondre soit à des écoulements en masse, soit à des écoulements turbulents avec du sédiment trop fin pour que des structures internes soient visibles, ou soit des écoulements de faible volume espacés dans le temps et donc bioturbés.** Le caractère érosif de ces écoulements est aussi à prendre en compte, expliquant à la fois la source de certaines particules (coccolithes d'âge tertiaire), l'inexistence de dépôts pélagiques non remaniés, les anomalies de stratigraphie mais aussi les reliefs de la pente (canyons, sillons distributaires non comblés). En effet, le signal sismique THR confirme que ces sillons distributaires correspondent à une zone en érosion ou avec de faible dépôt. L'aspect sourd du signal dans la partie en amont de ces

sillons indique des dépôts condensés ou grossiers. Ces sillons sont donc des structures intermittentes de type *scour and fill* qui seraient formées et entretenues par des processus d'érosion et localement remplies de dépôts. Les sillons situés en aval (CARKS-31) montrent des indices de diagenèse précoce importants et continus que l'on n'observe pas dans les sillons en amont (au débouché du canyon). La présence de particules terrigènes au moins dans la zone des sillons en amont confirme également l'action du courant des Antilles dans ces structures.

Dans la partie en amont, une zone de dépôt en étalement de faible réflectivité s'étale en direction de la partie chenalisée entre les zones proximales des canyons n°3 et 4 (Fig. 2-7 ; Tournadour, 2015). Elle est interprétée comme un axe de transfert majeur des sédiments vers les canyons puis les sillons distributaires (Tournadour, 2015). Il est donc probable que les aiguilles d'aragonite empruntent préférentiellement cet axe de transfert et se retrouvent confinées au sein du canyon puis déposées dans la zone des sillons distributaires sous forme de dépôts de type wackestone non lithifié.

II.2.4. Processus sédimentaires dans la partie distale de la pente inférieure

a) Description de la carotte CARKS-32

La carotte CARKS-32 située dans la zone des sillons distributaires pénètre sur 4,29 m la pente inférieure à 1096 m de profondeur d'eau (Fig. 2-8B). La première apparition (FO) de l'espèce *G. truncatulinoïdes* est située entre 30 et 70 cm et indique la limite Calabrien/Gélasien (1,8 Ma). Les sédiments superficiels (< 40 cm) sont riches en strontium et sont interprétés comme étant du Pléistocène (Fig. 2-14). En dessous, les sédiments sont probablement Miocène avec un niveau riche en argiles daté à ~5,6 Ma (Cf. chapitre 1 - Partie B). La carotte CARKS-32 montre des taux de sédimentation très faibles pendant le Pléistocène (0,01 cm/ka) et pendant le Pliocène (0,1 cm/ka). L'ensemble de la carotte CARKS-32 correspond à des sédiments carbonatés de type *carbonate ooze* à l'exception du niveau riche en argiles, décrit entre 278 cm et 303 cm (Fig. 2-14).

Le sédiment carbonaté correspond à du wackestone de boue sableuse. La fraction > 150 µm est principalement composée d'intraclastes (30-60 %) et de foraminifères planctoniques (30-60 %). Dans les sédiments de surface (< 40 cm), la présence de clastes de ptéropodes (15-30 %) complète cet assemblage. Les deux tiers des tests sont jaunes en surface et l'ensemble de la surface des tests est recouverte de boue indurée, ce qui rend difficile la détermination de la plupart des espèces de foraminifères planctoniques. La fraction < 20 µm représente en moyenne 40 % de sédiment pliocène et miocène et est dominée par des petits cristaux de calcite et des coccolithes. Ces petits cristaux de calcite sont interprétés dans cette carotte comme des ciments subcristallins. Les aiguilles d'aragonite ne sont présentes que dans les 40 premiers centimètres (15-30%), ce qui correspond à un sédiment pléistocène probablement < 1,8 Ma.

Le niveau riche en argiles correspond à du sédiment de type wackestone boueux. La fraction > 150 µm est dominée par les foraminifères planctoniques (~80 %) associés à quelques intraclastes (~10%). La moitié des tests présente une couleur jaune à leur surface. La fraction

< 20 μm représente près de 70 % et est composée de minéraux argileux (cf. Chapitre 1 - Partie B) et d'une fraction carbonatée, dominée par des petits cristaux de calcite et quelques coccolithes.

Les faibles taux de sédimentation calculés au sein de cette carotte (Fig. 2-2) traduisent de faibles apports sédimentaires en raison de l'éloignement de la carotte de la plate-forme (~38 km). La présence de boue indurée sur les tests de foraminifères planctoniques suggère un début de lithification du sédiment. Cette caractéristique est interprétée comme le stade initial de la diagenèse précoce en milieu marin (cf. Chapitre 2 - Partie B). Ces phénomènes de recristallisation sont favorisés par de faibles taux de sédimentation qui permettent la circulation d'eaux interstitielles au sein du sédiment sur de longues périodes de temps. Cette carotte est l'exemple type du faciès wackestone à boue sableuse dont l'origine diagénétique est suggérée dans le chapitre 2 de la Partie B.

Au moins deux séquences plus grossières peuvent être interprétées comme des dépôts contouritiques (95-140 cm et 240-280 cm) au cours du Pliocène grâce aux données granulométriques et de bioturbation. Les trois autres séquences grossières du Miocène sont plus difficiles à identifier et pourraient être turbiditiques ou contouritiques tronquées. Dans tous les cas, ces dépôts plus grossiers contiennent moins de particules terrigènes. Les dépôts miocènes montrent une quantité non négligeable de particules terrigènes – supérieure aux dépôts pléistocènes - entrecoupés de ces dépôts plus grossiers et plus carbonatés.

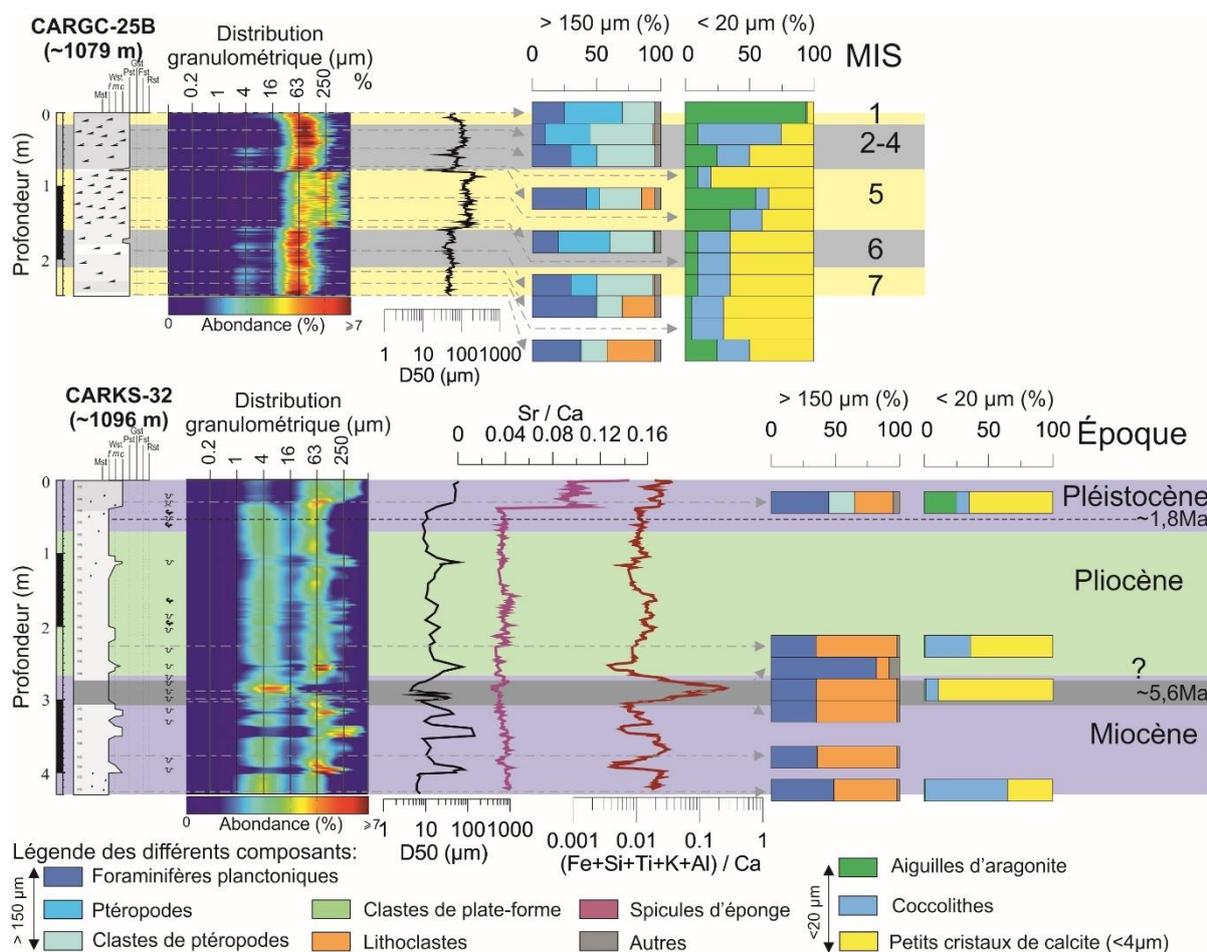


Figure 2-14: Synthèse des lithologies pour les carottes CARGC-25B et CARKS-32 montrant la distribution granulométrique, les courbes des rapports Sr/Ca et (Fe+Si+Ti+K+Al)/Ca, les pourcentages des composants principaux des fractions > 150 µm et < 20 µm ainsi que leur stratigraphie.

Cette carotte montre donc des dépôts très peu épais et condensés, essentiellement affectés par le courant des Antilles et la diagenèse précoce. Les 40 premiers centimètres contiennent des aiguilles d'aragonite en faible proportion. Le premier réflecteur bien marqué sur la sismique THR pourrait correspondre au niveau argileux épais et riche en particules terrigènes estimé à 5,6 Ma (275-305 cm).

b) Description de la carotte CARGC-25B

La carotte CARGC-25B, située à 1079 m de profondeur d'eau, pénètre sur 2,51 m la pente inférieure (Fig. 2-8A). Elle a été prélevée dans une structure allongée, en forme de lobe de faible réflectivité (Tournadour, 2015). Elle couvre les derniers ~243 ka (du MIS 1 au MIS 7), sachant que le MIS 7 n'a pas été entièrement récupéré lors du carottage (Fig. 2-14). Les faibles taux de sédimentation (1 cm/ka) ne permettent pas de définir des écozones.

L'ensemble de la carotte CARGC-25B correspond à du sédiment carbonaté de type *carbonate ooze* (Fig. 2-14). La majorité du sédiment correspond à un packstone sablo-silteux avec en moyenne 16 % de particules de la taille des argiles (de 0 à 77 µm et de 160 à 250 µm). La distribution granulométrique associée est principalement bimodale, parfois trimodale avec alors un mode dominant à 100 µm. La fraction > 150 µm de ce faciès est dominée par les

foraminifères planctoniques (~40 %) associés à des intraclastes (1-40 %), et des clastes de ptéropodes (20-50 %). La fraction < 20 µm est dominée par des petits cristaux de calcite (~60 %) associés à des aiguilles d'aragonite (~20 %) et à des coccolithes (~20 %).

Un niveau particulièrement blanc (de 77 à 79 cm) correspond à un wackestone boueux avec en moyenne 40 % de particules de la taille des argiles (Fig. 2-14). La distribution granulométrique est bimodale avec les modes à 2 et 70 µm. La fraction > 150 µm est dominée par les foraminifères planctoniques (~50 %) associés avec des clastes de ptéropodes (~30 %), des ptéropodes entiers (~10 %) et des intraclastes (~10 %). La fraction < 20 µm est dominée par les aiguilles d'aragonite associées à des petits cristaux de calcite.

Des niveaux de packstones de type sablo-silteux et sableux s'étendent sur plusieurs dizaines de centimètres (de 82 à 157 cm) avec en moyenne 10 % de particules de la taille des argiles (Fig. 2-14). La distribution granulométrique est principalement trimodale, parfois bimodale ou quadrimodale pendant le MIS 5, avec trois modes dominants à 100, 300 et 1000 µm associés avec un mode de faible amplitude à 2 µm. Les limites entre les modes représentant les particules de plus grande taille (100, 300 et 1000 µm) sont très peu marquées. La fraction > 150 µm est dominée par les clastes de ptéropodes (~45 %), associés avec des ptéropodes entiers (~40 %) et des foraminifères planctoniques (~15 %). La fraction < 20 µm varie en fonction de la période durant laquelle le sédiment se dépose : en période glaciaire, elle est dominée par les coccolithes (~90 %) et en période interglaciaire, elle est dominée par les petits cristaux de calcite (~40 %) et les aiguilles d'aragonite (~40 %).

Les petits cristaux de calcite dominent la fraction < 20 µm du début du MIS 5 jusqu'à la base de la carotte, et résultent probablement de la dissolution des aiguilles d'aragonite re-précipitées sous forme de ciment de calcite en lien avec les faibles taux de sédimentation. **La diagenèse précoce est donc particulièrement importante à partir d'1,50 m, c'est-à-dire en-dessous du packstone le plus grossier (MIS 5). Mis à part ce phénomène, on remarque que les ptéropodes et leurs clastes dominent largement le sédiment sableux de la carotte CARGC-25B et la fraction fine est riche en aiguilles d'aragonite pendant les périodes interglaciaires alors qu'elle est plutôt riche en coccolithes ou petits cristaux de calcite en périodes glaciaires. Cette zone de dépôt (D1 sur la figure 2-7) à ~1100 m de profondeur reçoit donc des particules fines issues de la plate-forme pendant les périodes interglaciaires, comme les autres parties de la pente du LBB décrites jusqu'ici. L'abondance des ptéropodes, par contre, n'est pas commune et le fait que les tests soient relativement peu abîmés suggère qu'ils ont été peu transportés.**

c) Synthèse des processus sédimentaires dans la partie distale de la pente inférieure

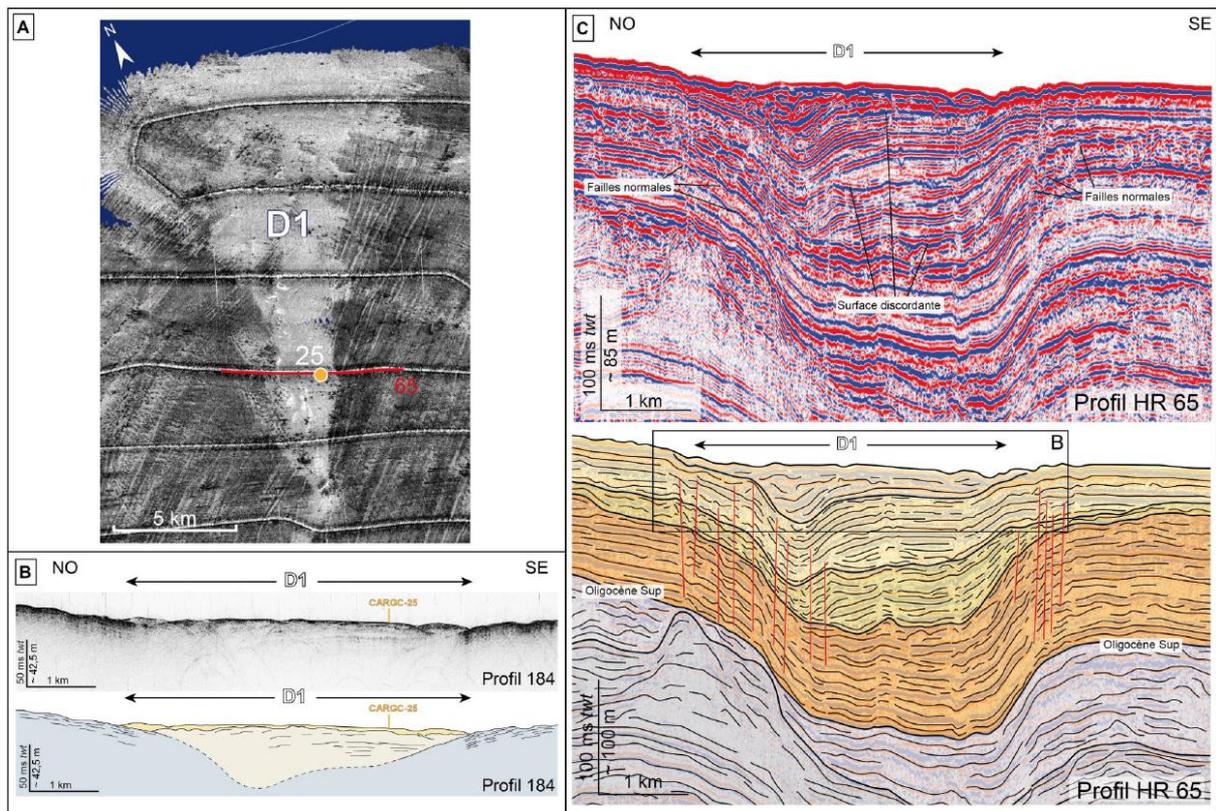
Les faibles taux de sédimentation (0,05 à 0,1 cm/ka) au sein de la carotte CARKS-32 suggèrent que **très peu d'apports depuis la plate-forme ou de la colonne arrivent et sont préservés sur la pente inférieure du Pléistocène au Miocène. A l'inverse, la carotte CARGC-25B présente des taux de sédimentation plus importants (~1 cm/ka) sur les derniers cycles climatiques (MIS 1 à 7) avec une continuité de la sédimentation. La carotte CARGC-25B est située dans une zone en dépôt (Tournadour, 2015). Ces zones de dépôt ont une forme en éventail qui suggère des processus d'apport *downslope*.**

L'analyse des profils sismiques THR et HR a montré que ces zones de dépôt ne forment pas un relief sur le fond marin mais une zone en dépression (Fig. 2-15 A, B ; Tournadour, 2015). Cette morphologie est la conséquence de jeux de failles normales formant plusieurs cuvettes successivement remplies par des dépôts de pente depuis l'Oligocène (Fig. 2-15 C ; Tournadour, 2015). La phase de dépôt la plus récente (beige sur la Fig. 2-14C) est limitée au remplissage de la structure en dépression. Cependant cette zone de dépôt bien identifiée en surface par sa faible réflectivité, s'étale vers le bas de pente, dans la continuité des sillons distributaires. Sa morphologie allongée rappelle celle des lobes turbiditiques décrits dans les systèmes silicoclastiques (Fig. 2-14A). Ces zones ne montrent pas de structure sédimentaire en surface associée au courant des Antilles (Tournadour, 2015) ce qui suggère une diminution locale de l'intensité du courant des Antilles liée à sa morphologie en dépression.

Les sédiments déposés contiennent une quantité importante de ptéropodes bien conservés qui n'ont donc pas été transportés par des écoulements de forte énergie. Il est également important de noter que ces tests de ptéropodes sont peu présents dans les sédiments pléistocènes des carottes CARKS-32 et CARKS-33, prélevées à des bathymétries similaires. Ce type de dépôts riches en ptéropodes a également été observé dans les sédiments entre les monts carbonatés du GBB (Sianipar, 2014). **On peut donc proposer que ces dépôts résultent soit de l'accumulation sur place et dans une zone en dépression des ptéropodes produits dans la colonne d'eau avec un vannage des particules fines par le courant de fond, soit ils ont été transportés sur de faibles distances par le courant de fond puis accumulés à ces endroits précis à cause de la topographie en dépression.**

La présence du niveau blanc, concentré en aiguilles d'aragonite, (à la limite MIS 5/4) suggère la présence de dépôts gravitaires provenant de la plate-forme jusqu'au site de la carotte CARGC-25B. Au niveau de la pente inférieure, la préservation d'aiguilles d'aragonite est rare, et est principalement observée en période d'inondation majeure (MIS 1 et MIS 5) au sein des zones de dépôt. Les écoulements boueux d'aiguilles d'aragonite provenant sûrement de la plate-forme vont alimenter les zones de dépôt au niveau de la pente inférieure, à 1000 m de bathymétrie.

L'analyse sédimentaire de la carotte CARGC-25B suggère que ces écoulements boueux forment des turbidites fines qui se déposent en périodes glaciaire et interglaciaire. Elles sont transportées sur la pente inférieure via des sillons distributaires et finalement des structures confinées en forme de lobes de dépôt. Leur apport reste modéré mais semble être continue. Les ptéropodes sont produits dans la colonne d'eau et s'accumulent dans les creux topographiques qui confinent ces zones de dépôt, en particulier les lobes. En dehors, ils sont évacués par les courants de contour dont l'activité est visible par des figures d'érosion *along-slope* à cet endroit. La fraction grossière présente dans cette zone de dépôt est donc très probablement liée au courant des Antilles alors que la fraction fine et silteuse, notamment pendant les périodes interglaciaires mais pas uniquement, est en lien avec des écoulements gravitaires depuis la plate-forme ou la pente supérieure.



La comparaison des taux de sédimentation entre les trois carottes situées sur la pente inférieure (CARKS-32, CARGC-25B et CARKS-33) met en évidence un autre phénomène. Les taux de sédimentation les plus faibles sont observés dans la carotte CARKS-32, et les plus forts dans la carotte CARGC-25B, située en aval mais dans un creux topographique. Les taux de sédimentation observés dans la carotte CARKS-33 sont relativement faibles par rapport à la carotte CARGC-25B mais sont entre 2 à 4 fois plus importants que dans la carotte CARKS-32.

Ainsi, **les sédiments sont préférentiellement déposés et préservés à l'ouest (CARKS-33) par rapport à l'est (CARKS-32) de la pente nord du LBB. On peut supposer que le courant perd une partie de son énergie lors de la déviation de sa trajectoire vers le nord pour rejoindre le courant de Floride puis former le Gulf Stream.** Cette perte d'énergie et de vitesse favorise le dépôt de sédiments dans la zone du site de la carotte CARKS-33. Cet effet d'accumulation par perte de vitesse du courant de fond se caractérise par le développement du drift du LBB dans la zone la plus occidentale de la pente nord du LBB.

L'étude de ce transect depuis la zone proximale du canyon 4 jusqu'aux sillons distributaires et zone de dépôt montre l'interaction forte entre les écoulements gravitaires générés sur la pente supérieure voire sur *uppermost slope* et le courant des Antilles dont l'action est identifiée entre 600 et 1100 m. Les écoulements gravitaires, même s'ils sont de faible volume, semblent suffisamment érosifs pour entretenir la topographie des canyons et des sillons distributaires et éroder les parois des canyons. Le courant des Antilles a une double influence sur la pente nord du LBB : il vanne les particules fines dans la zone des sillons distributaires (~ 1000 m) ou les « pirate » lors d'événements gravitaires et dépose des particules terrigènes (silt et argiles) et sableuses de grande taille (type ptéropodes), préférentiellement dans les zones en dépression. Son action sur le fond à des bathymétries autour de 1000 m avait déjà été décrite dans Tournadour (2015) sous la forme de sillons orientés E-O.

II.3. Terrasses des canyons de la pente moyenne : CARKS-24, CARKS-25, CARKS-27, et CARKS-28

II.3.1. Contextes spatial et morpho-sédimentaire des carottes

Ce transect *along-slope* situé sur le haut de la pente moyenne comprend 4 carottes situées dans les zones de dépôt des canyons : zones proximales et terrasses (Fig. 2-1; Tournadour, 2015). La carotte CARKS-24 est située dans la zone proximale du canyon n°4 à 636 m de profondeur d'eau (Fig. 2-7A, Tournadour, 2015), elle a déjà été décrite dans le paragraphe précédent (II.2) et illustre les 13 premiers mètres du remplissage de la zone proximale du canyon (~15 ms TD ; Fig. 2-9).

Les carottes CARKS-25, CARKS-28 et CARKS-27 sont situées à 644 m, 659 m et 678 m de profondeur d'eau (Fig. 2-16). Elles sont localisées respectivement sur les terrasses situées entre les canyons n°6 et 7, n°11 et 12, et dans la zone proximale du canyon n°14 (Tournadour, 2015). Les canyons 6 et 7 appartiennent au type 1b de Tournadour (2015). Les canyons de ce type sont caractérisés par une partie proximale linéaire et des interfluves préservés (Tournadour, 2015). La terrasse située entre les canyons 6 et 7 s'étend sur ~2,5 km de largeur, et la distance maximale au talweg est de ~2 km, sachant que la carotte CARKS-25 est à ~1 km du canyon n°6 (Fig. 2-16). Le premier réflecteur continu de forte amplitude associé à cette terrasse et juste sous la surface doit être corrélé au dépôt grossier à la transition MIS 2-1. Le second réflecteur bien marqué est situé à ~20 m (~9 ms TD ; Fig. 2-17) et doit correspondre à une surface partiellement indurée ou très grossière. Il est probablement daté du MIS 6 puisque la carotte CARKS-25 traverse quasiment l'intégralité du dépôt daté du MIS 5 (Fig. 2-18), comme cela a été décrit plus haut dans la zone proximale du canyon n°4.

Les canyons 11, 12 et 14 correspondent à des canyons avec des levées et des terrasses aggradantes (type 2a de Tournadour, 2015). Entre les canyons 11 et 12, la terrasse aggradante a une épaisseur plus importante qu'entre les canyons 6 et 7 et est limitée par un bourrelet (Fig. 2-19A). Cette terrasse s'étend sur une largeur de ~2 km. Le réflecteur continu de forte amplitude le plus ancien observé est situé à près de 16,4 ms TD (~14 m), ce qui suggère un âge ~1 Ma. Dans le canyon 14, les terrasses ont une forme en biseau s'amincissant vers le talweg, avec une pénétration maximale du signal sismique THR de ~15 ms TD (~13 m ; Fig. 2-18). Cette terrasse est plus petite et s'étend sur une largeur de ~1 km.

L'analyse sédimentologique des carottes CARKS-30 et CARKS-31 a confirmé que des écoulements boueux et sableux transitent (érosion et dépôt) dans les sillons distributaires au cours du Pléistocène. Les levées et les terrasses sont alors construites par débordement de ces écoulements là où le talweg est confiné (Tournadour, 2015). Certaines terrasses des canyons 10 à 14 sont caractérisées par des bourrelets en bordure de talweg avec des formes de biseau plus ou moins développées (Figs. 2-18 et 19). Le bourrelet, où la carotte CARKS-27 a été prélevé, est de plus faible dimension et pourrait suggérer une quantité moindre de débordements d'écoulements dans le canyon 14 (Tournadour, 2015). Cette géométrie en biseau associée au caractère lité de l'échofaciès suggère qu'il s'agit d'une levée confinée qui n'occupe qu'une partie de la terrasse (Fig. 2-15).

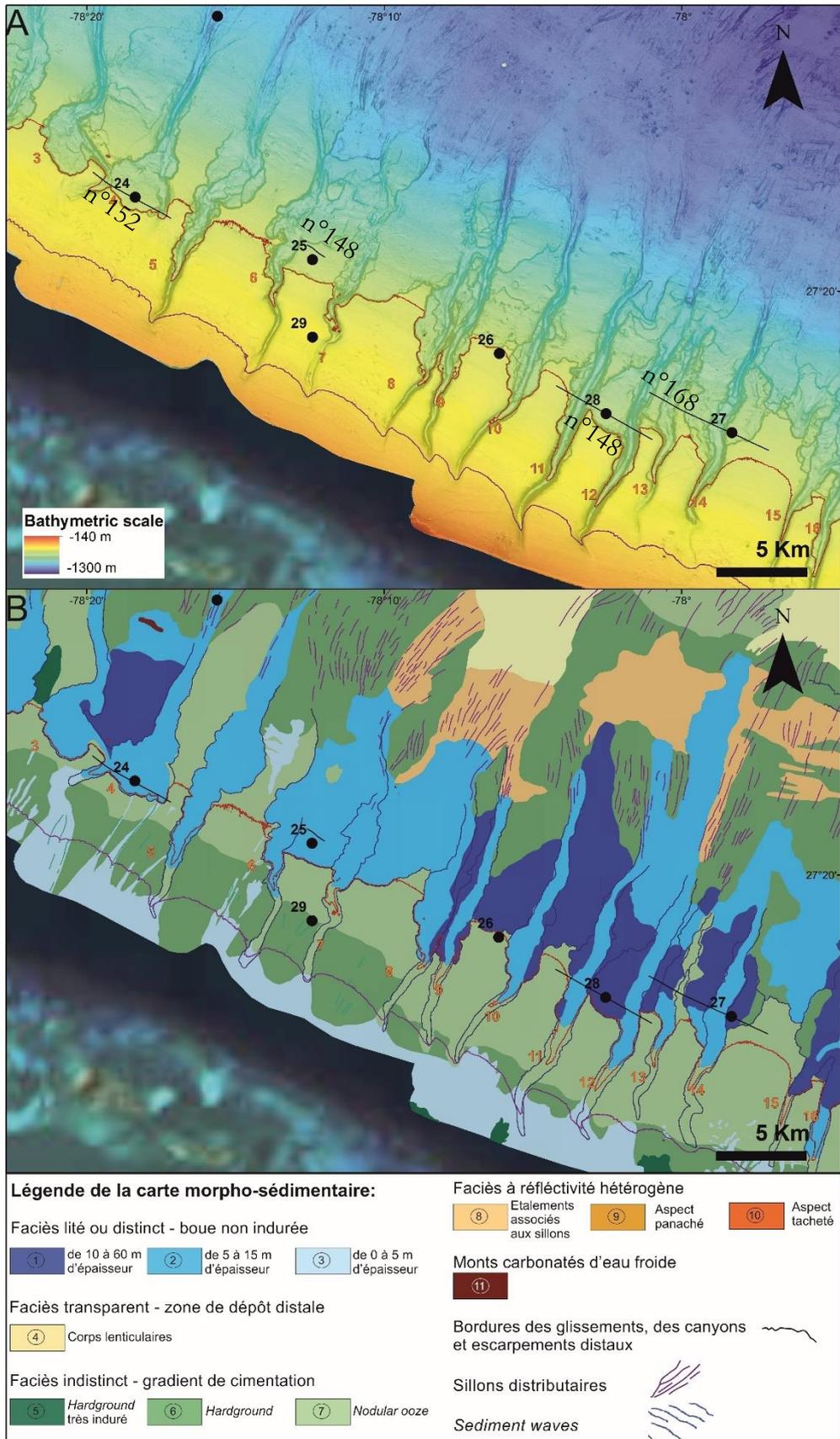
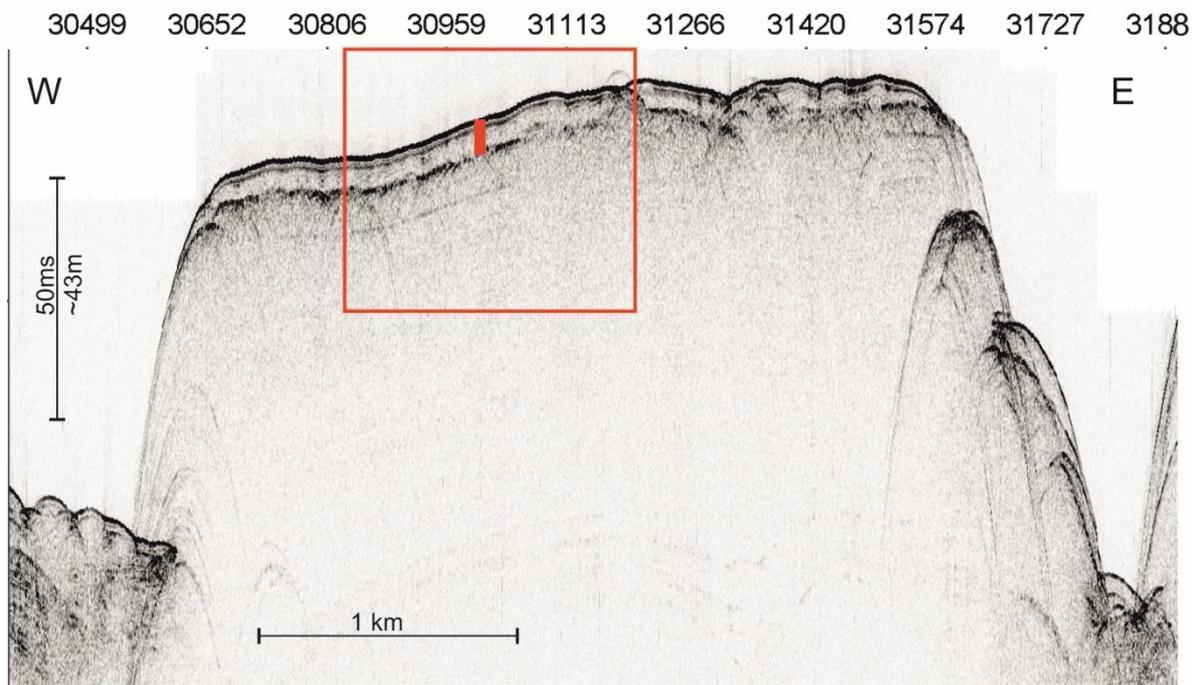


Figure 2-16: Zoom sur les carottes des terrasses des canyons : CARKS-24, CARKS-25, CARKS-27 et CARKS-28 et localisation des profils CHIRP. A) fond bathymétrique ; B) carte morpho-sédimentaire (Tournadour, 2015). Les numéros des canyons sont indiqués en orange. Les *sediment waves* sont issues de l'analyse des données bathymétriques. Les isolignes représentant les profondeurs -650 m et -600 m sont indiquées respectivement en rouge et violet.



Profil n° : 148

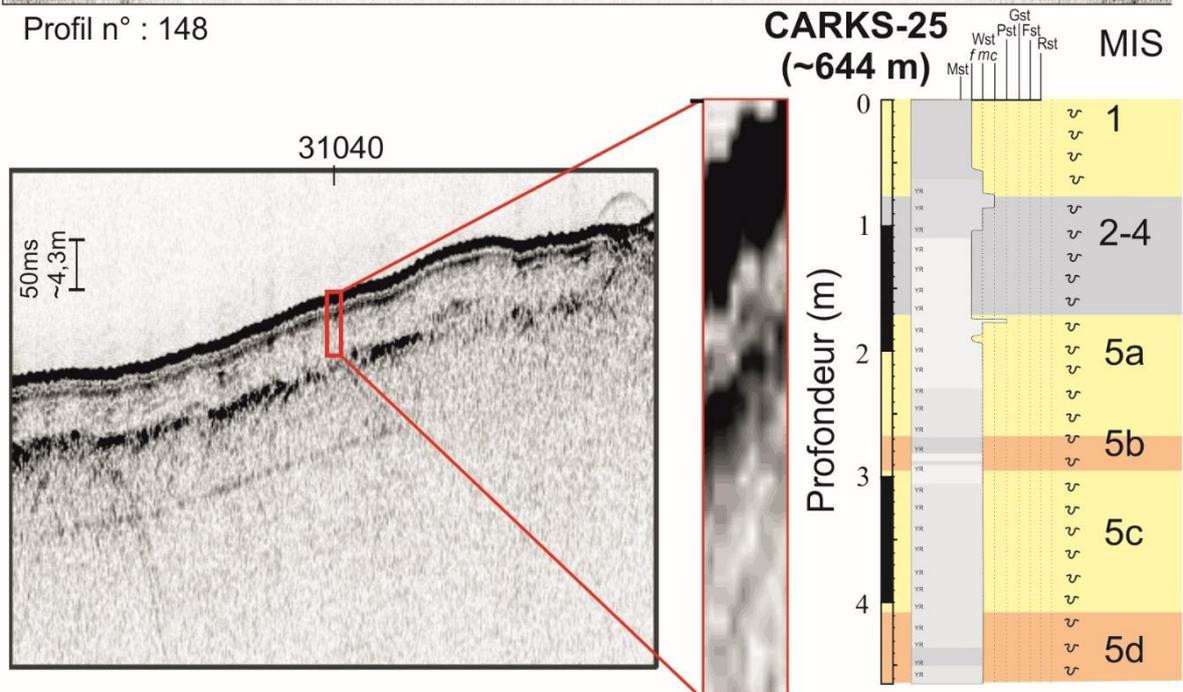
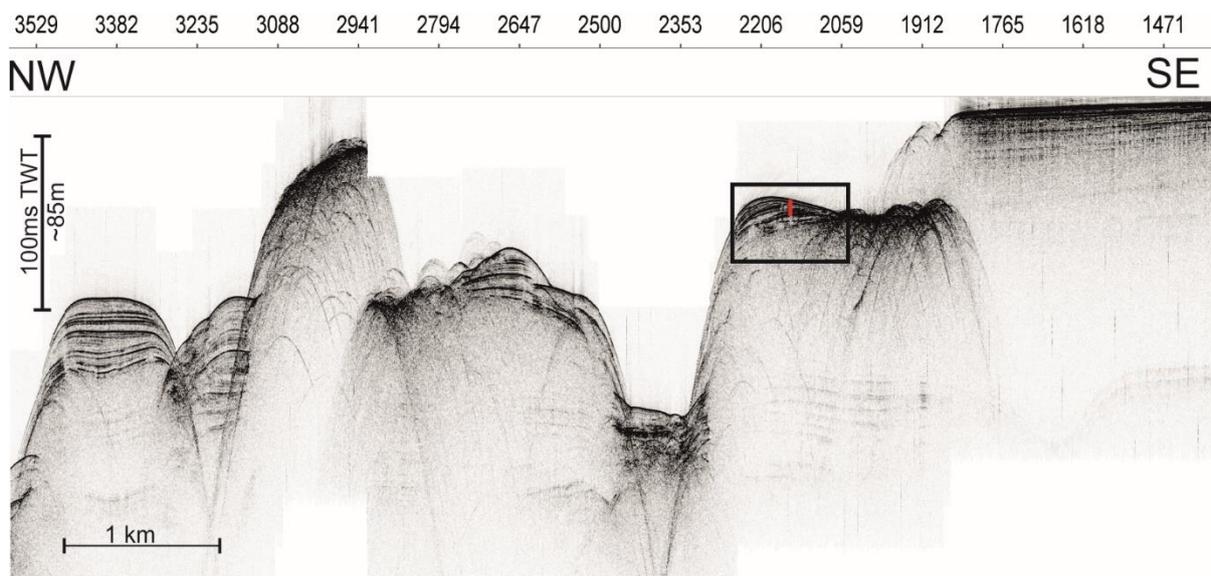


Figure 2-17: Section du profil sismique CHIRP n° 148 montrant la position de la carotte CARKS-25 dans le faciès lité de la terrasse entre les canyons 6 et 7 et corrélation avec la lithologie et la stratigraphie de la carotte.



Profil n° : 168

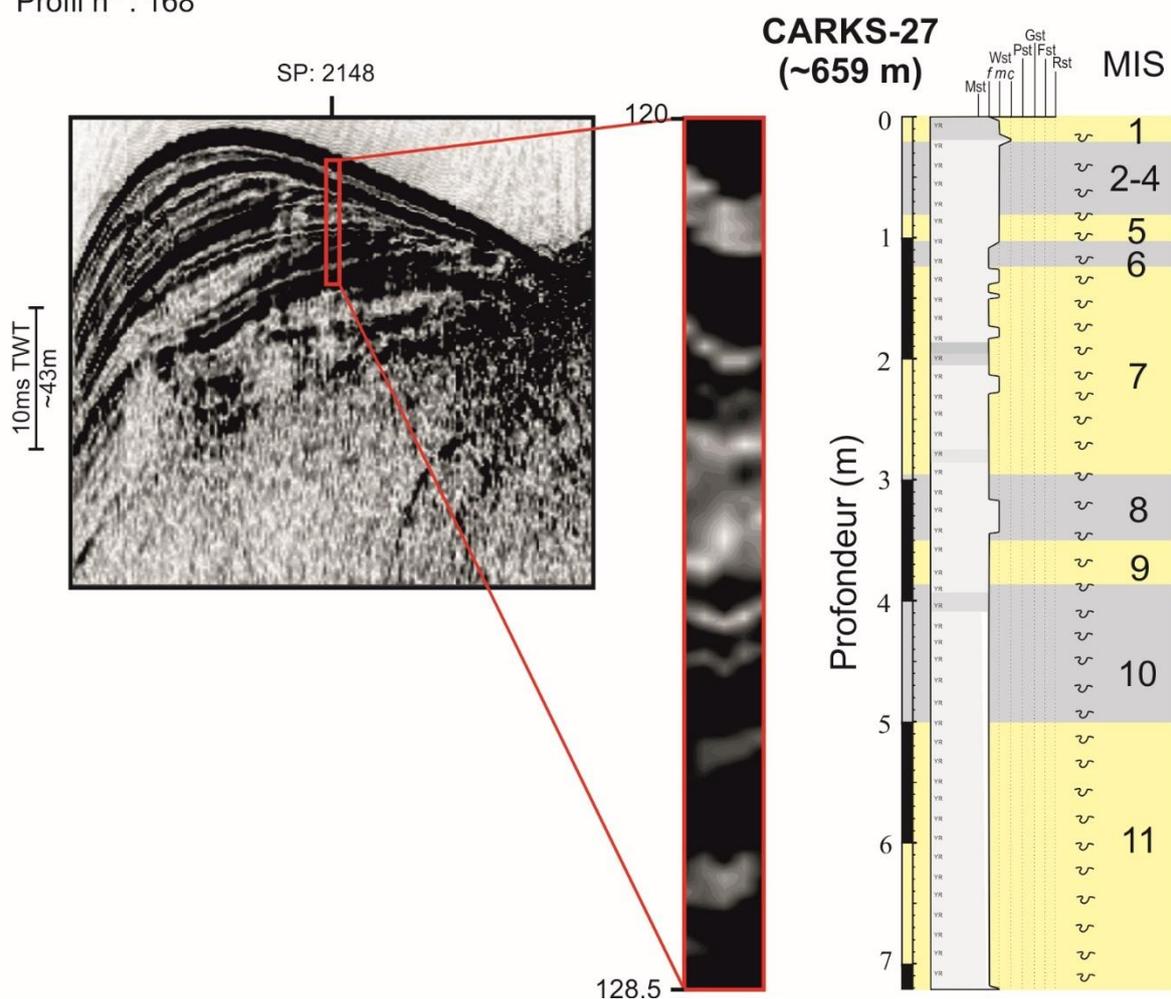
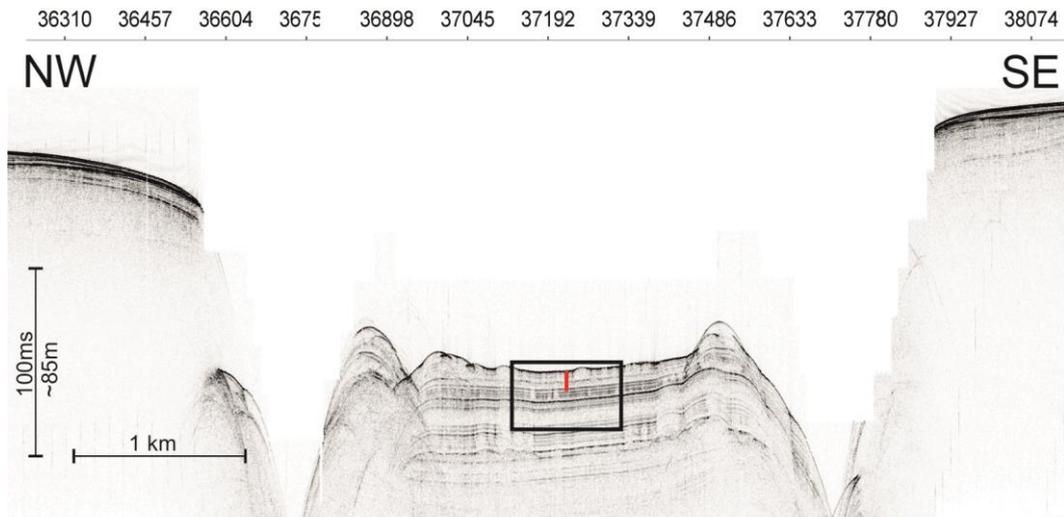


Figure 2-18: Section du profil sismique CHIRP n° 168 montrant la position de la carotte CARKS-27 sur la partie externe de la terrasse et corrélation avec la lithologie et la stratigraphie de la carotte.



Profil n° : 148

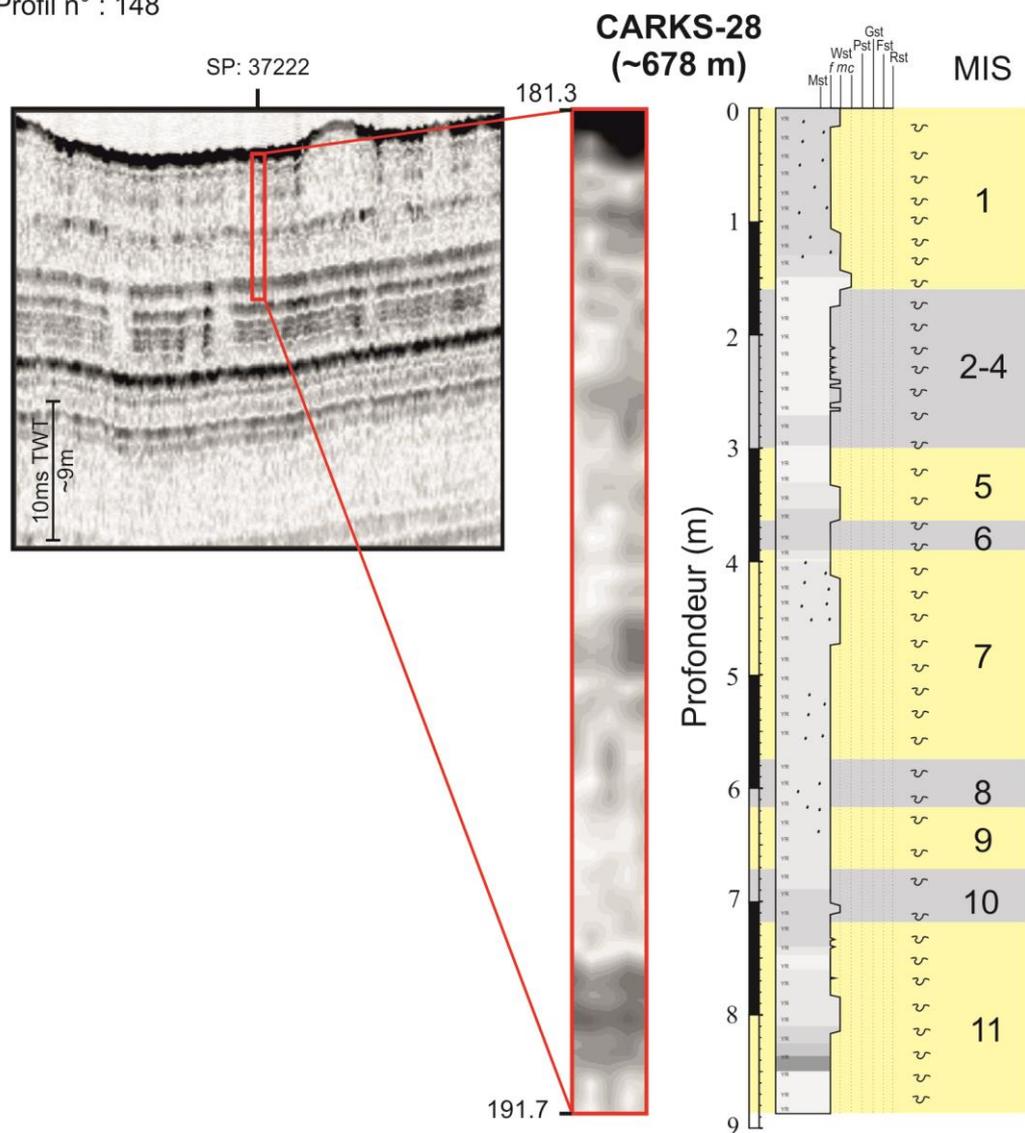


Figure 2-19: Section du profil sismique CHIRP n° 148 montrant la position de la carotte CARCS-28 prélevée dans la terrasse entre les canyons 11 et 12 et corrélation avec la lithologie et la stratigraphie de la carotte. Les initiales « N.A » signifie la présence d'un niveau riche en argiles.

II.3.2. Processus sédimentaires dans la terrasse située entre les canyons n° 6 et 7

a) Description de la carotte CARKS-25

La carotte CARKS-25 pénètre sur 4,63 m la pente moyenne à 644 m de profondeur d'eau (Fig. 2-17). Elle se situe sur la première terrasse dans la zone d'interfluve entre les canyons 6 et 7. Elle couvre les derniers ~115 ka (du MIS 1 au MIS 5d), sachant que le MIS 5d n'a pas été entièrement récupéré lors du carottage (Fig. 2-17). Les taux de sédimentation relativement forts (4-8 cm/ka) ont permis de définir les écozones X1 à X4, correspondant respectivement aux MIS 5a, MIS 5b, MIS 5c et MIS 5d. Les variations du rapport du Sr/Ca permettent de bien différencier les périodes glaciaires (Sr/Ca < 0,1) et les périodes interglaciaires (Sr/Ca > 0,1). Le signal des éléments terrigènes montre des valeurs plus importantes pendant les périodes glaciaires mais également pendant les interstades du MIS 5b et 5d.

Pendant la période d'inondation majeure de la plate-forme au MIS 1 (0 – 71 cm), le sédiment correspond à un wackestone boueux et à boue silteuse avec un D50 moyen de ~15 µm (Fig. 2-20). La distribution granulométrique est bimodale (~3 et ~40 µm), mais les limites entre les modes ne sont pas bien marquées. La fraction > 150 µm est principalement composée de foraminifères planctoniques (~70 %) associés à des clastes de ptéropodes (~25 %). La fraction < 20 µm est dominée par les aiguilles d'aragonite (~60 %), de petits cristaux de calcite (~30 %) et les coccolithes (~10 %).

Pendant la fin du MIS 2 et le début du MIS 1, quand la plate-forme n'est pas encore inondée, (71 – 84 cm), le sédiment correspond à un wackestone à boue silteuse avec un D50 moyen de ~30 µm (Fig. 2-18). La distribution granulométrique est principalement bimodale avec un mode dominant à ~50 µm et un autre mode à ~2 µm. La fraction > 150 µm est principalement dominée par les foraminifères planctoniques (~45 %) et les clastes de ptéropodes (~45 %).

Pendant les MIS 2 à 4 (85 – 174 cm), le sédiment correspond à un wackestone à boue silteuse avec un D50 moyen ~20 µm (de 85 à 113 µm) et un wackestone boueux (113-174 cm). La distribution granulométrique est bimodale à trimodale avec un mode dominant à ~50 µm, un autre mode à ~2 µm, et parfois un mode à ~250 µm (Fig. 2-20). Cette fraction est largement dominée par les foraminifères planctoniques (~80 %) associés à quelques clastes de ptéropodes (~10 %). La fraction < 20 µm est dominée par des coccolithes (~60 %) associés à des petits cristaux de calcite (~35 %) et de rares aiguilles d'aragonite (~5 %). Des minéraux argileux sont également présents mais sont difficiles à quantifier.

A la transition MIS 4 / MIS 5a (174,5 cm – 176,5 cm), un niveau relativement grossier est observé et forme une séquence granodécroissance. Ce niveau présente un faciès de type packstone sablo-silteux à la base et un faciès de type wackestone sablo-boueux au sommet (Fig. 2-18). La fraction > 150 µm présente une composition très différente dominés par des bioclastes indéterminés (~55 %) et des clastes de foraminifères benthiques (~35 %) associés à quelques foraminifères planctoniques (~10 %). Les clastes de foraminifères benthiques sont fortement cassés ce qui complique leur identification mais certains organismes s'apparentent au genre *Penereoplis* sp. et au groupe Soritacea, ce qui suggère un environnement peu profond. La composition consiste en un mélange entre des organismes de plate-forme et des organismes issus

de la colonne d'eau, ce qui suggère que ce sédiment correspond à un dépôt gravitaire. Deux hypothèses peuvent expliquer ce mélange : soit l'évènement gravitaire est initié depuis la plate-forme et remanie du sédiment de plate-forme puis érode du sédiment de pente durant le transport ; soit l'évènement gravitaire est initié au niveau de la zone de stockage de *l'uppermost slope*. La première hypothèse semble la plus probable en raison de la meilleure préservation des tests des organismes provenant de la colonne d'eau. Même si l'étendue de ce dépôt n'est pas connue, la faible épaisseur de ce niveau grossier suggère que le volume de sédiment déstabilisé est restreint. Après dépôt, les particules fines vont s'intercaler dans les pores du sédiment et induire le changement de faciès observé (packstone à wackestone).

Du MIS 5a au 5d, le sédiment correspond globalement à un wackestone à boue silteuse avec un D50 moyen de $\sim 20 \mu\text{m}$ (Fig. 2-20). Deux niveaux font exception : le MIS 5b (de 274 à 279 cm) qui correspond à un wackestone boueux avec un D50 moyen de $\sim 10 \mu\text{m}$; et la base de la carotte (MIS5d ?, de 456 à 463 cm), qui correspond à un wackestone boueux à boue silteuse avec un D50 moyen de $\sim 20 \mu\text{m}$. Les compositions de la fraction $> 150 \mu\text{m}$ sont globalement les mêmes avec une prépondérance des foraminifères planctoniques ($\sim 45\%$) et des clastes de ptéropodes ($\sim 45\%$). Le niveau légèrement induré à la base fait exception. Il est dominé par les intraclastes ($\sim 70\%$) associés à des foraminifères planctoniques ($\sim 30\%$) dans la fraction $> 150 \mu\text{m}$. Ces intraclastes sont principalement formés de tests de foraminifères planctoniques. Certains échantillons (*e.g.* 194 cm) contiennent des clastes de foraminifères benthiques de plate-forme ($\sim 10\%$). La fraction $< 20 \mu\text{m}$ correspond à un mélange de coccolithes, d'aiguilles d'aragonite, de petits cristaux de calcite et des minéraux argileux.

b) Synthèse sur la carotte CARKS-25 et comparaison avec la carotte CARKS-24

Les carottes CARKS-25 et CARKS-24 sont similaires en termes de dépôts sédimentaires (lithologie, granularité et composition) et de périodes atteintes lors du carottage. **Ces deux carottes montrent des taux de sédimentation pendant les MIS 5a à d plus importants que dans n'importe quelle autre carotte, suggérant que les zones confinées où se situent les terrasses, la zone d'alimentation des canyons pour les moins profondes, constituent des dépo-centres durant le Quaternaire.** La période glaciaire MIS 2-4 se caractérise par les dépôts les plus fins (coccolithes et particules terrigènes apportées par le courant) alors que les périodes interglaciaires ont des dépôts plus grossiers avec l'accroissement de la fraction silteuse (bioclastes indéterminés). Les périodes MIS 5b et 5d ont des dépôts et donc des processus sédimentaires similaires à ceux de la période glaciaire, attestant de l'importance du niveau marin et du taux d'ennoiement des marges de la plate-forme sur la production et l'exportation de particules fines et silteuses carbonatées. Les dépôts du MIS 1 suggèrent l'apport en abondance d'aiguilles d'aragonite et probablement de particules silteuses depuis la plate-forme vers la pente par des phénomènes de plongées d'eaux denses (*density cascading*) ou par d'autres processus *off-bank* liés au passage d'ouragans ou de tempêtes, puis des écoulements gravitaires sur le fond jusqu'aux zones proximales des canyons.

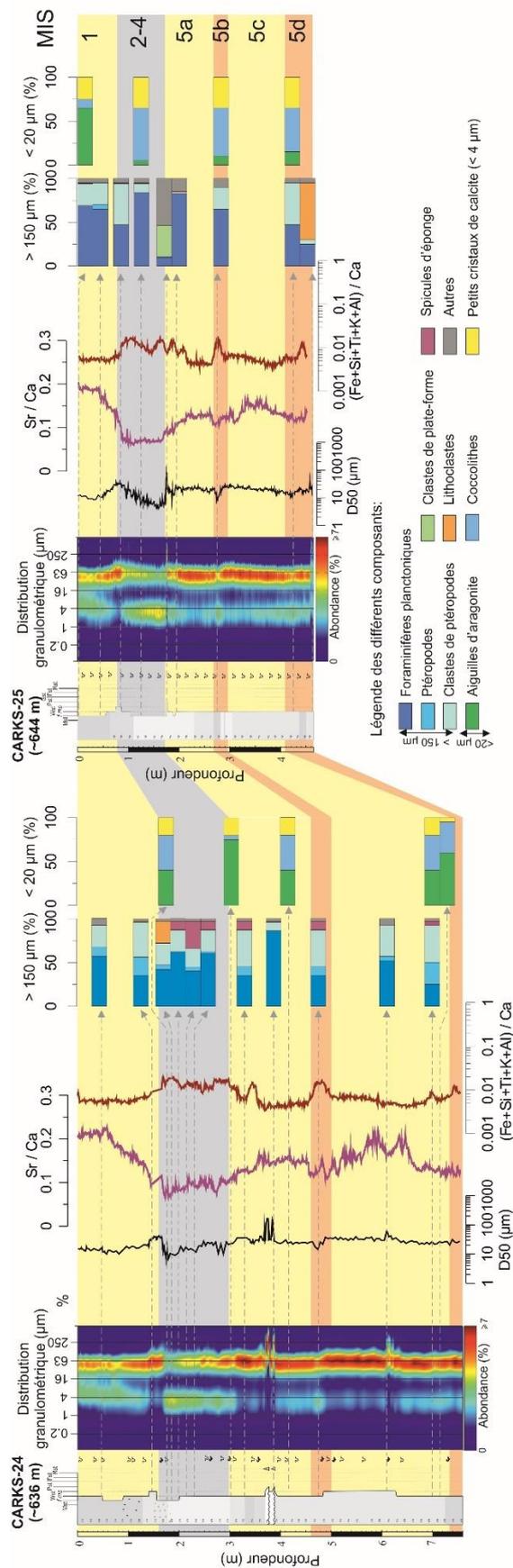


Figure 2-20: Synthèse des lithologies des carottes CARKS-24 et CARKS-25 montrant la distribution granulométrique, les courbes des rapports Sr/Ca et (Fe+Si+Ti+K+Al)/Ca, les pourcentages des composants principaux des fractions > 150 µm et < 20 µm ainsi que leur stratigraphie.

De la même manière, la plupart des dépôts sédimentaires observés dans la carotte CARKS-25 sont interprétés comme le résultat du remaniement de sédiments initialement déposés sur *l'uppermost slope*. Ces sédiments transitent au sein des canyons n° 6 et 7, sous forme d'écoulements gravitaires de type bouffée turbide, dont une partie se dépose sur les terrasses entre les canyons n°6 et 7. Les particules de faible densité, telles que les clastes de ptéropodes, se retrouvent dans la partie supérieure du panache turbide des courants et vont se déposer sur les terrasses des canyons. Les tests des foraminifères planctoniques sont en bon état ce qui suggère que la majeure partie des foraminifères planctoniques est probablement issue de la colonne d'eau et se dépose en flux continu.

Certains événements plus énergétiques ont pu transporter des clastes de moyenne densité jusqu'aux terrasses, tels que des foraminifères benthiques de plate-forme, probablement apportés lors de plongées d'eaux denses par *density cascading* depuis la plate-forme vers la pente. **En effet, la carotte CARKS-25 est la seule carotte ayant enregistré la présence de clastes de plate-forme > 150 µm à une bathymétrie de ~650 m. Les écoulements suffisamment énergétiques pour les transporter ont donc été assez rares au cours des derniers 200 ka.**

Malgré l'alimentation en sédiment de ces terrasses et zones proximales de canyon par des écoulements gravitaires, l'impact du courant des Antilles n'est pas négligeable. Il est responsable au moins des apports en particules terrigènes et du dépôt de la séquence contouritique à la limite MIS 2-1 (Terminaison I).

II.3.3. Processus sédimentaires sur les terrasses des canyons n°11-12 et n°14

a) Description de la carotte CARKS-27

La carotte CARKS-27 est située à 659 m de profondeur d'eau et pénètre sur 7,21 m la pente moyenne (Fig. 2-18). Elle se situe sur la première terrasse dans la zone d'interfluve entre les canyons 11 et 12. Elle couvre les derniers ~424 ka (du MIS 1 au MIS 11), sachant que le MIS 11 n'a pas été entièrement récupéré lors du carottage (Fig. 2-18). L'échofaciès lité de cette terrasse montre des troncatures au niveau de la position de la carotte CARKS-27 sur le profil sismique THR n° 168 et seuls les MIS 1 et 2-4 semblent avoir des épaisseurs non altérées par des phénomènes d'érosion et de géométrie des dépôts (Fig. 2-18). Le signal sismique THR pénètre jusque vers le MIS 12.

Le signal du rapport Sr/Ca ne permet pas de définir la stratigraphie dans cette carotte. Il montre deux périodes avec de fortes valeurs (0,2-0,3) qui sont le MIS 1 et le MIS 5 (Fig. 2-21). Ces fortes teneurs en strontium suggèrent que les périodes d'inondation du MIS 1 et du MIS 5e sont bien enregistrées alors que la période d'inondation majeure au début du MIS 11 manque. Cette observation est confirmée par les assemblages de foraminifères planctoniques qui suggèrent que les sédiments du MIS 11 prélevés à la base de la carotte recouvrent uniquement l'écozone V12.

Le signal des éléments terrigènes indique des valeurs plus importantes en période glaciaire (*e.g.* MIS 2-4, MIS 6) mais également pendant certaines périodes interglaciaires (*e.g.* MIS 7). Cette incohérence pourrait être expliquée par une réduction d'apports carbonatés au niveau de la

terrasse sur le site de carottage (Fig. 2-21). La quantité d'aiguilles d'aragonite est moins importante pendant le MIS 7 que durant autres interglaciaires. La période du MIS 7 enregistré dans la carotte CARKS-27 peut correspondre au bas niveau marin enregistré globalement entre 220 et 234 ka BP pendant le MIS 7 (Siddall et al., 2003 ; Miller et al., 2011).

L'ensemble de la carotte CARKS-27 correspond à du sédiment de type *carbonate ooze* (Fig. 2-18). Il correspond à un faciès wackestone boueux et à boue silteuse avec un D50 moyen de $\sim 10 \mu\text{m}$, variant entre 4 et $40 \mu\text{m}$. La distribution granulométrique est bimodale à trimodale avec un mode dominant à $\sim 50 \mu\text{m}$, puis à $\sim 2 \mu\text{m}$ et parfois à $\sim 300 \mu\text{m}$. La plupart des périodes montrent une alternance de sédiment de type wackestone boueux à boue silteuse, tels que les MIS 1, 5, 7, 8 et 11. Seuls les MIS 6, 9 et 10 sont entièrement de type wackestone boueux et les MIS 2-4 de type wackestone à boue silteuse.

La fraction $> 150 \mu\text{m}$ est dominée par les foraminifères planctoniques (60-90 %) associés à des clastes de ptéropodes plus ou moins présents (5-30 %). Les fractions $< 20 \mu\text{m}$ sont dominées par les aiguilles d'aragonite en période interglaciaire (début du MIS 5) ou par les coccolithes ou les petits cristaux de calcite en période glaciaire (e.g. MIS 6, MIS 10). Des particules terrigènes sont également présentes (essentiellement des minéraux argileux) principalement pendant les MIS 2-4, 6, 7, 10 et pendant certaines périodes du 11.

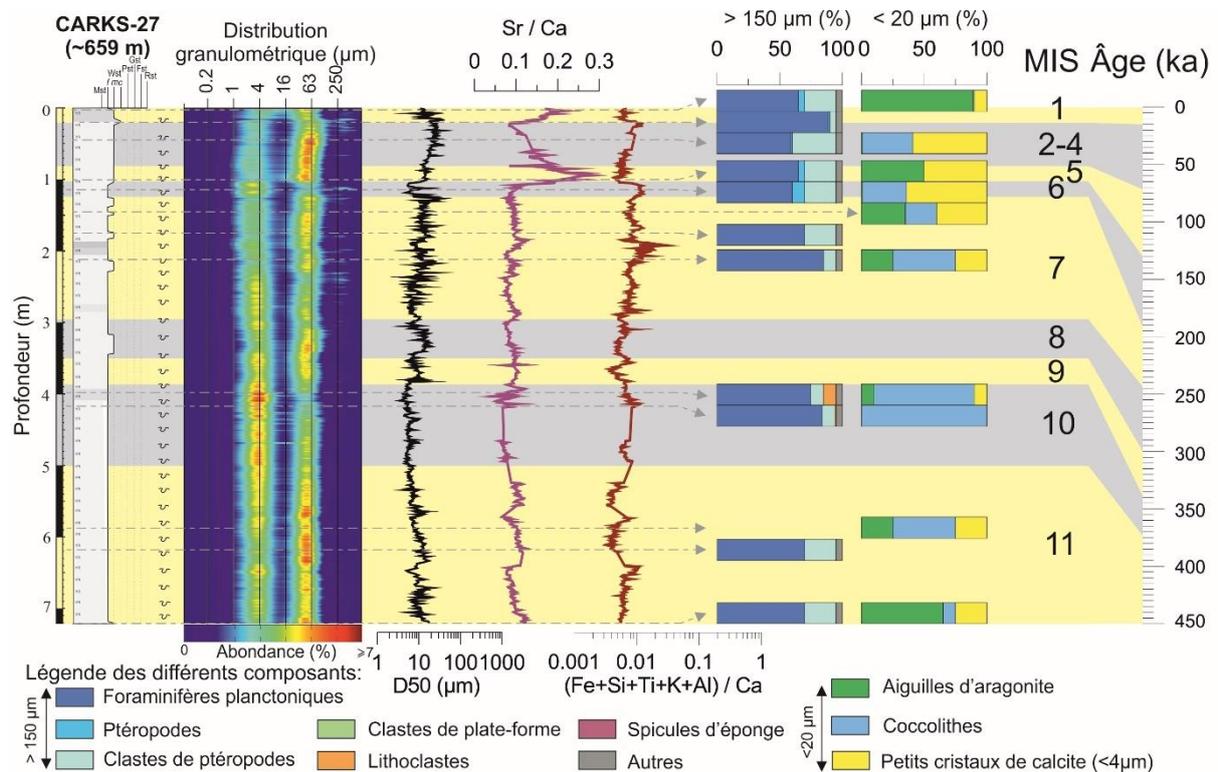


Figure 2-21: Synthèse des lithologies de la carotte CARKS-27 montrant la distribution granulométrique, les courbes des rapports Sr/Ca et (Fe+Si+Ti+K+Al)/Ca, les pourcentages des composants principaux des fractions $> 150 \mu\text{m}$ et $< 20 \mu\text{m}$ ainsi que leur stratigraphie.

b) Description de la carotte CARKS-28

La carotte CARKS-28 est située à 678 m de profondeur d'eau et pénètre sur 8,86 m la pente moyenne (Fig. 2-14). Elle se situe sur la première terrasse dans la zone d'interfluve du canyon 14. Elle couvre les derniers ~424 ka (du MIS 1 au MIS 11), sachant que le MIS 11 n'a pas été entièrement récupéré lors du carottage (Figs. 2-19 et 22). Le signal sismique THR montre une excellente pénétration de ~75 m dans le faciès lité de cette terrasse. Il n'est pas facile d'identifier des réflecteurs dans la partie supérieure de cette terrasse mais le premier réflecteur bien marqué pourrait correspondre au niveau argileux (~375 ka) suivi d'un dépôt grossier du MIS 11 vers la base de la carotte. Le signal du rapport Sr/Ca montre des valeurs plus importantes pendant les MIS 1 et 5, et légèrement pendant le MIS 7. Cependant la courbe ne permet pas de mettre en évidence les différentes périodes glaciaires et interglaciaires suivantes. Le signal des éléments terrigènes montre à nouveau des valeurs plus importantes pendant les périodes glaciaires.

L'ensemble de la carotte CARKS-28 correspond principalement à des sédiments de type *carbonate ooze*, à l'exception d'un niveau riche en argiles (entre 833 et 846 cm ; Fig. 2-22). Le sédiment carbonaté correspond principalement à un faciès wackestone boueux ou wackestone à boue silteuse avec un D50 moyen de ~13 µm, variant entre 1 et 35 µm.

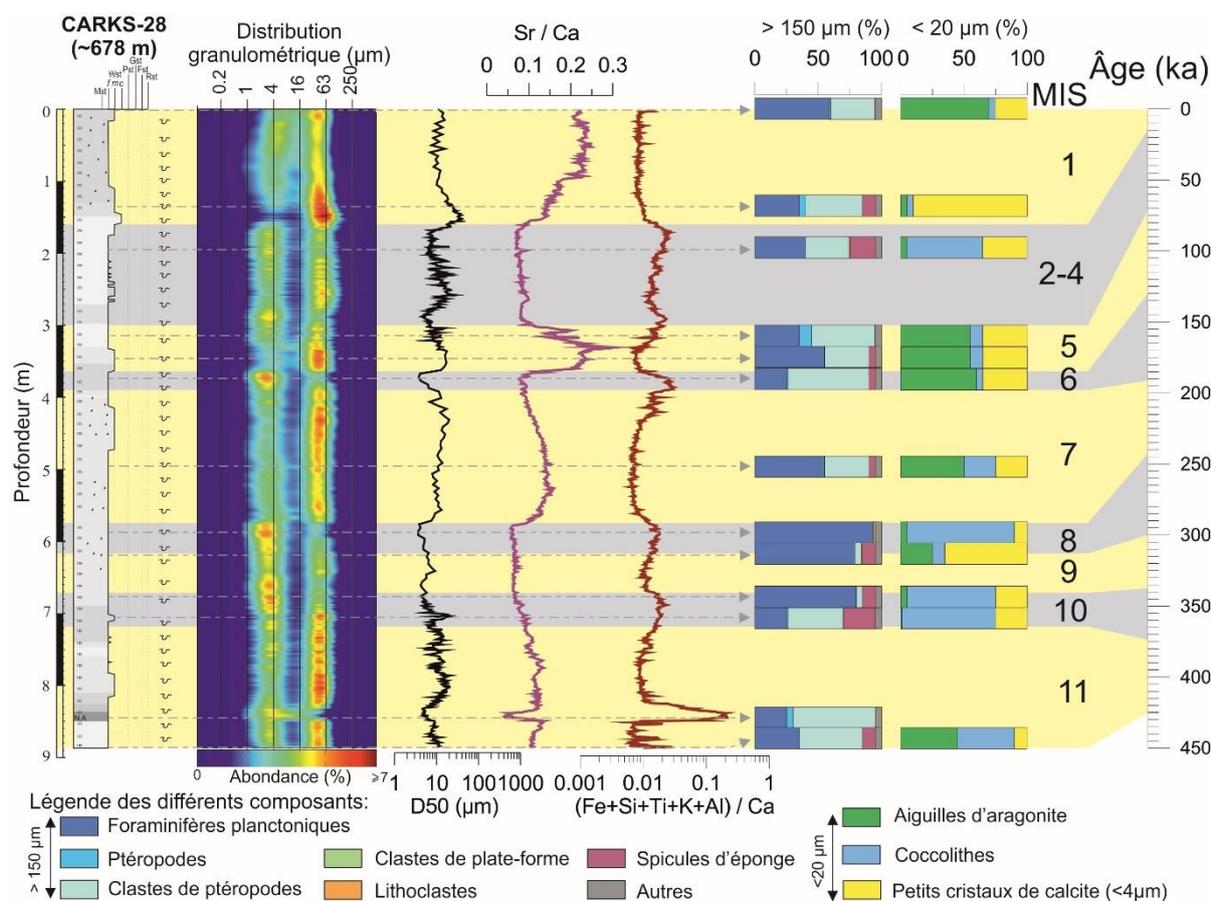


Figure 2-22: Synthèse des lithologies de la carotte CARKS-28 montrant la distribution granulométrique, les courbes des rapports Sr/Ca et (Fe+Si+Ti+K+Al)/Ca, les pourcentages des composants principaux des fractions > 150 µm et < 20 µm ainsi que leur stratigraphie. Les initiales « N.A » signifie la présence d'un niveau riche en argiles.

La composition du sédiment varie peu d'un échantillon à l'autre, la fraction > 150 µm est dominée par les tests des foraminifères planctoniques (25 - 50 %) et par des ptéropodes (35 - 50 %) associés à des spicules d'éponge (1-25 %) uniquement en périodes glaciaires. Certains échantillons ont une fraction > 150 µm dépourvue de ptéropodes et correspondent aux échantillons avec une faible granularité. Les aiguilles d'aragonite sont dominantes dans la fraction < 20 µm en période interglaciaire, ou de coccolithes et minéraux argileux en période glaciaire, associés dans tous les cas à de petits cristaux de calcite. Pendant le MIS 11, un échantillon présente des dépôts riches en aiguilles d'aragonite et en coccolithes.

Le sédiment riche en argiles correspond à du wackestone boueux avec plus de 60 % de particules argileuses. La fraction > 150 µm est dominée par les clastes de ptéropodes (65 %) associés à des tests de foraminifères planctoniques (25 %). Ce niveau riche en argiles se dépose pendant le MIS 11 et correspond probablement au niveau riche en argiles n°2 daté à ~375 ka (Fig. 2-22). Ce niveau riche en argiles pourrait être dû à un plus fort apport d'éléments terrigènes par le courant des Antilles ou à une réduction d'apport carbonaté au niveau de la terrasse sur le site de carottage.

c) Synthèse des processus sédimentaires dans les terrasses des canyons

Dans un environnement tel que les terrasses d'un canyon, où les sédiments peuvent avoir comme origine des écoulements gravitaires, l'utilisation de signaux externes au système peut faciliter la mise en place d'un modèle stratigraphique. Les argiles terrigènes ici exclusivement apportées par les vents et les courants constituent de tels signaux. Elles peuvent résulter d'un transport éolien depuis leurs sources africaines pour la chlorite et l'illite, ou s'être déposées le long du trajet des courants marins (chlorite, illite, kaolinite et smectite) et sont présentes en quantité plus importante pendant les périodes glaciaires (Fig. 2-22).

Les niveaux riches en argiles peuvent résulter à la fois de l'augmentation de la quantité de particules terrigènes transportées jusqu'aux sites étudiés et de la diminution plus ou moins soudaine de la production et/ou du transport des particules carbonatées (fraction micritique). Un seul de ces niveaux a été observé au sein de la carotte CARKS-28 pendant le MIS 11 (Fig. 2-18). La carotte CARKS-25 n'atteint pas le MIS 11 et la carotte CARKS-27 est située dans une zone où les données sismiques indiquent de nombreuses troncatures (Fig. 2-16). Dans la carotte CARKS-27, les troncatures ne s'expriment pas par l'absence totale de certaines périodes stratigraphiques mais par la forte diminution des taux de sédimentation suggérant des troncatures de courtes durées, inférieures à la résolution stratigraphique.

Les séquences sédimentaires gravitaires types sont rares (absence d'indice granulométrique et de structure sédimentaire dynamique) le long des carottes CARKS-25, CARKS-27 et CARKS-28. Seule la quantité relative d'aiguilles d'aragonite dans le sédiment de ces terrasses permet d'affirmer qu'il y a des apports depuis la plate-forme sous la forme d'écoulements gravitaires. La granularité très fine de ces dépôts ainsi que la bioturbation abondante qui détruit les structures sédimentaires primaires sont probablement en partie responsables de l'absence de structures. Trois séquences gravitaires ont été interprétées comme des dépôts de bouffées turbides plus grossières : une dans la carotte CARKS-25 à la transition entre le MIS 5a et le MIS 4 et deux dans la carotte CARKS-24 pendant le MIS 5a. Il est très difficile de différencier les sédiments issus de la colonne d'eau de ceux

transportés par des écoulements boueux sur le fond : les tests sont tous de couleur blanche, en bon état pour les tests de foraminifères planctoniques, et la composition du sédiment correspond dans la majorité des cas à un sédiment type de boue de péri-plate-forme. Les écoulements gravitaires semblent se produire à n'importe quelle période, avec la plupart du temps de l'export de boue carbonatée qui se dépose sous forme de dépôts non granoclassés. Quelques turbidites fines faiblement granoclassées sont présentes principalement en période interglaciaire de bas niveaux marins, mais leur faible quantité n'est peut-être pas représentatif de toutes les périodes.

Dans les sédiments présents sur les terrasses, les sédiments les plus grossiers sont composés d'un plus grand nombre de tests de ptéropodes, issus de la décantation dans la colonne d'eau. En effet, les sédiments les plus grossiers contiennent plus de clastes de ptéropodes, qui sont des organismes à test relativement fragile. Ainsi, une augmentation du nombre de tests de ptéropodes induit une granularité plus forte et suggère un environnement de moins forte énergie. Cette observation suggère que la taille des grains, dans ce cas précis, n'est pas un indicateur simple de l'énergie du processus de transport.

Sur les terrasses des canyons, les périodes glaciaires ne sont pas condensées, par opposition à ce qui a été décrit dans le drift, probablement parce que ce sont des zones qui piègent les particules transportées par le courant des Antilles, sans érosion majeure liée au courant. La fraction pélagique de la sédimentation est donc non négligeable sur ces terrasses. La quantité de particules terrigènes dans les sédiments de ces carottes, y compris pendant certaines périodes interglaciaires, ainsi que la possibilité d'interpréter la séquence plus grossière à la transition MIS 2-1 (Terminaison I) comme une séquence contouritique fine, confirme également l'importance de l'action du courant au niveau des terrasses des canyons.

Les dépôts des terrasses des canyons 4, 6 et 7 (CARKS-24 et CARKS-25) datent d'au moins du MIS 6. Les dépôts des terrasses des canyons 11 et 12 (CARKS-28) représentent probablement tout le Pléistocène et ceux du canyon n°14 (CARKS-27) représentent au moins 500 ka. Bien que les travaux sur la formation des canyons et des terrasses montrent un comblement plus important dans les canyons situés à l'est de la zone d'étude, l'étude sur les sédiments de surface montrent que **les taux de sédimentation sont plus forts sur les terrasses des canyons à l'ouest que dans celles des canyons à l'est au cours du Pléistocène. Ces différences peuvent s'expliquer soit par des apports sédimentaires depuis la plate-forme ou l'*uppermost slope* plus importants à l'ouest de la zone, soit par une influence du courant qui dépose plus à l'ouest qu'à l'est de la zone des canyons à cause de sa perte de vitesse liée à sa déviation.** L'atténuation du signal sismique CHIRP au niveau des surfaces indurées (*e.g.* MIS 6) ne permet pas d'imager l'ensemble du corps sédimentaire et donc d'estimer la période de formation de ces terrasses.

De plus, le MIS 5 est plus fortement développé sur les terrasses des canyons 4, 6 et 7 que sur celles des canyons 11, 12 et 14. Les taux de sédimentation les plus forts dans les canyons 11, 12 et 14 concernent les MIS 1, 7 et 11. Ces variations d'accumulation sédimentaire sont probablement en lien avec la morphologie de l'*uppermost slope* voire de la bordure de plate-forme en fonction du niveau marin. Très peu de données existent sur la morphologie de la plate-forme du LBB au cours du temps, mais il semblerait que les îles se soient préférentiellement développées pendant le MIS 5e (Kindler et Hearty, 1997). L'étude des affleurements composants les îles des Bahamas indique que la formation la plus étendue est celle de *Grotto Beach* datant du MIS 5e (Kindler et Hearty, 1997). Cette formation marine a pu se développer en raison du très haut niveau marin pendant le MIS 5e. Cette observation suggère que la configuration des îles était fortement différente avant le MIS 5e et après le MIS 5e, entraînant des changements de circulation des eaux de surface sur la plate-forme et probablement dans les chemins préférentiels d'export.

Ainsi, avant le MIS 5, les îles étaient faiblement développées et l'export de sédiment pouvait se faire plus facilement au niveau de la pente nord du LBB, ce qui peut expliquer les forts dépôts de sédiment pendant les périodes courtes (MIS 7) et longues (MIS 11) d'inondation de la plate-forme. Le niveau marin relatif est particulièrement haut pendant le MIS 11 et inonde une grande partie de la plate-forme pendant une durée relativement longue (~12 ka ; Siddall et al., 2003 ; Miller et al., 2011). Pendant le MIS 7, le niveau n'inonde que pendant une courte durée (~3 ka) une grande partie de la plate-forme, mais inonde pendant une durée relativement longue ~22 ka les marges de la plate-forme du LBB situées ~-40 m (Siddall et al., 2003 ; Miller et al., 2011).

Après le MIS 5, l'export de sédiment est contraint par la morphologie des îles qui ont pu amener à ces différences de taux de sédimentation entre les carottes situées à l'ouest et à l'est pendant le MIS 5 ou le MIS 1. Cependant, la cartographie des différents dépôts sédimentaires au niveau des îles n'a été réalisée que sur des zones trop petites pour confirmer cette hypothèse (Kindler et Hearty, 1997). Actuellement, l'export de sédiment est favorisé à l'ouest de la pente nord du LBB en raison de sa position *leeward* par rapport aux vents dominants et de l'absence de barrière récifale. Les dépôts du MIS 1 devraient donc être plus développés à l'ouest qu'à l'est de la pente nord du LBB.

Le MIS 6 forme un horizon sismique très marqué, probablement associé à une surface partiellement lithifiée, dans les zones proximales et les terrasses des canyons 4, 6 et 7. Cette surface n'est pas identifiée dans les autres terrasses. Le flux sédimentaire a donc dû être particulièrement diminué dans la zone occidentale des canyons pendant cette période glaciaire par opposition à la zone orientale.

II.4. Interfluves de la pente supérieure : CARKS-26 et CARKS-29

II.4.1. Contextes spatial et morpho-sédimentaire des carottes

Deux carottes ont été prélevées sur la pente supérieure, dans les environnements d'interfluve entre les canyons (Fig. 2-1 ; Tournadour, 2015). La carotte CARKS-26 est située dans l'interfluve entre les canyons n°9 et n°10 (Fig. 2-23A). L'échofaciès est caractérisé par des réflexions litées frustes discontinues et parallèles entre elles et a été interprété comme un faciès de boue indurée de type *nodular ooze* (zone n°7 en vert clair sur Fig. 2-23B ; Fig. 2-24A ; Tournadour, 2015). La carotte CARKS-29 est située à 510 m de profondeur, entre les canyons 6 et 7, à la surface d'un bloc déplacé de 5 m de haut (Fig. 2-24B, Tournadour, 2015). Plusieurs blocs sont cartographiés dans la pente supérieure et leur diamètre peut atteindre 50 à 400 m (Tournadour, 2015). Ils sont interprétés comme s'étant détachés de l'*uppermost slope* (Tournadour, 2015). Dans cette zone, l'échofaciès est caractérisé par des réflexions sous-jacentes diffuses et a été interprété comme un faciès induré correspondant à un *hardground* (zone verte n°6 sur Fig. 2-23B ; Fig. 2-24B ; Tournadour, 2015). Des *sediments waves* sont présentes au niveau des faciès 6 et 3 (Fig. 2-23B). Ces deux carottes se situent à une bathymétrie moindre que la limite morphologique mise en évidence par Tournadour (2015) qui représente un seuil topographique sur lequel naissent toutes les zones proximales de canyons et où elles s'élargissent pour former, dans certains cas, des formes en amphithéâtre (Fig. 2-23).

II.4.2. Processus sédimentaires sur la pente supérieure

a) Description de la carotte CARKS-26

La carotte CARKS-26 est située à 606 m de profondeur d'eau et pénètre sur 1,05 m la pente supérieure (Fig. 2-24 ; Fig. 2-25A). L'intervalle stratigraphique atteint la biozone des petites *Gephyrocapsa*, datée entre le MIS 15 et 25. La faible abondance des coccolithes ne permet pas de préciser si l'espèce *R. asanoi*, dont la dernière occurrence est datée à 830 ka, est présente. Les dépôts correspondant à la biozone de *G. caribbeanica*, datée entre le MIS 9 et 11, sont les mieux représentés et s'étendent sur 72 cm (de ~33 à 105 cm).

L'ensemble de la carotte CARKS-26 correspond à du sédiment carbonaté de type *carbonate ooze*, avec 2 faciès bien distincts (Fig. 2-25). Le premier faciès correspond à du wackestone à boue silteuse à sableuse. Il s'étend du sommet de la carotte à 52 cm de profondeur. La distribution granulométrique du wackestone est principalement trimodale sans qu'aucun des modes à ~2, ~40 et ~500 µm soit dominant. La fraction > 150 µm est dominée par les foraminifères planctoniques (~70 %) associés à des clastes de ptéropodes (~25 %) et de rares intraclastes (~5 %). Plusieurs nodules de taille centimétrique sont présents entre 7 et 28 cm dont le plus gros atteint ~5 cm. Ces nodules sont composés principalement d'organismes vivants dans des environnements de faible profondeur d'eau tels que des foraminifères benthiques de plate-forme, comme *Amphistegina* sp. et des spécimens du groupe Soritacea, des clastes de bryozoaires associés à quelques foraminifères planctoniques et ptéropodes. Il s'agit donc d'un mélange de microfaune de plate-forme et de pente, probablement induré sur l'*uppermost slope*. La fraction micritique est parfois dominée par les aiguilles d'aragonite (MIS 1), puis par les coccolithes ou des petits cristaux (< 4 µm) de calcite dans le reste du faciès.

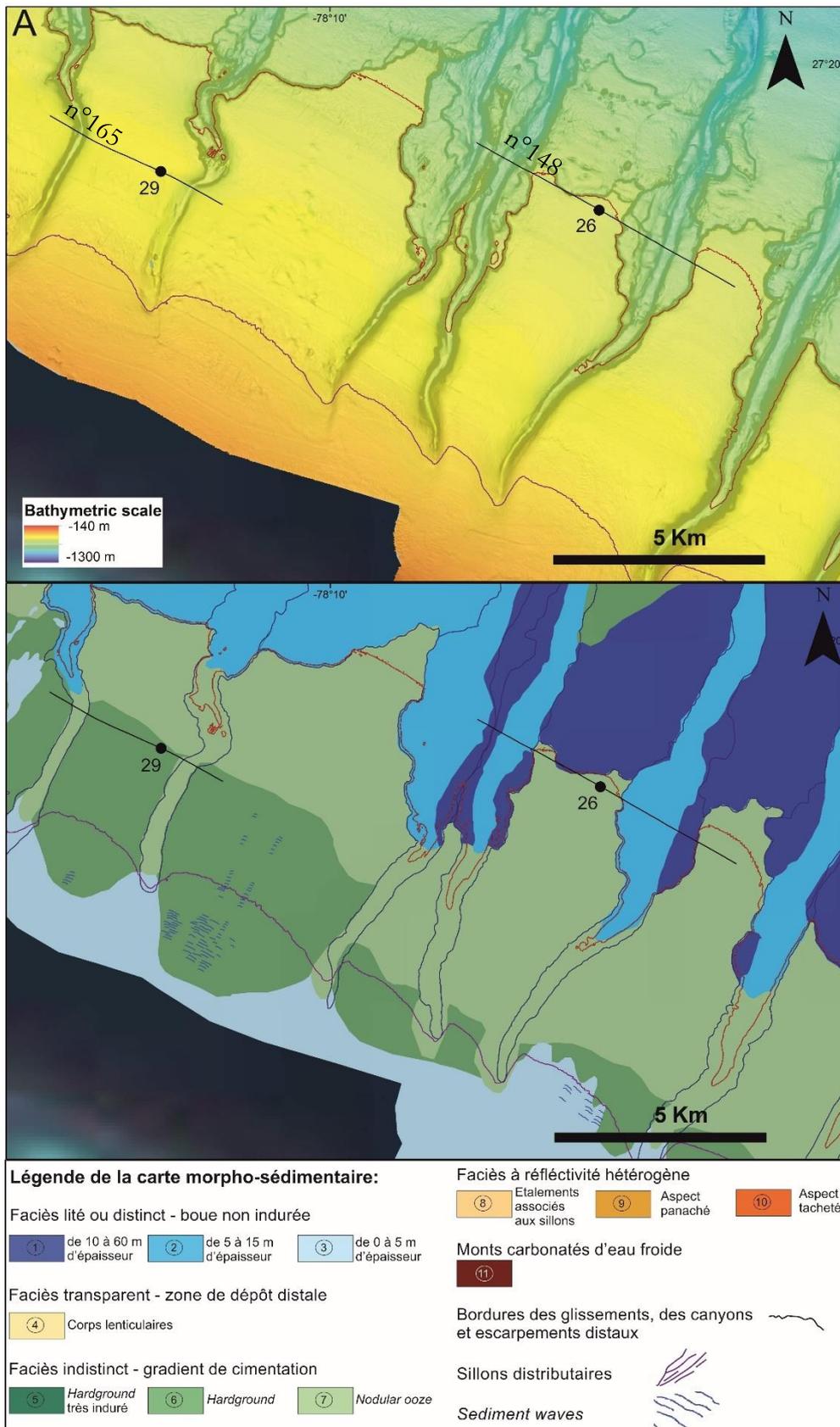


Figure 2-23: Zoom sur les carottes CARKS-26 et CARKS-29 et localisation des profils CHIRP. A) fond bathymétrique ; B) carte morpho-sédimentaire (Tournadour, 2015). La localisation des *sediment waves* est issue de l'analyse des données bathymétriques. Les isolignes représentant les profondeurs -650 m et -600 m sont indiquées respectivement en rouge et violet.

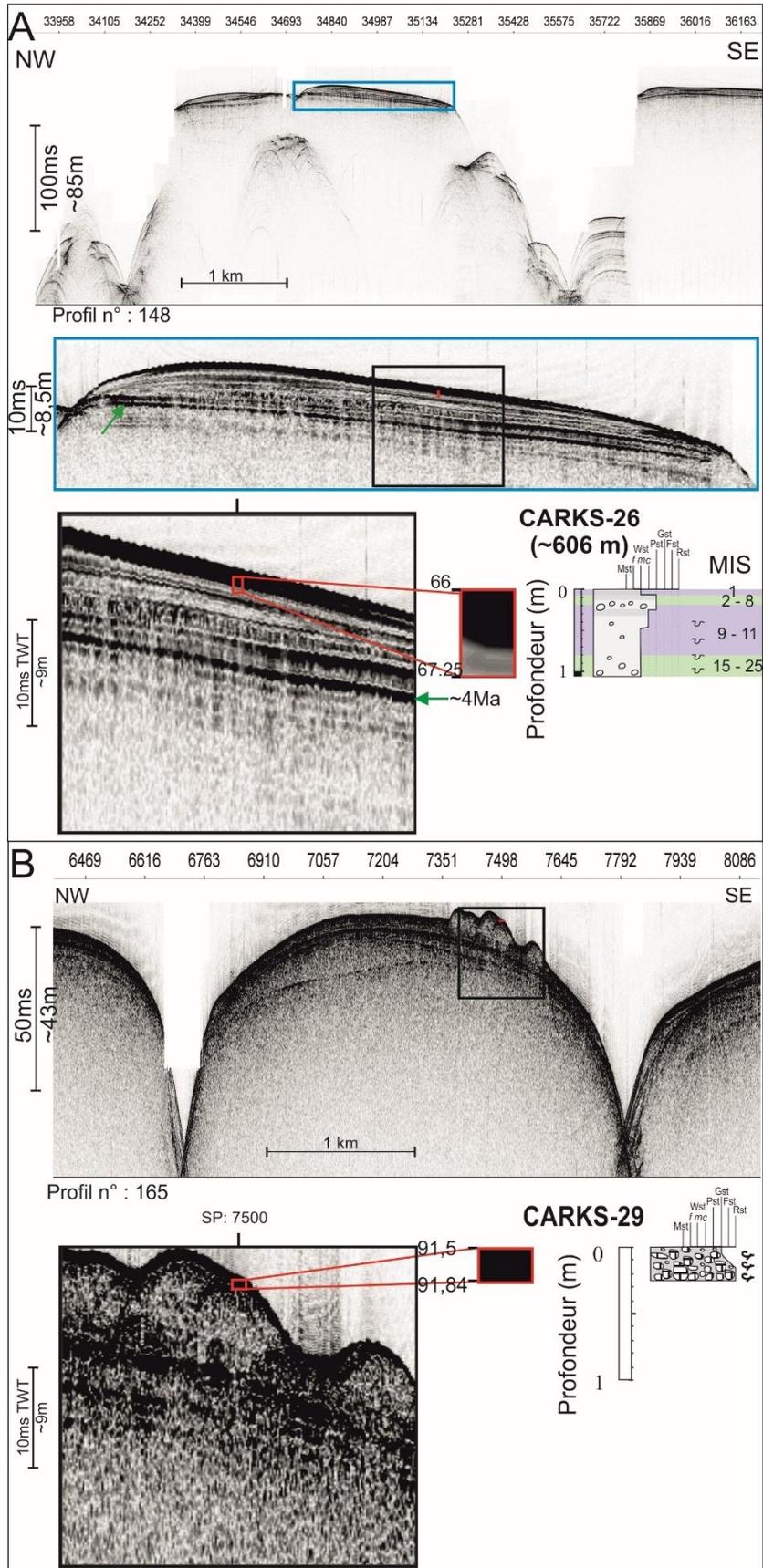


Figure 2-24: A) Section du profil sismique CHIRP n° 148 montrant la position de la carotte CARKS-26 prélevée dans l'interfluve entre les canyons 9 et 10 et corrélation avec la lithologie de la carotte ; B) Section du profil sismique CHIRP n° 165 montrant la position de la carotte CARKS-29 prélevée sur l'un des blocs présents entre les canyons 6 et 7 et corrélation avec la lithologie de la carotte.

Le second faciès correspond à un faciès de type wackestone boueux qui s'étend de 52 cm à 103 cm. La distribution granulométrique est principalement unimodale et indique un mode dominant à $\sim 2 \mu\text{m}$. La fraction $> 150 \mu\text{m}$ est dominée par les intraclastes associés à des foraminifères planctoniques ($\sim 35\%$) et à quelques clastes de ptéropodes ($\sim 5\%$). La fraction micritique est dominée par des petits cristaux ($< 4 \mu\text{m}$) de calcite et quelques coccolithes. Les petits cristaux ($< 4 \mu\text{m}$) de calcite sont interprétés comme des ciments subcristallins dus à la diagenèse précoce agissant probablement dans ces environnements de très faible accumulation sédimentaire.

Un niveau légèrement grisé, entre 27 et 32 cm, présente des teneurs en carbonate de 87 % au lieu de $\sim 95\%$ en moyenne. Des agrégats de particules terrigènes sont observés sur les frottis mais n'ont pas pu être quantifiés. Ce niveau pourrait correspondre à une réduction d'apport carbonaté au niveau de la terrasse sur le site de carottage, ou à un apport plus important de particules terrigènes par le courant des Antilles (Fig. 2-25). Cependant les faibles taux de sédimentation pendant cette période ne permettent pas de bien contraindre chronologiquement cet évènement.

De faibles taux de sédimentation sont mis en évidence sur les pentes supérieures des MIS 2 à 8, ce qui favorise la formation d'intraclastes et de petits cristaux de calcite. En considérant un taux de sédimentation constant, l'âge du réflecteur continu et de fortes amplitudes le plus ancien (~ 10 ms TWT de profondeur) a été estimé à ~ 4 Ma (Fig. 2-24B). **Le faciès lité observé sur les profils de sismique THR sur la pente supérieure entre les canyons illustre donc essentiellement des dépôts pliocènes. Les dépôts quaternaires ne sont que pelliculaires dans cette zone.**

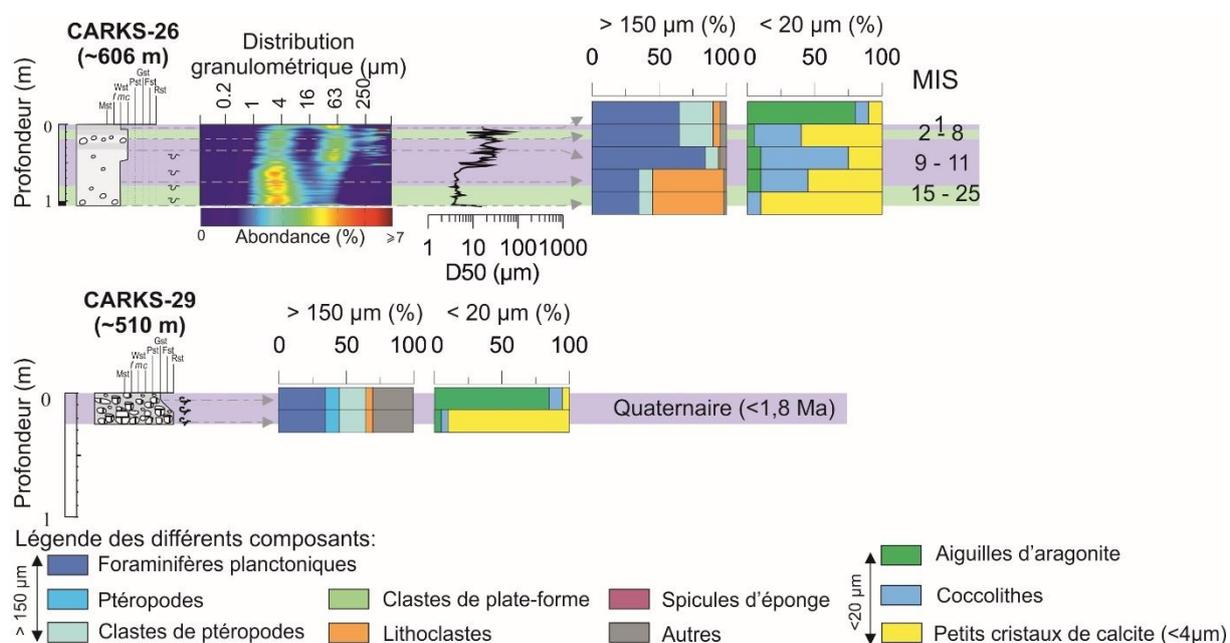


Figure 2-25: Synthèse de la lithologie des carottes CARKS-26 et CARKS-29 montrant la distribution granulométrique, et les pourcentages des composants principaux des fractions $> 150 \mu\text{m}$ et $< 20 \mu\text{m}$ ainsi que leur stratigraphie.

b) Description de la carotte CARKS-29

La carotte CARKS-29 ne pénètre que sur 29 cm le sommet d'un bloc situé sur la pente supérieure à 510 m de profondeur d'eau (Fig. 2-23 ; Fig. 2-24B). La présence de l'espèce *G. truncatulinoides* suggère que le sédiment est quaternaire, plus précisément du Calabrien à l'Holocène (< 1.8 Ma). L'ensemble de la carotte CARKS-29 correspond à du sédiment carbonaté de type *carbonate ooze* (Fig. 2-25). Le sédiment correspond à un faciès de type rudstone à gravier sableux. La fraction < 20 µm est dominée par les petits cristaux (< 4 µm) de calcite, les aiguilles d'aragonite et quelques coccolithes. La fraction > 150 µm est dominée par les foraminifères planctoniques (~50 %) associés à des bioclastes (~25 %), des clastes de ptéropodes (~25 %), des lithoclastes (<1 cm) et des nodules indurés. Les nodules indurés sont subarrondis à sub-anguleux et de taille centimétrique (1-7 cm). Ils sont principalement composés de foraminifères planctoniques et de ptéropodes.

La composition du rudstone ainsi que celle des nodules indiquent une très large majorité d'organismes de la colonne d'eau. **Les nodules comme le sédiment non induré sont donc très probablement en place. En effet, la faible récupération lors du carottage traduit très probablement l'état d'induration plus important du bloc sous-jacent. Les sédiments prélevés ne doivent correspondre qu'aux dépôts de boue de péri-plate-forme décantés sur le bloc déplacé.** La rareté des particules fines et des aiguilles d'aragonite, même à cette profondeur, peut s'expliquer par la diagenèse, pour les dépôts les plus indurés (abondance des petits cristaux de calcite). Il est également possible que cette faible abondance de particules issues de la plate-forme s'explique par la localisation du prélèvement sur un bloc, à plus de 5 m au-dessus du fond. Si ces particules fines transitent majoritairement par l'intermédiaire d'écoulements gravitaires à ces bathymétries, elles ne se déposent pas de façon homogène sur la pente supérieure mais en fonction de sa topographie. L'action du courant des Antilles peut également vanner ces particules.

c) Synthèse des processus sédimentaires sur la pente supérieure

Tournadour (2015) a supposé que des blocs détachés de l'*uppermost slope* ont glissé le long de la pente supérieure. La carotte CARKS-29 ne permet pas de confirmer cette hypothèse car elle ne pénètre pas le bloc mais uniquement les sédiments présents à sa surface, dont les composants proviennent essentiellement de la colonne d'eau. La présence de *sediment waves* en amont de la carotte CARKS-29 confirme que des écoulements turbulents se produisent au niveau de la pente supérieure, à des profondeurs supérieures à ~450 m (Fig. 2-23). En dessous de cette profondeur d'eau, l'absence de *sediment waves* suggère que la majorité des écoulements gravitaires doivent s'étendre latéralement le long de l'isobathe 450 m. Cette valeur est en accord avec la profondeur d'équilibre maximum ~450 m estimé lors de plongement d'eaux froides (Wilson et Roberts, 1992). Les rares particules fines issues de la plate-forme observées dans les faciès grossiers des dépôts couvrant ce bloc provient de la plate-forme. Elles se sont probablement déposées par décantation après avoir migré latéralement le long de l'isobathe ~450 m.

L'analyse sédimentaire de la carotte CARKS-26 suggère que la pente supérieure dans la zone d'interfluve ne représente pas une zone de stockage sédimentaire mais plutôt une zone de faible accumulation.

Au niveau de la pente supérieure, l'influence du courant des Antilles est probablement plus intense qu'au niveau des pentes moyennes et inférieures. Les vitesses les plus fortes du courant des Antilles ($\sim 0,25$ m/s) sont centrées à ~ 400 m de profondeur d'eau à l'est des Bahamas (Lee et al., 1990). Au nord des Bahamas, des mesures de vitesse ponctuelles du courant des Antilles indiquent des valeurs relativement plus élevées $\sim 0,5$ m/s à 230, 450 et 750 m de profondeur d'eau (Costin, 1968). Cependant, cette étude ne met pas en évidence des vitesses plus fortes à ~ 400 m de profondeur d'eau. Les vitesses semblent légèrement plus importantes à 400 m de profondeur qu'à 50 m de profondeur (Johns, 2011). Il est possible que le courant des Antilles « pirate » les particules issues des écoulements mésopycniaux.

Pendant les périodes d'inondation majeure, des aiguilles d'aragonite, provenant de la plate-forme vont se déposer (*e.g.* MIS 1 et MIS 11). Seules quelques aiguilles d'aragonite sont préservées pendant le MIS 11 par rapport au MIS 1. La pente supérieure est un environnement favorable à la formation de ciments subcristallins et de nodules centimétriques en raison de faibles taux de sédimentation. Les ciments subcristallins correspondent à la première étape de la diagenèse précoce qui est probablement permise grâce à la dissolution de sédiments aragonitiques tels que les aiguilles d'aragonite ou les clastes de ptéropodes. Si la diagenèse précoce agit pendant de longues périodes de temps (*e.g.* du MIS 8 au MIS 2, ~ 230 ka), des nodules partiellement voire totalement indurés vont se former au sein du sédiment. Ces nodules présentent la même composition que le sédiment typique de pente, c'est-à-dire de la boue de péri-plate-forme. Le faciès décrit dans la carotte CARKS-26 est un exemple de *nodular ooze*, où certains niveaux sédimentaires sont partiellement indurés.

Le changement de faciès entre une boue de péri-plate-forme non indurée à un faciès de *nodular ooze* correspond à la limite morphologique située à ~ 600 m de profondeur d'eau (Tournadour, 2015). Cette limite à ~ 600 m est interprétée comme un front diagénétique résultant d'un gradient de cimentation sous-marine induit par la quantité plus importante d'aiguilles d'aragonite par rapport à la calcite à proximité de la plate-forme (Heath et Mullins, 1984 ; Tournadour, 2015). Ce front diagénétique serait le facteur principal de la diminution de l'érosion régressive le long de la pente supérieure (Tournadour, 2015).

III.Synthèse des processus sédimentaires sur la pente nord du LBB au cours des derniers 424 ka

L'analyse des carottes sédimentaires a permis d'évaluer l'importance des différents processus sédimentaires agissant sur la pente nord du LBB au cours du temps : (1) les processus de transport *off-bank* des particules sédimentaires de plate-forme vers la pente nord du LBB, (2) les processus d'érosion intra-pente transportant du sable ou de la boue, (3) l'action du courant des Antilles (vannage des particules fines carbonatées et dépôts de particules terrigènes) et (4) les processus de diagenèse précoce.

III.1. Période actuelle (0-4,4 ka cal BP = ennoisement maximal de la plate-forme pendant le MIS 1)

III.1.1. Les sédiments de pente et de la plate-forme du LBB

A l'échelle de la pente nord-ouest du LBB, **le faciès sédimentaire dominant pendant les derniers 4,4 ka cal BP est le wackestone à boue silteuse associé à de forts taux de sédimentation (> 10 cm/ka, Fig. 2-26)**. Dans les zones en dépression, le faciès est partiellement ou intégralement de type wackestone boueux (*e.g.* CARKS-22 et CARKS-28). La pente inférieure est caractérisée par des taux de sédimentation faibles (≤ 1 cm/ka), avec cependant des valeurs plus fortes dans la zone de dépôt D1. La transition entre les canyons et les sillons distributaires ainsi que la majorité de la partie distale de la pente inférieure sont caractérisées par un wackestone à boue sableuse. Les sillons distributaires et quelques zones de dépôt de la pente inférieure sont caractérisés par des packstones ; cependant, il n'est pas possible d'affirmer que l'ensemble des sillons ait fonctionné au cours des derniers 4,4 ka cal BP.

Les échofaciès définis par Tournadour (2015) représentent la sédimentation récente correspondant dans la majorité des cas aux derniers 4,4 ka. Ainsi, les faciès sédimentaires ont été étendus jusqu'aux limites des échofaciès lorsque cela était possible (Fig. 2-27). Cette carte synthétique met en évidence l'importance des faciès boueux de type wackestone au niveau de la pente. Seule la **partie distale de l'uppermost slope** est présente dans nos données. Aucune carotte n'a été prélevée à ces faibles profondeurs, mais les données CHIRP suggèrent un **faciès de type wackestone** et des taux de sédimentation (>10 cm/ka) similaires à ceux de la carotte CARKS-18, située à l'ouest de la pente nord du LBB. Cette observation est en accord avec les profils sismiques réalisés dans l'*uppermost slope* en amont de la carotte CARKS-29 (Rankey et al., 2012). La **pente supérieure** est caractérisée par deux zones : une zone sans donnée (grisée) et une zone avec **des faibles taux de sédimentation** (<1 cm/ka). Les données sismiques CHIRP et d'imagerie de la zone grisée indiquent une surface indurée ce qui suggère l'absence de dépôts récents. La **pente moyenne présente les plus forts taux de sédimentation (> 10 cm/ka) et les sédiments sont de type wackestone. Ils se déposent préférentiellement au niveau du drift mais également au niveau des terrasses et des zones d'interfluve des anyons. La pente inférieure est caractérisée par des faibles taux de sédimentation qui s'expriment soit par l'absence de dépôt, soit par des packstones, ou des wackestones à boue sableuse. Les faciès packstones se situent principalement dans le prolongement des sillons distributaires et dans les zones de dépôt.**

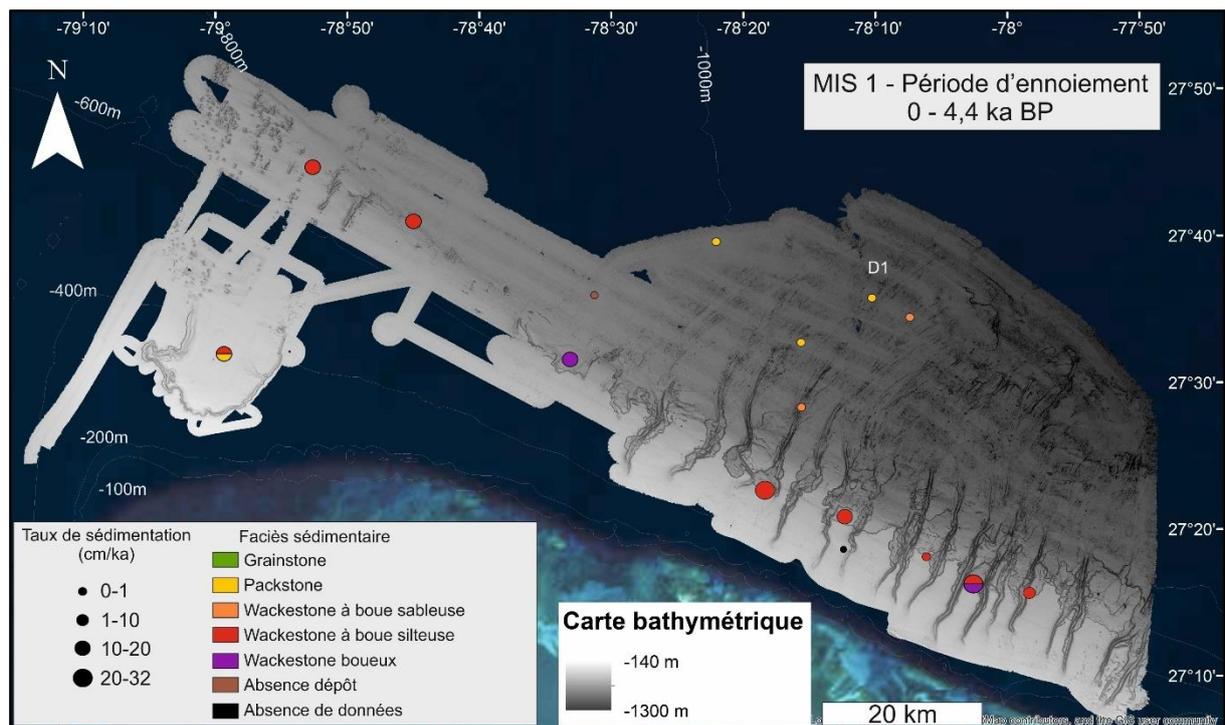


Figure 2-26: Synthèse des faciès sédimentaires et des taux de sédimentation par carotte pendant la période d'enneolement maximal de la plate-forme du MIS 1 (0-4,4 ka cal BP). La carte morpho-bathymétrique est issue du travail de thèse de Tournadour (2015).

Sur la plate-forme du LBB, les faciès les plus grossiers sont caractérisés par des grainstones présents sur les bordures de la plate-forme (Fig. 2-28 ; Enos, 1974). Deux types de grainstones sont présents : des grainstones composés de grains squelettiques et des grainstones à oolithes. Les grainstones à oolithes sont stabilisés par les algues marines dans la zone ouest du LBB. En revanche, aucun faciès de type grainstone n'est observé au niveau de la pente nord du LBB. Les particules sableuses qui peuvent provenir de la plate-forme (plaques d'*Halimeda*, foraminifères benthiques et pellets) ne sont exportées que jusqu'au niveau de l'*uppermost slope*, mais même dans ces dépôts aucun oolithe n'a été observé. Reeder et Rankey (2008, 2009) ont montré que **les oolithes restent piégés au niveau des deltas tidaux sur la plate-forme.**

Le faciès dominant sur la plate-forme du LBB est le packstone (Fig. 2-28 ; Enos, 1974). Ce faciès est dominé par des péloïdes ou par des grains squelettiques (Enos, 1974). Dans la baie d'*Abaco*, des pourcentages de boue carbonatée (<63 µm) allant de 30 à 70 % ont été calculés dans ces faciès de type packstone (Neumann et Land, 1975). En revanche, sur la pente nord du LBB, les packstones ne sont présents à l'actuel qu'au niveau de la pente inférieure et ne comprennent jamais plus de 30 % de boue carbonatée (<63 µm). Cette différence importante de teneur en boue carbonatée entre les packstones de pente et de plate-forme peut être expliquée par des différences dans les tailles des organismes composant les packstones. En effet, dans les environnements de pente, les organismes dominant les faciès packstone sont les foraminifères planctoniques, dont la majorité a une taille comprise entre 200 et 500 µm. Dans la baie d'*Abaco*, très peu d'informations sont données sur la taille des squelettes composant le sédiment de surface (Neumann et land, 1975). Cependant, les études réalisées au nord de la plate-forme du LBB et sur celle du GBB montrent que la majorité des grains squelettiques (*e.g.* clastes de corail, algues vertes calcaires, foraminifères benthiques, gastéropodes) présents dans la fraction sableuse (> 63 µm) ont une taille supérieure à 500 µm et peuvent atteindre 2 mm (Boardman et Neumann, 1984 ;

Boardman et Carney, 1991 ; Rankey et Reeder, 2010 ; 2011 ; Reeder et Rankey 2008 ; 2009). Ainsi dans les packstones de plate-forme, une quantité plus importante de particules fines est nécessaire entre les grains grossiers pour séparer les grains les uns des autres et ainsi correspondre à la définition d'un packstone.

Les faciès les plus fins observés sur la plate-forme du LBB sont les wackestones, présents dans les zones protégées par les îles des vents dominants (Fig. 2-28 ; Enos, 1974). Ils sont composés de péloïdes et de grains squelettiques pour la fraction grossière (Enos, 1974). Sur la pente nord-ouest du LBB, les faciès de type wackestone sont dominants à l'actuel. Ils sont présents préférentiellement sur l'*uppermost slope* et la pente moyenne. Ces wackestones sont composés d'organismes planctoniques, principalement des coccolithes, des foraminifères et des ptéropodes, associés à des particules de plate-forme, principalement des aiguilles d'aragonite. Les particules silteuses représentent également une forte proportion du sédiment mais la plupart des bioclastes ne sont pas identifiables, à l'exception des foraminifères benthiques et planctoniques et des clastes de ptéropodes. Ainsi, l'origine des particules dominantes reste difficile à déterminer mais nous suggérons qu'elles proviennent de la plate-forme en raison de leur présence systématiquement associée à celle des aiguilles d'aragonite (Cf. paragraphe III.1.1).

Les particules sableuses de la plate-forme (*e.g.* foraminifères benthiques, bryozoaires, plaques d'*Halimeda*) ne sont présentes qu'au niveau de l'*uppermost slope*, à l'ouest de la zone d'étude (CARGC-28). Il est également probable qu'une partie des plaques d'*Halimeda* provienne de la désintégration d'algues qui vivent au niveau de l'escarpement jusqu'à près de 150 m de profondeur (Grammer et Ginsburg, 1992 ; Freile et al., 1995).

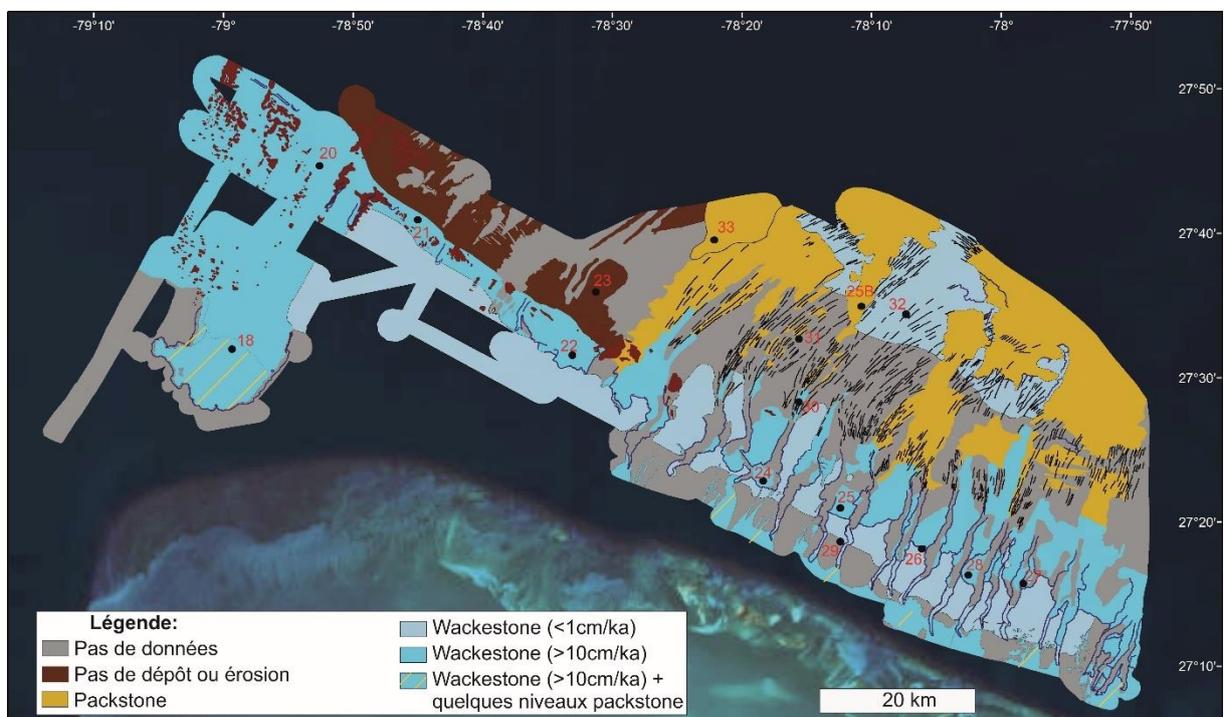


Figure 2-27: Synthèse des faciès sédimentaires en fonction des environnements morpho-sédimentaires définis par Tournadour (2015), pendant la période d'enneigement maximal du MIS 1 (0-4,4 ka cal BP).

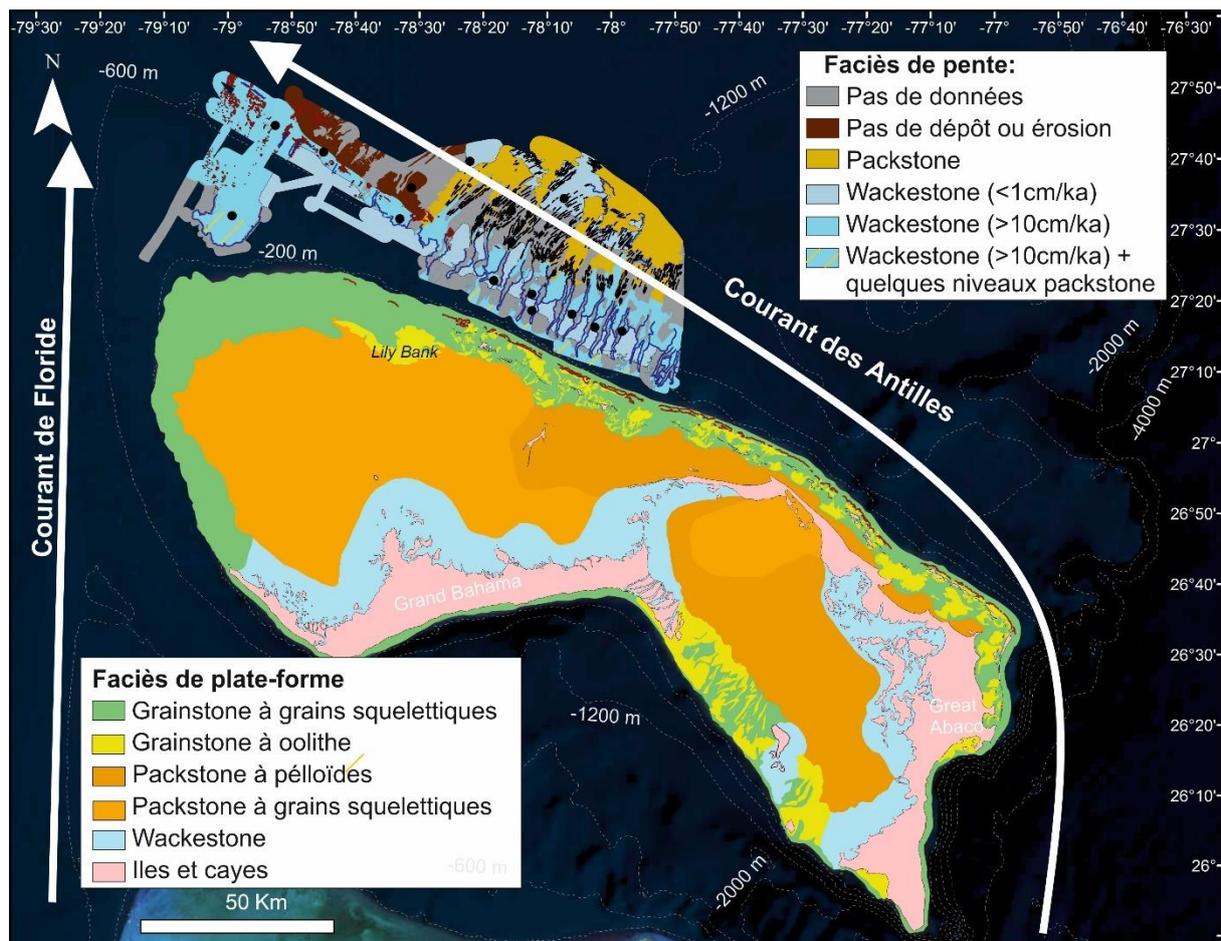


Figure 2-28: Cartographie des faciès de surface de la plate-forme du LBB (modifié d'après Tournadour, 2015 et Enos, 1974) associée à celle des faciès sédimentaires de la pente nord-ouest du LBB pendant la période d'enneigement maximal du MIS 1 (0-4,4 ka cal BP).

III.1.2. Production et exportation de la boue aragonitique (<63 μm)

Les particules silteuses, dont l'origine ne peut être déterminée par observation, sont principalement présentes lorsque les aiguilles d'aragonite sont abondantes, ce qui suggère une origine également en provenance de la plate-forme. Cette hypothèse est confortée par le fait que les particules silteuses représentent une forte proportion des particules issues de la désintégration des algues vertes calcaires vivant sur la plate-forme (Neumann et Land, 1975).

L'export de sédiment depuis la plate-forme concerne principalement la boue carbonatée (<63 μm) riche en aiguilles d'aragonite. Deux hypothèses majeures peuvent expliquer la formation de ces aiguilles d'aragonite : la précipitation (bio) chimique dans les eaux de surface de la plate-forme ou la désintégration des algues vertes calcaires (cf. Chapitre 1 de la partie A). Dans la baie d'Abaco, le fond marin est colonisé par des algues du genre *Thalassia* mais également par des algues vertes calcaires (Neumann et Land, 1975). Il a été estimé que la désintégration des algues vertes, en particulier *Penicillus*, pourrait produire entre 1,5 à 3 fois plus de boue carbonatée que la quantité actuelle stockée sur la plate-forme du LBB (Neumann et Land, 1975). Ces résultats renforcent l'idée que les algues vertes calcaires jouent un rôle important dans la production de boue carbonatée de plate-forme.

Cependant, cette hypothèse est controversée en raison des fortes teneurs en strontium des aiguilles d'aragonite présentes sur le fond marin qui suggèrent plutôt une précipitation chimique (Milliman, 1974 ; Milliman et al., 1993). Un autre argument concerne la morphologie des aiguilles d'aragonite qui s'apparentent plus à celles trouvées dans les panaches de *whiting* qu'à celles produites par désintégration (Macintyre et Reid, 1992). Au niveau de la pente nord-ouest du LBB, les aiguilles d'aragonite présentes ont une taille généralement $< 4 \mu\text{m}$, et des extrémités pointues comme celles trouvées dans les sédiments de surface des plates-formes bahamiennes (Macintyre et Reid, 1992). **Cette morphologie est également caractéristique des aiguilles prélevées dans les eaux de surface de plate-forme pendant les événements de *whiting* (Macintyre et Reid, 1992).**

La boue carbonatée de plate-forme est donc fortement exportée au niveau de la pente nord-ouest du LBB bien qu'elle soit abondante dans les zones les plus internes de la plate-forme du LBB (Fig. 2-28 ; Enos, 1974). Les courants de marée ne sont pas suffisamment forts sur les plates-formes des Bahamas pour exporter le sédiment *off-bank* (Hine et al., 1981b). Les seules vitesses de marée importantes ($> 1 \text{ m/s}$) sont enregistrées au niveau des chenaux tidaux mais au-delà de ces chenaux, les vitesses chutent rapidement ($< 0,25 \text{ m/s}$; Reeder et Rankey, 2008 ; 2009).

Les processus d'export nécessitent donc une remise en suspension des particules, ce qui suggère l'influence d'événements météorologiques comme l'arrivée des fronts froids ou des événements de forte énergie tels que les tempêtes ou les ouragans tropicaux (Hine et al., 1981b). Les **ouragans tropicaux** affectent les Bahamas avec une fréquence estimée entre 8 tous les 10 ans (Cry, 1965) et 3 tous les 4 ans (Shaklee, 1989). Au cours du dernier millénaire, on enregistre une augmentation de la fréquence des ouragans tropicaux entre 600 et 300 cal BP sur la plate-forme du LBB (van Hengstum et al., 2014). Leur direction est principalement nord/nord-ouest. Des décharges de sédiment ont été observées sous forme de panache turbide hypopycnal jusqu'à 6 jours après le passage de l'ouragan Irène en 2011 au niveau d'*Exuma Sound* (Jackson et al., 2015). **Ainsi, les ouragans tropicaux permettent un export local de sédiment depuis la plate-forme vers le bassin sur de courtes périodes de temps.**

Les tempêtes sont définies comme des périodes durant lesquelles les vents sont supérieurs à 10 m/s sur au moins 24h (Lind, 1969 ; Neumann et Land, 1975). Les journées de tempête représentent en moyenne 35 jours/an et favorisent l'export de sédiment principalement $< 63 \mu\text{m}$ (Neumann et Land, 1975). Les tempêtes pourraient permettre l'export de sédiment en grande quantité, jusqu'à 7 fois plus qu'en condition normale (Neumann et Land, 1975). **Les tempêtes tropicales sont plus fréquentes que les ouragans et sont supposées avoir un impact plus important sur l'export de sédiment (Neumann et Land, 1975).**

D'autres événements météorologiques peuvent favoriser la remise en suspension des particules fines de la plate-forme comme **l'arrivée de fronts froids**. La fréquence annuelle de ces fronts affectant la Floride, et potentiellement les Bahamas, est de l'ordre de 3 à 4 événements/an (Fernandez-Partagas et Mooers, 1975). Ces épisodes correspondent à des descentes d'air polaire continental vers le sud-est qui peuvent durer de 3 à 10 jours, entre octobre et avril (Fernandez-Partagas et Mooers, 1975). Le passage d'un front froid au-dessus des Bahamas se traduit par une forte diminution des températures des eaux de plate-forme, des vents particulièrement forts (12 à

15 m/s) et une forte évaporation (Wilson et Roberts, 1992 ; 1995 ; cf. Chapitre 2-Partie A). Durant ces épisodes, les eaux de plate-forme peuvent être 2 à 3 fois plus denses que les eaux de surface de l'océan déclenchant leur écoulement vers l'océan ouvert. Leur profondeur d'équilibre pourrait atteindre un maximum estimé entre 450 m et 700 m de profondeur d'eau en raison de cette plus forte densité (Wilson et Roberts, 1992 ; Wilber et al., 1993). Lorsque la profondeur d'équilibre **des courants de *cascading*** est moins importante que la profondeur de la base de la pente, alors les différents écoulements de densité se séparent et s'étendent latéralement le long de leur isopycne (Proni et al., 1975 ; Wilson et Roberts, 1992 ; 1995). Les aiguilles d'aragonite peuvent alors s'agréger avec les plaques de coccolithophores ou avec les particules pélagiques pour former des macro-agrégats (> 1 mm ; Pilskaln et al., 1989). Les particules silteuses sont probablement transportées avec les aiguilles d'aragonite en raison de leur faible densité. Les particules sableuses sont, quant à elles, trop denses et se déposent très rapidement au niveau de l'*uppermost slope*.

Au niveau de la pente nord des Bahamas, la majorité des écoulements devraient se séparer et s'étendre latéralement le long de l'isobathe à 450 m de profondeur d'eau. Dans la majorité des cas, les aiguilles d'aragonite et les particules silteuses vont préférentiellement se déposer au niveau de la pente moyenne. Les processus d'export de sédiment *off-bank* semblent présents sur les zones occidentales et orientales de la pente nord-ouest du LBB pendant les derniers 4400 ans cal BP au niveau de la pente moyenne. Il est toutefois possible que les écoulements, issus des fronts froids les plus intenses, puissent déposer au niveau de la pente inférieure à près de 50 km de la plate-forme (Heath et Mullins, 1984). **Les sédiments au sein de toutes les carottes situées dans la pente moyenne sont caractérisés par une répartition granulométrique avec 2 modes dominants (~3 et ~40 µm) dont les limites sont peu marquées. Cette répartition granulométrique est caractéristique des processus de *off-bank* et des périodes d'enneigement maximal.**

III.1.3. Comparaison est-ouest de la pente nord du LBB

La pente nord-ouest du LBB présente des morphologies différentes entre la zone occidentale et la zone orientale (Tableau 2-1, Tournadour, 2015). Les taux de sédimentation les plus forts ne sont pas observés au niveau de la zone occidentale mais au niveau de la zone proximale du canyon n°4 (27 cm/ka). Globalement, les taux de sédimentation entre les carottes à l'ouest et à l'est au sein de la pente moyenne ne sont pas différents. Par contre, la limite entre la pente moyenne et la pente inférieure est différente dans la zone ouest, où elle est située à près de 50 km du rebord de plate-forme (800 m de profondeur d'eau), par rapport à la zone est où elle est située à près de 25 km (1000 m de profondeur d'eau). La pente de la zone occidentale est deux fois plus étendue que celle de la zone orientale et a été interprétée comme un système progradant (Tournadour, 2015). La pente moyenne de la zone orientale est entaillée par des canyons sous-marins se poursuivant par des sillons distributaires. Les faciès de type packstone ne sont présents qu'au niveau des pentes moyenne et inférieure de la zone orientale au cours des derniers 4400 ans cal BP.

La plate-forme du LBB est peu profonde, en moyenne -6 m, mais elle s'approfondit jusqu'à -16 m vers le nord-ouest (Hine et Neumann, 1977). Dans cette zone plus profonde, les dépôts sont absents sur au moins 3,5 km et seuls quelques récifs se développent (Hine et Neumann, 1977). Un plateau, beaucoup plus profond que les marges environnantes, se développe de -20 à -40 m sur 4 km de large (Hine et Neumann, 1977). Cette marge est considérée comme exposée aux vents dominants malgré sa position intermédiaire avec une partie sous le vent (Hine et Neumann, 1977). L'absence de barrière récifale au niveau de la bordure nord-ouest du LBB facilite l'export *off-bank* de boue carbonatée vers la pente nord-ouest du LBB.

Tableau 2-1 : Différences morphologiques entre les différentes subdivisions de la pente (Tournadour, 2015).

Domaine	Bathymétrie	Caractéristiques
<i>Uppermost slope</i>	Rebord de plate-forme à 300 m	<ul style="list-style-type: none"> • Forte inclinaison (25-50°) • 200-300 m : prisme de boue de péri-plate-forme non induré (Holocène ?)
Pente supérieure	300-600 m	<ul style="list-style-type: none"> • Faible inclinaison (< 1,5°) • Gradient de cimentation (<i>hardground</i> à <i>nodular ooze</i> vers 500 m) • Sillons reliant le prisme aux zones proximales des canyons • Enracinement des zones en amphithéâtres des canyons (~550-600 m de profondeur d'eau)
Pente moyenne	650-800 m (ouest) 650-1000 m (est)	<ul style="list-style-type: none"> • Cicatrices d'arrachement, canyons et terrasses
Pente inférieure	1000-1300 m (est)	<ul style="list-style-type: none"> • Gradient de cimentation (<i>hardground</i> à <i>nodular ooze</i> vers 1100 m) • Sillons distributaires et zones de dépôts confinées

La marge orientale de la zone d'étude est caractérisée par une barrière récifale discontinue et parallèle à la bordure de la plate-forme associée avec la chaîne d'îlots *Abaco chain islands* située à quelques kilomètres (< 5 km) au sud de la barrière récifale (Hine et Neumann, 1977). La barrière récifale se développe sur cette bordure car elle est exposée aux vents dominants (Hine et Neumann, 1977 ; 1981b). L'export *off-bank* de boue carbonatée transite au niveau des chenaux tidaux sur la plate-forme (Reeder et Rankey, 2008 ; 2009). Dans cette zone, l'*uppermost slope* est caractérisée par plusieurs terrasses et escarpements (Mulder et al., soumis). La partie inférieure de l'*uppermost slope* indique la présence d'un corps sédimentaire (prisme) probablement holocène pouvant atteindre jusqu'à 35 m d'épaisseur (Rankey et Doolittle 2012; Mulder et al., soumis). La zone proximale du canyon n°4 correspond à la zone où ce corps sédimentaire a la plus grande extension : il est présent jusqu'à la limite entre les pentes supérieure et moyenne, soit à ~600 m de profondeur d'eau.

III.1.4. Influence du courant des Antilles

Le courant des Antilles s'écoule vers le nord à l'est des Bahamas (Rowe et al., 2015), où il est décrit comme un courant de surface dont les vitesses les plus fortes sont enregistrées vers 400 m de profondeur d'eau (Lee et al., 1990). Au nord du LBB, ce courant dévie vers le nord-ouest et les données de vitesse de courant les plus complètes indiquent des valeurs plus importantes vers 400 m qu'à 50 m de profondeur d'eau (Johns, 2011). Des mesures de vitesses ponctuelles du courant des Antilles indiquent des valeurs $> 0,2$ m/s qui peuvent atteindre 0,8 m/s entre 250 et 750 m de profondeur d'eau (Costin, 1968 ; Johns, 2011). Il semble que le courant des Antilles ne soit pas un écoulement permanent mais présente un régime tourbillonnaire le long de l'archipel des Bahamas (Gallagher, 1968 ; Ingham, 1974 ; Gunn et Watt, 1982 ; Lee et al, 1996).

Pendant, la mission océanographique CARAMBAR, les 6 profils de vitesses des ondes « p » dans l'eau montrent la présence de deux masses d'eau : la première localisée entre 0 et 150 m de profondeur d'eau et la seconde entre 150 et au moins 1000 m de profondeur d'eau (Chabaud et al., 2016 ; Cf. Chapitre 1 - Partie C). Le courant des Antilles correspond à la masse d'eau la plus profonde qui s'étendrait jusqu'à 1000 m de profondeur d'eau.

De plus l'analyse des données bathymétriques couplées aux données d'imagerie a mis en évidence des structures linéaires orientées SE-NW ($N300^\circ$ à $N270^\circ$; Tournadour, 2015), cohérentes avec une action érosive du courant des Antilles en dessous de 1000 m de profondeur d'eau.

L'analyse des carottes sédimentaires suggère aussi une influence du courant dans les dépôts sédimentaires. L'apport de particules terrigènes plus importantes au sein des dépressions telles que les têtes de canyon et le remplissage des cicatrices de glissements indique la présence du courant au niveau de la pente moyenne, principalement entre 650 et 800 m de profondeur d'eau. A plus forte profondeur (> 650 m), les dépôts sont réduits probablement en raison de l'éloignement de la plate-forme et de l'érosion par les courants de fond. Seules les zones en dépression (zone D1) et la zone du drift sont alimentées par des sédiments dont une partie (*e.g.* ptéropodes) est apportée par les courants de fond. Ainsi, **le courant des Antilles remobilise les particules sédimentaires dans la partie orientale de la pente nord du LBB et favorise les dépôts sur la pente occidentale de la pente nord-ouest du LBB.**

Les faibles taux de sédimentation au niveau de la pente supérieure (300-600 m de profondeur d'eau) pourraient être liés au vannage des particules fines par le courant des Antilles, dont les vitesses sont de l'ordre de 0,3 à 0,4 cm/s (Johns, 2011). Les faibles vitesses de courant pourraient expliquer l'absence de figure d'érosion au niveau de la pente supérieure.

III.1.5. Comparaison avec les autres périodes d'enneigement maximal de la plate-forme : MIS 5e et début du MIS 11

Il est important de noter que le nombre d'enregistrements sédimentaires disponibles diminue pour ces périodes plus anciennes. Ainsi sur les 16 sites de carottages réalisés, l'information sédimentaire n'est connue que pour 10 sites pendant le MIS 5e et pour 6 sites pendant la première partie du MIS 11.

Les faciès sédimentaires et les taux de sédimentation observés pendant le MIS 5e (115-130 ka) sont très similaires à ceux observés pendant la période d'inondation du MIS 1 (Fig. 2-6, 2-7B, 2-13B, 2-14, 2-21, 2-22 et 2-25 ; Cf. Chapitre 1 - Partie C ; Annexe 3E). La différence majeure concerne le faciès sédimentaire remplissant la zone de dépôt distale D1 caractérisé par un wackestone sableux pendant le MIS 5e, et par un packstone pendant les derniers 4,4 ka cal BP. Ces différences de faciès s'expliquent par des apports de particules fines plus importants pendant le MIS 5e au niveau des zones de dépôt distales. Pendant le MIS 5e, le niveau marin était ~20 m plus haut que l'actuel (Siddall et al., 2003 ; Miller et al., 2011). Cette hausse du niveau marin permet une inondation quasi-totale de la plate-forme du LBB, qui est associée avec un export *off-bank* et un transit dans les canyons et les sillons distributaires plus importants.

Les taux de sédimentation calculés pendant la première partie du MIS 11 (409-424 ka) sont très similaires à ceux calculés pendant la période d'inondation du MIS 1 (Annexe 3L). Cependant, les faciès sont globalement plus boueux au niveau de la pente moyenne pendant la première partie du MIS 11 et indiquent soit un faciès de type wackestone boueux, soit un mélange entre du wackestone boueux et du wackestone à boue silteuse. Pendant la première partie du MIS 11, le maximum de niveau marin était ~10 m plus haut que l'actuel (Miller et al., 2011). Cette hausse du niveau marin permet une inondation plus importante de la plate-forme du LBB, qui est associée avec un export *off-bank* plus important tout le long de la pente moyenne et sur une partie des pentes supérieure et inférieure.

III.2. Processus et source sédimentaires pendant les périodes interglaciaires sans enneigement majeur de la plate-forme

Les périodes interglaciaires sans enneigement majeur de la plate-forme post MBE comprennent la première partie du MIS 1 (4,4-14 ka cal BP), le MIS 5a-d (71-115 ka BP), le MIS 7 (191-243 ka BP), le MIS 9 (300-337 ka BP) et la dernière partie du MIS 11 (409-424 ka BP). Pendant la première partie du MIS 1, les 16 sites de carottage permettent de déterminer les faciès sédimentaires et les taux de sédimentation. Par contre, l'information sédimentaire n'est connue que pour 13 sites pendant le MIS 5a-d, pour 9 sites pendant le MIS 7, 8 sites pendant le MIS 9 et 7 sites pendant la dernière partie du MIS 11.

Pendant la première partie du MIS 1 (4,4-14 ka cal BP), les taux de sédimentation présentent des valeurs plus faibles d'un facteur 10 que pendant la période d'inondation du MIS 1 sur la pente moyenne (Figs. 2-29, Fig. 2-6, 2-7, 2-12, 2-13, 2-14, 2-20, 2-21, 2-22 et 2-25 ; Cf. Chapitre 1 - Partie C ; Annexe 3B). De plus, les faciès sédimentaires sont relativement plus grossiers sur la pente supérieure dans le remplissage des cicatrices d'arrachement. Les faciès sédimentaires et les taux de sédimentation sur la pente inférieure sont similaires à ceux mis en évidence durant les

périodes d'enneigement maximal. Ils correspondent alors à des packstones ou des wackestones à boue sableuse.

Pendant les périodes des MIS 7, 9 et la dernière partie du MIS 11, les taux de sédimentation et les faciès sédimentaires sont similaires à ceux de la première partie du MIS 1 (Figs. 2-6, 2-7, 2-14, 2-21, 2-22 et 2-25 ; Cf. Chapitre 1 - Partie C ; Annexes 3G, 3I et 3K). On peut en conclure que les périodes interglaciaires sans enneigement majeur de la plate-forme sont sous l'influence des mêmes processus de dépôt.

Pendant le MIS 5a-d (71-115 ka BP), la plupart des faciès sédimentaires et des taux de sédimentation indiquent les mêmes caractéristiques que pendant la première partie du MIS 1. Des taux de sédimentation importants associés à des faciès de type wackestone à boue silteuse sont présents dans les remplissages de la zone proximale du canyon n°4 et dans la zone d'interfluve située entre les canyons n°6 et 7 (Figs. 2-6, 2-7, 2-12, 2-13B, 2-14, 2-20, 2-21, 2-22 et 2-25 ; Cf. Chapitre 1 - Partie C ; Annexe 3D). Ces observations mettent en évidence des apports importants bien que le niveau marin ne permette pas d'inonder la plate-forme. De plus, au sein du remplissage de la cicatrice d'arrachement et dans son prolongement, les faciès sédimentaires sont relativement grossiers et caractérisés par un mélange de wackestone à boue silteuse et de packstone associé à de forts taux de sédimentation. Ces observations mettent en évidence un événement gravitaire remaniant les sédiments intra-pente qui se déposent sur les pentes moyenne et inférieure.

Pendant les périodes interglaciaires sans enneigement majeur de la plate-forme, les processus d'export de sédiments depuis les marges de la plate-forme vers le bassin sont réduits (diminution importante du nombre d'aiguilles d'aragonite et de silts). La production carbonatée de type plate-forme reste toutefois possible sur une surface réduite, dans la zone photique au niveau de l'*uppermost slope*. Les forts taux de sédimentation observés pendant le MIS 5a-d au niveau des zones proximales de canyon et des zones d'interfluves pourraient être expliqués par la présence d'une terrasse suffisamment large pour permettre la production carbonatée, comme cela est observé au niveau du drift du LBB.

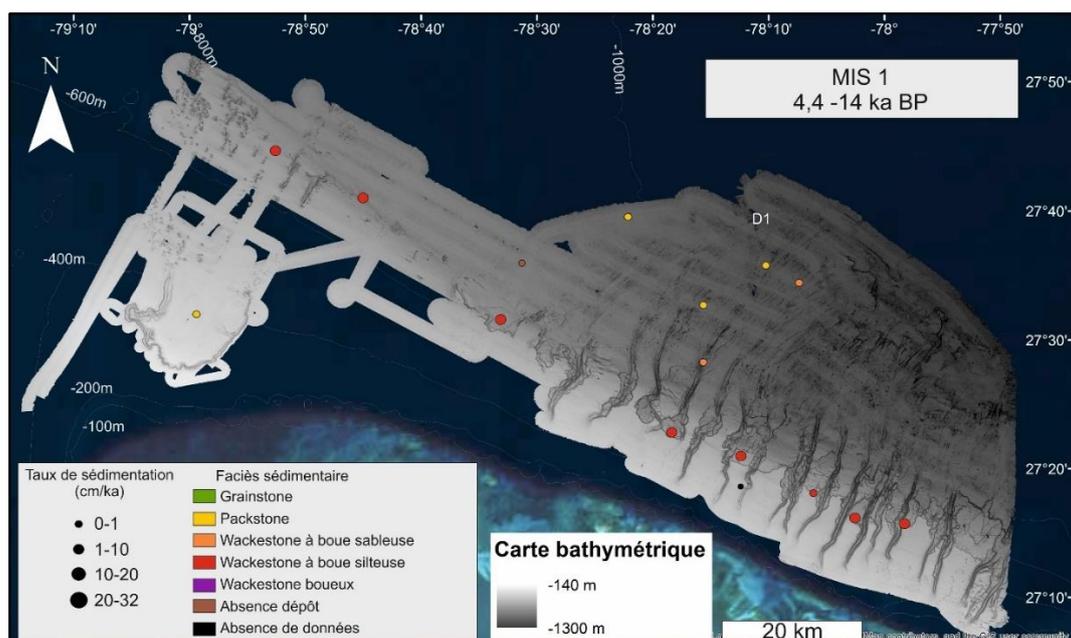


Figure 2-29: Synthèse des faciès sédimentaires et des taux de sédimentation par carotte pendant la première partie du MIS 1 (4,4-14 ka cal BP). La carte morpho-bathymétrique est issue du travail de thèse de Tournadour (2015).

III.3. Processus et source sédimentaires pendant les terminaisons post MBE

La terminaison I correspond à la transition entre le MIS 2 et le MIS 1, entre 12 et 8,5 ka cal BP. Dans les carottes présentes sur la pente moyenne (CARKS-22, 24, 25, 27 et 28), entre 600 et 700 m de profondeur, **la terminaison I est caractérisée par une séquence contouritique** de faible épaisseur (~50 cm, Cf. Chapitre 1 - Partie C ; Figs. 2-7, 2-12, 2-20, 2-21 et 2-22). La distribution granulométrique montre un mode dominant à ~56 µm associé à un mode à ~3 µm. Les clastes de ptéropodes dominent dans la fraction > 150 µm. Ils sont probablement transportés par les courants et déposés préférentiellement dans les zones en dépression. Des petits cristaux de calcite sont dominants dans la fraction < 20 µm. Ils sont interprétés comme de la calcite détritique, en raison de l'absence de boue indurée collée sur les parois des foraminifères planctoniques. Ils sont donc issus de la désintégration de bioclastes carbonatés et transportés jusque dans les zones en dépression.

La **terminaison II**, très rapide, correspond à la transition entre le MIS 6 et le MIS 5, vers 130-140 ka BP. Celle-ci n'est pas marquée par des dépôts particuliers. Elle se caractérise par le passage progressif de faciès fins (wackestone boueux) du MIS 6 aux faciès plus grossiers du MIS 5e (wackestone à boue silteuse à wackestone sableux).

La **terminaison III** correspond à la transition entre le MIS 8 et le MIS 7, vers 243 ka BP. Dans les carottes situées à l'ouest de la zone d'étude (CARKS-20, 21, et 22, 700-800 m), elle est **caractérisée par des dépôts sédimentaires riches en argiles et en particules terrigènes** sur une dizaine de centimètres. Ces dépôts riches en argiles peuvent être expliqués par une augmentation des apports de particules terrigènes, une diminution des apports et/ou de la production carbonatée de la plate-forme, ou une diminution de la vitesse du courant des Antilles. On sait que lors du MIS 8 et jusqu'à ce que les marges de la plate-forme soient ennoyées, la production carbonatée peu profonde était réduite. De plus, les apports de particules terrigènes par le vent ou par le courant des Antilles étaient moindres que pendant la période glaciaire précédente (MIS 8 ; Eaton, 1986 ; Boardman et al., 1995 ; Grousset et al., 1998). La présence de ce niveau riche en argiles peut donc être expliquée par **un ralentissement ou une diminution de l'intensité du courant et/ou sa migration verticale vers une bathymétrie moins importante**, en lien avec la remontée du niveau marin relatif. Dans les deux cas, cela favorise le dépôt des particules transportées par le courant des Antilles.

La **terminaison IV** correspond à la transition entre le MIS 10 et le MIS 9. Comme la terminaison II, elle n'est pas marquée dans l'enregistrement sédimentaire disponible.

La **terminaison V ou MBE**, correspond à la transition entre le MIS 12 et le MIS 11. Comme le MIS 11 est considéré comme l'analogue du MIS 1 en raison de la similitude des paramètres astronomiques, la terminaison V est considérée comme l'analogue de la terminaison I. Trop peu de carottes atteignent cette période donc il est difficile de conclure mais **une séquence contouritique** est observée dans la carotte CARKS-21, comme pour la terminaison I.

Les dépôts des terminaisons glaciaires enregistrent les processus sédimentaires lors de la remontée du niveau marin relatif. En comparant l'ensemble des carottes de la pente nord-ouest du LBB, on peut en conclure que c'est l'influence du courant des Antilles qui est prédominante pendant ces événements climatiques. Les terminaisons I et V ne sont pas marquées par des faciès particuliers, mais enregistrent des séquences contouritiques entre 600 et 800 m de bathymétrie sur toute la zone et la terminaison III se caractérise par des dépôts argileux entre 700 et 800 m de bathymétrie dans la partie la plus occidentale de la zone. La zone où les vitesses du courant des Antilles sont les plus fortes (coeur) a donc occupé des profondeurs différentes selon les terminaisons glaciaires et son intensité a pu varier.

III.4. Processus et source sédimentaires pendant les périodes glaciaires

III.4.1. La dernière période glaciaire (MIS 2-4)

Pendant la dernière période glaciaire, les sédiments sont globalement plus grossiers avec des taux de sédimentation plus faibles d'un facteur 10 par rapport à la période d'ennoiement actuelle (Fig. 2-30). Sur la pente supérieure, le sédiment correspond à des sédiments plus grossiers qu'en période interglaciaire caractérisés par du wackestone à boue sableuse à l'est de la zone d'étude et du grainstone à l'ouest de la zone d'étude. **Ce sédiment de type grainstone est caractérisé par la lithification partielle du sédiment à la surface du fond marin.** Pendant la dernière période glaciaire, les apports carbonatés sont réduits en raison de l'exondation de la plate-forme et de ses marges. Ainsi la production carbonatée dominante correspond à la production pélagique.

Le courant des Antilles est un courant de surface qui pourrait être renforcé pendant les périodes glaciaires, comme cela se produit pour le courant de surface dans le détroit de Floride (Brunner, 1975). Des vitesses importantes du courant des Antilles permettent le vannage des particules fines. La lithification partielle des dépôts glaciaires est le résultat d'une plus grande porosité qui favorise les circulations des eaux interstitielles du sédiment (Bathurst, 1975).

Sur la pente moyenne, les taux de sédimentation sont également plus faibles d'un facteur 10 par rapport aux périodes interglaciaires. Les dépôts sédimentaires sont globalement plus grossiers avec des faciès de types wackestone à boue silteuse et wackestone à boue sableuse. La présence d'aiguilles d'aragonite **suggère des processus de transport issus de l'*uppermost slope*** actifs pendant la dernière période glaciaire. Il est suggéré que le prisme sédimentaire se construit au niveau de l'*uppermost slope* en période d'inondation majeure, telle que pendant le MIS 5e. Puis pendant les périodes de bas niveau marin qui suivent (MIS 5 a à d, MIS 2-4), la purge partielle de ce prisme va remobiliser les aiguilles d'aragonite et une partie des silts.

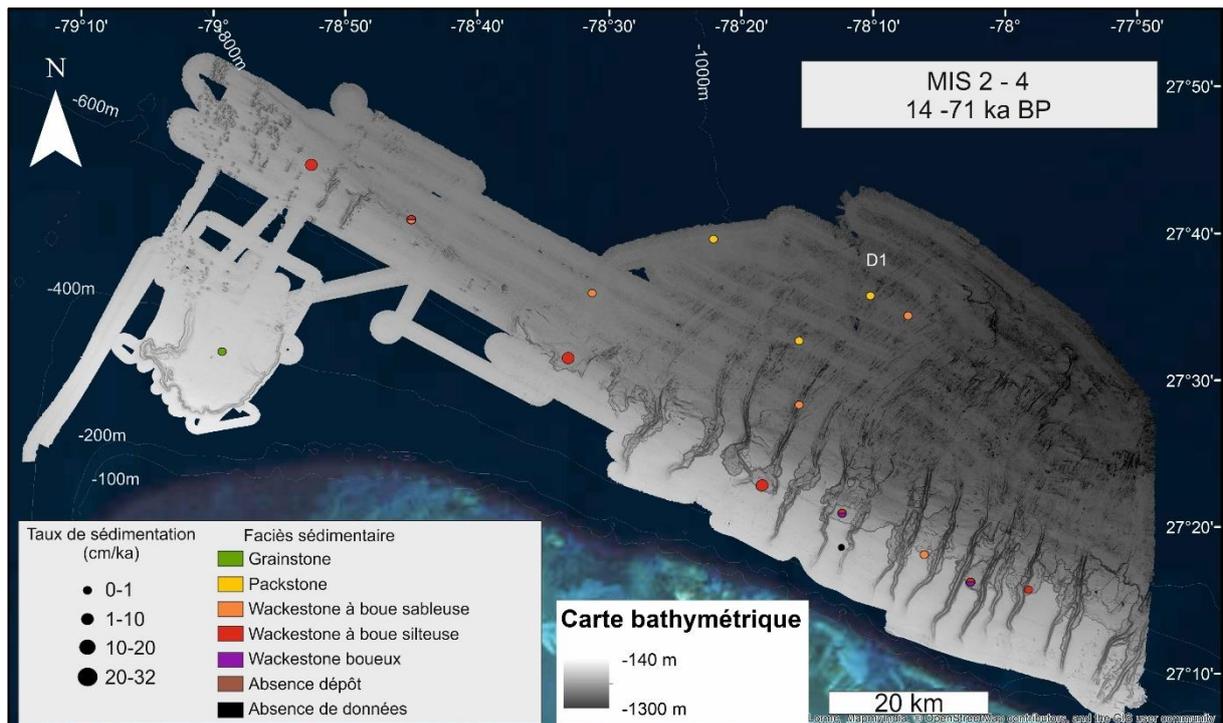


Figure 2-30: Synthèse des faciès sédimentaires et des taux de sédimentation par carotte pendant les MIS 2-4 (14-71 ka cal BP). La carte mopho-bathymétrique est issue du travail de thèse de Tournadour (2015).

Dans le même temps, le vannage des particules fines par le courant des Antilles va former des **séquences contouritiques au niveau du drift du LBB**, c'est-à-dire uniquement à des profondeurs d'eau comprises entre 700 et 800 m. **Le cœur du courant des Antilles est donc plus profond d'une centaine de mètres par rapport aux terminaisons glaciaires**, où les séquences contouritiques se trouvaient entre 600 et 700 m de profondeur d'eau.

Les sédiments de **la pente inférieure** sont caractérisés par des faciès de types packstone à wackestone à boue sableuse, similaires aux dépôts des périodes d'inondation du MIS 1, ce qui suggère que les apports sédimentaires de la plate-forme y sont faibles quelle que soit la période de temps considérée. Néanmoins, la sédimentation reste continue dans le temps. Cela confirme que **la sédimentation est contrôlée principalement par le courant des Antilles et par des processus de remobilisation sédimentaire intra-pente au cours des MIS 4 à 2.**

III.4.2. Comparaison avec les périodes glaciaires précédentes

Pendant les **périodes glaciaires des MIS 6, MIS 8 et MIS 10**, les **taux de sédimentation sont du même ordre de grandeur que pendant la dernière période glaciaire** (Cf. Chapitre 1 - Partie C ; Figs. 2-20, 2-21 et 2-22 ; Annexes 3F, 3H et 3J). En revanche, des différences entre les faciès sédimentaires sont observables. En effet, les dépressions telles que les cicatrices de glissement et les zones des terrasses sont dominées par des wackestones boueux en particulier pendant le MIS 6 et le MIS 10 et dans une moindre proportion pendant le MIS 8. **Ces fortes proportions de particules fines sont dues à une abondance des coccolithes et des particules terrigènes.** Ces particules terrigènes peuvent être apportées par les courants océaniques et les vents (poussières africaines ; Eaton, 1986 ; Boardman et al., 1995). En effet, les poussières sahariennes sont préférentiellement apportées pendant les périodes glaciaires en raison d'une aridité plus importante en Afrique (Grousset et al. 1998).

De plus, le niveau marin pendant le MIS 2-4 était particulièrement bas (-120 m, Siddall et al., 2003 ; Miller et al., 2011) et pourrait être associé avec un courant plus fort que ceux des autres périodes glaciaires post-MBE (MIS 6, 8 et 10). Des courants plus forts permettraient un vannage plus efficace des particules fines et/ou de déposer des particules plus grossières (*e.g.* foraminifères planctoniques), ce qui pourrait expliquer le faciès sédimentaire plus grossier pendant le MIS 2-4.

Les périodes interglaciaires MIS 7 et MIS 9, précèdent respectivement les périodes glaciaires des MIS 6 et MIS 8, et ne sont pas caractérisées par des périodes d'enneigement majeur de la plate-forme (Cf. Chapitre 1 - Partie C ; Siddall et al., 2003 ; Miller et al., 2011). Ainsi, il est peu probable qu'un prisme sédimentaire de taille significative ait pu se former au niveau de l'*uppermost slope* pendant ces périodes interglaciaires. En conséquence, la remobilisation des particules sédimentaires du prisme sédimentaire de haut niveau marin par le courant des Antilles pendant les MIS 6 et MIS 8 est fortement réduite voire absente.

A l'inverse la période glaciaire du MIS 10 est précédée d'une période interglaciaire caractérisée par un enneigement majeur de la plate-forme pendant une durée de ~12 ka (Cf. Chapitre 1 - Partie C ; Siddall et al., 2003 ; Miller et al., 2011). Ainsi, si la sédimentation en période glaciaire est dépendante de la durée d'enneigement de la plate-forme, la sédimentation se déposant pendant le MIS 10 devrait être similaire à celle du MIS 2-4. Or, la sédimentation s'apparente à celle observée pendant les MIS 6 et 8. Cette observation peut s'expliquer par le fait que la période de non enneigement du MIS 11, qui suit la période d'enneigement, est particulièrement longue (~65 ka) par rapport au MIS 5a-d (44 ka, Siddall et al., 2003 ; Miller et al., 2011). Il est donc probable que les sédiments du prisme sédimentaire, formés pendant la période d'enneigement du MIS 11, aient été vidangés pendant la longue période de non enneigement du MIS 11. Ainsi, pendant le MIS 10, les apports sont principalement liés à la décantation de la colonne d'eau et sont dominés par les coccolithes.

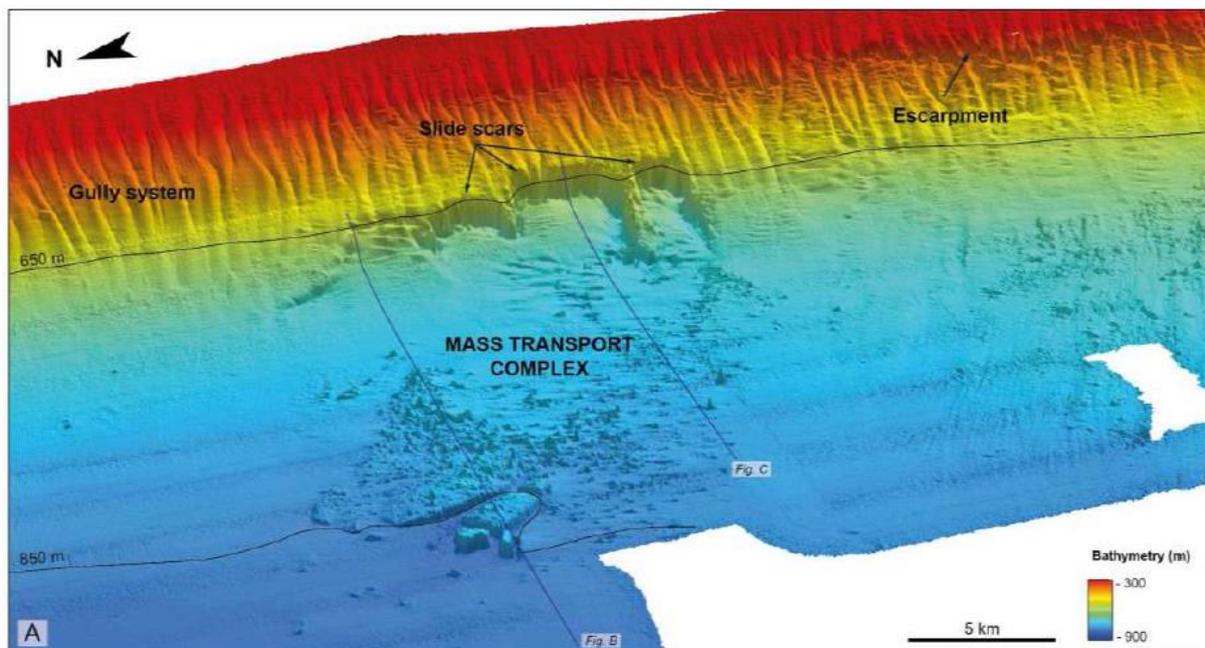
Il est cependant important de noter que sur le drift du LBB, entre 700 et 800 m de profondeur d'eau, toutes les périodes glaciaires se caractérisent par des séquences contouritiques, et aucune différence entre les MIS 2-4 et les autres périodes glaciaires n'est observée.

A l'échelle de la pente nord du LBB, la majorité des grandes structures comme les cicatrices d'arrachement, les canyons et les zones en dépression sont héritées des périodes de chute majeure du niveau marin, notamment au Pliocène (Tournadour, 2015 ; Tournadour et al., 2015). Les sillons distributaires situés aux débouchés des canyons sont probablement les reliques de la fin de ces grandes périodes d'érosion. Ainsi, les structures allongées (S.1) en amont des canyons et les traces d'érosion E-W du courant des Antilles sont plus récentes (Pléistocène). **Ainsi, les processus sédimentaires quaternaires sont conditionnés par l'héritage plio-pléistocène.** Cette étude a montré que :

- les **processus de transport *off-bank*** des particules sédimentaires produites sur la plate-forme sont prédominants pendant les périodes d'inondation de cette dernière. Le transfert vers la pente nord-ouest du LBB est favorisé lors de phénomènes météorologiques tels que le passage de tempêtes et d'ouragans et lors de la descente de fronts froids qui déclenchent le processus de *density cascading*. Les sédiments préférentiellement exportés depuis la plate-forme sont les aiguilles d'aragonite et les silts fins à moyens, qui se déposent essentiellement au niveau de l'*uppermost slope* et de la pente moyenne ;
- les **processus d'érosion intra-pente** transportant du sable ou de la boue sont prépondérants pendant les périodes de bas niveau marin au niveau des terrasses des canyons sur la pente moyenne. Ces processus d'érosion intra-pente sont également présents au niveau des sillons distributaires et de la pente inférieure pendant les périodes glaciaires et interglaciaires. A ce moment là, les dépôts mis en place sur l'*uppermost slope*, lors des hauts niveaux marins, sont totalement ou en partie purgés.
- le **courant des Antilles** (vannage des particules fines carbonatées et dépôts de particules argileuses terrigènes) est actif en période interglaciaire et entraîne la remobilisation des particules sédimentaires de l'est vers l'ouest. En revanche, ses effets sur la sédimentation sont prépondérants en périodes glaciaires, avec le développement de séquences contouritiques au niveau de la pente moyenne, et la lithification partielle du sédiment au niveau de la pente supérieure (diagenèse précoce) ;
- les **processus de diagenèse précoce** agissent préférentiellement et de manière généralisée dans les zones de faibles dépôts sédimentaires en particulier sur la pente inférieure ou sur la pente supérieure mais dans ce dernier cas, uniquement en période glaciaire. Dans ces environnements, la diagenèse précoce s'exprime par la formation de petits ciments subcristallins, de nodules indurés ou par des dépôts de *hardground*.

CHAPITRE 3. Processus sédimentaires sur une pente sous le vent (pente ouest du GBB)

Illustration du complexe MTC et des ravines à partir de la carte bathymétrique 3D (Principaud, 2015).



Dans ce chapitre, nous nous concentrerons sur les carottes situées sur la pente ouest du GBB, (Fig. 3-1). Dix-sept carottes (CARKS-01, CARKS-02, CARKS-03, CARKS-04, CARKS-05, CARKS-06, CARKS-07, CARKS-08, CARKS-09, CARKS-10, CARKS-11, CARKS-12, CARKS-13, CARKS-14, CARKS-15, CARKS-16 et CARKS-17) ont été prélevées lors de la mission CARAMBAR (2010). Les carottes CARKS-15 et CARKS-16 ont été étudiées par Rani Sianipar dans le cadre de son projet de recherche de master 2 et ne font pas partie du set de carottes présentées dans ce chapitre.

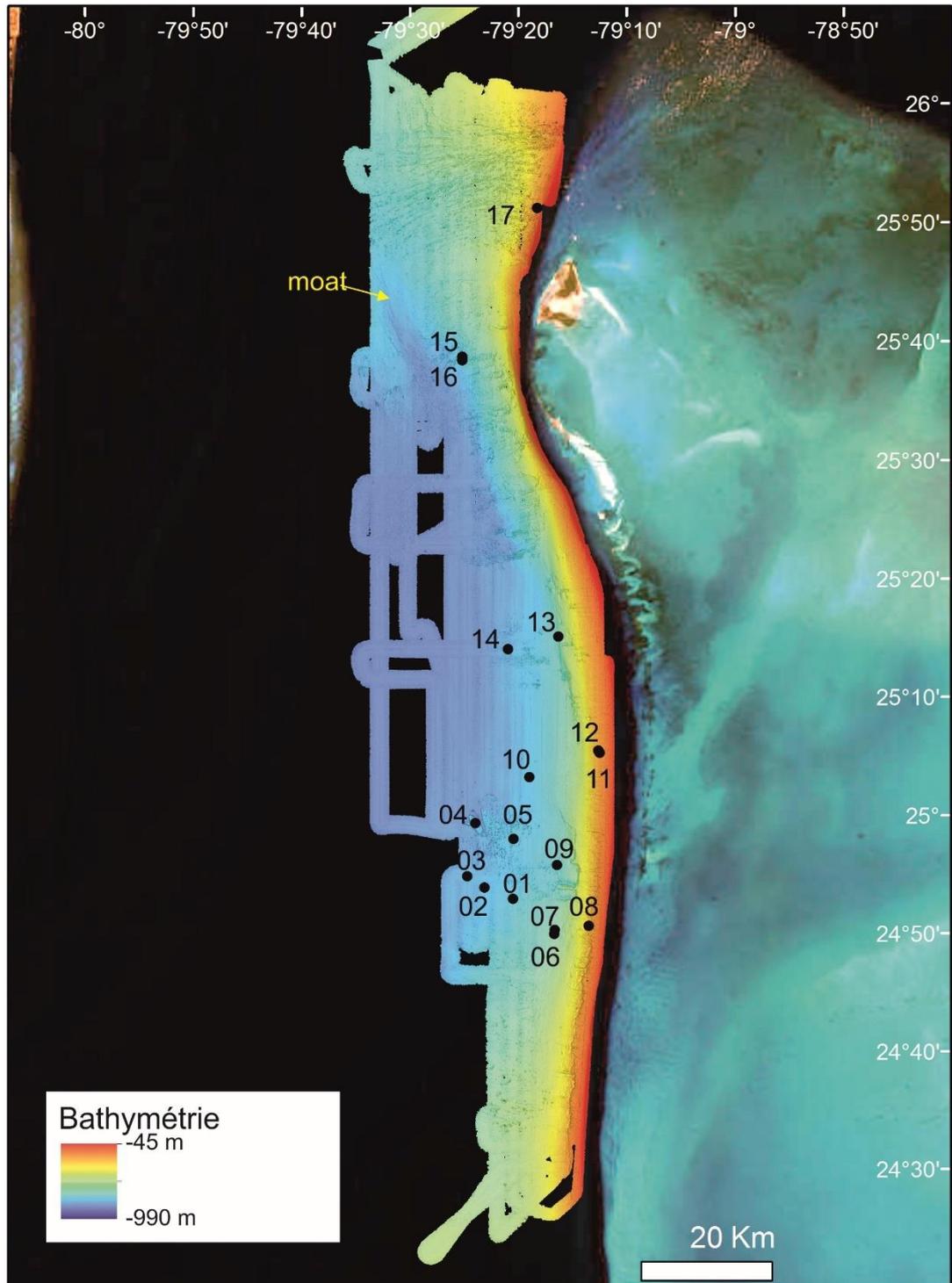


Figure 3-1 : Localisation des différentes carottes prélevées lors de la mission CARAMBAR sur la pente ouest du GBB. Seuls les numéros correspondant aux noms des carottes sont indiqués.

I. Evolution des taux de sédimentation au cours du temps sur la pente ouest du GBB

Les taux de sédimentation présentés dans la figure 3-2 ne concernent que les dépôts post-MBE (< 424 ka). La plupart des carottes sont situées sur la pente inférieure (CARKS-01, 02, 03, 04, 05, 06, 07, 09, 10, 13, 14), quelques-unes sur la pente moyenne (CARKS-08, 11, 12, 17). Ainsi, d'après les limites de profondeur d'eau des différents types de pente, proposées par Principaud (2015), aucune carotte n'est prélevée sur la pente supérieure.

La plupart des carottes atteignent uniquement des dépôts du MIS 1 parfois les MIS 2-4 et le MIS 5. Seules les carottes CARKS-12 et 13 pénètrent des dépôts plus anciens respectivement jusqu'aux MIS 10 et 11. La base de la carotte CARKS-13 est supposée pré-MBE d'après le rapport Sr/Ca mais d'autres marqueurs stratigraphiques sont nécessaires pour le confirmer.

Les carottes CARKS-01, CARKS-02 et CARKS-03, prélevées dans un lobe enfoui, présentent des taux de sédimentation relativement faibles pendant le MIS 1 (en moyenne $\sim 1,2$ cm/ka) et pendant les MIS 2-4 (en moyenne $\sim 0,5$ cm/ka). Une distinction est faite pour l'écozone Y1 au sein de la CARKS-01 qui est plus épaisse et présente des taux de sédimentation de ~ 6 cm/ka. L'écozone X4 (MIS 5e) est caractérisée par des taux de sédimentation plus importants d'au moins ~ 20 cm/ka, sachant que ce dépôt n'a été prélevé dans son intégralité.

La carotte CARKS-04, prélevée au sommet du plus gros bloc issu du MTC n° 4, présente des taux de sédimentation quasi nuls pour le Quaternaire ($\sim 0,05$ cm/ka).

La stratigraphie de la carotte CARKS-05 est compliquée en raison d'un nombre important de coccolithes et de foraminifères planctoniques remaniés. La stratigraphie est faussée et aucun taux de sédimentation n'a pu être calculé.

Les carottes CARKS-06 et CARKS-07 sont situées à proximité l'une de l'autre (~ 600 m) dans un système chenal-levée enfoui décrit par Mulder et al. (2014). La carotte CARKS-07 est située sur la levée droite du chenal et présente des taux de sédimentation importants pendant les derniers 6 ka cal BP (~ 75 cm/ka). Elle traverse des dépôts peu épais pendant la première partie du MIS 1 (~ 3 cm/ka), du MIS 2-4 ($\sim 0,5$ cm/ka). Les dépôts du MIS 5a-d ne sont pas observés. Seules les écozones X3 et X4 (MIS 5e) sont probablement traversées par la carotte et présentent des taux de sédimentation minimum de ~ 14 cm/ka car les dépôts n'ont pas été traversés intégralement.

La carotte CARKS-06 a été prélevée dans le remplissage du chenal et la base de la carotte correspond aux écozones Z3-Z5 (1223-2737 ans cal. BP). Elle présente donc des taux de sédimentation très importants pendant les derniers 6 ka cal BP (MIS 1), d'au moins ~ 116 cm/ka, ce qui est cohérent avec sa position topographique plus basse par rapport à la levée.

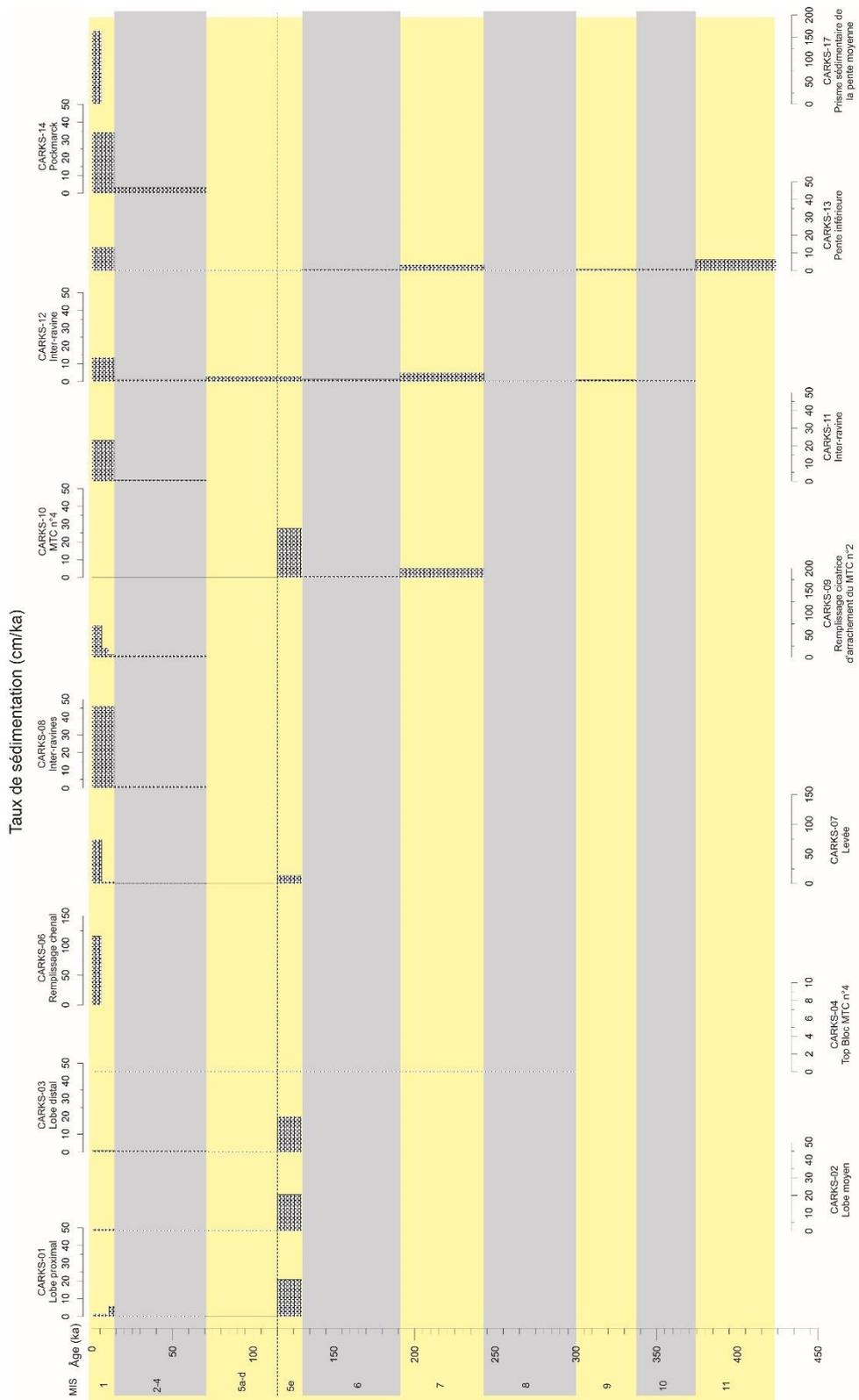


Figure 3-2: Taux de sédimentation (cm/ka) des carottes marines situées sur la pente nord du LBB sur les derniers 424 ka. Les âges des limites des MIS ou interstades sont indiqués d'après la synthèse de Lisiecki et Raymo (2005).

La carotte CARKS-09, prélevée dans les dépôts remplissant la cicatrice d'arrachement du MTC n°2, pénètre les dépôts du MIS 1 qui enregistrent des taux de sédimentation de ~ 73 cm/ka pendant les derniers 6 ka cal BP, de ~ 20 cm/ka entre 6 et 10,4 ka cal BP et de ~ 6 cm/ka entre 10,4 et 14 ka cal BP. Elle traverse également les dépôts des MIS 2-4, avec des taux de sédimentation de ~ 5 cm/ka et traverse sur 26 cm les dépôts du MIS 5. La base pourrait correspondre à l'écozone X4 (écozone la plus récente du MIS 5e). Cette écozone n'a pas été prélevée entièrement ainsi les taux de sédimentation n'ont pas été calculés pour cette période.

La carotte CARKS-10 a été prélevée dans le remplissage du MTC n°4. Le sommet de la carotte CARKS-10 est daté du MIS 5e et sa base du MIS 7. Les taux de sédimentation les plus importants sont observés pendant le MIS 5e (~ 28 cm/ka) et pendant le MIS 7 (~ 5 cm/ka).

Les taux de sédimentations mesurés sur les carottes des ravines CARKS-08 et CARKS-11 durant le MIS 1 sont forts, respectivement de ~ 46 cm/ka et ~ 23 cm/ka. Les dépôts des MIS 2-4 n'ont pas été entièrement récupérés, et montrent des taux de sédimentation minimum de ~ 1 cm/ka.

La carotte CARKS-12, également prélevée entre deux ravines, atteint le MIS 10 et présente des taux de sédimentation importants pour le MIS 1 (~ 14 cm/ka). Les MIS 5 et 7 sont bien représentés avec des taux de sédimentation respectivement de ~ 3 cm/ka et ~ 5 cm/ka. Lors des périodes glaciaires et du MIS 9, les taux de sédimentation sont plus faibles et montrent des valeurs moyennes de ~ 1 cm/ka.

La stratigraphie de la CARKS-13, prélevée sur la pente moyenne, n'est contrainte ni par les assemblages de foraminifères planctoniques, ni par les acmés de coccolithophores, ce qui empêche d'estimer l'âge de la base de la carotte. D'après le signal Sr/Ca, la carotte CARKS-13 pourrait pénétrer des dépôts très anciens, probablement plus vieux que le MBE. Les taux de sédimentation sont relativement importants pendant le MIS 1 (~ 13 cm/ka), le MIS 11 (~ 6 cm/ka) et le MIS 7 (~ 3 cm/ka). Dans le reste de la carotte, les taux de sédimentation sont faibles (≤ 1 cm/ka).

La carotte CARKS-14, prélevée dans un pockmark de diamètre important, présente des taux de sédimentation importants pendant le MIS 1, de ~ 34 cm/ka. Les dépôts des MIS 2-4 indiquent des taux de sédimentation de ~ 3 cm/ka et ceux du MIS 5 ne sont pas entièrement récupérés, ce qui empêche de calculer des taux de sédimentation pour cette période.

La carotte CARKS-17, prélevée dans le prisme des pentes moyenne et supérieure, présente les taux de sédimentation les plus importants de la zone pendant les derniers 6 ka cal BP (~ 165 cm/ka) alors qu'une partie seulement du MIS 1 a été prélevée.

II. Processus sédimentaires sur la pente ouest du GBB

II.1. Transect Ravine - Chenal - Levée - lobe : CARKS-08, CARKS-07, CARKS-06, CARKS-03, CARKS-02 et CARKS-01

II.1.1. Contextes spatial et morpho-sédimentaire des carottes

Ce transect comprend une carotte située dans la zone des ravines (pente moyenne : CARKS-08), deux carottes dans le système chenal-levée enfoui (CARKS-07 et CARKS-06) et trois carottes dans le lobe situé à l'ouest du système chenal-levée (CARKS-01, CARKS-02 et CARKS-03 ; Figs. 3-1, 3-3A et 3-6A). Des ravines se développent sur ~100 km au niveau de la moitié sud de la zone d'étude mais sont également présentes un peu plus au sud dans le détroit de *Santaren* (Betzler et al., 2014 ; Principaud, 2015). Ces ravines ont une morphologie en « V » et présentent une hauteur de 5 à 9 m et une largeur en moyenne de 750 m (Principaud, 2015). Les ravines s'étendent de 410 m à 610 m de bathymétrie, mais la présence d'un escarpement de 40 m de haut permet une ré-incision des ravines à ~455 m de profondeur (Principaud, 2015). Des *sediment waves* sont situées entre les ravines en aval de l'escarpement entre 450 et 600 m de profondeur d'eau. Leur orientation suggère des apports *downslope* dans cette zone. Leur morphologie sinueuse, irrégulière et dissymétrique est caractérisée par un flanc raide orienté vers l'amont, et un flanc doux vers l'aval (Principaud, 2015). Ces ravines ne sont pas connectées à d'autres structures en amont sur la pente. Dans cette zone des ravines, l'échofaciès est de type lité continu (Principaud, 2015). Les données d'imagerie indiquent une réflectivité faible, homogène et sans structure apparente (Fig. 3-3B et 3-4; Principaud, 2015). La carotte CARKS-08 est située dans la zone sud des ravines, qui correspond à la zone des ravines irrégulières. Elle est située entre deux ravines, à 488 m de profondeur d'eau, juste au-dessus de l'escarpement (Fig. 3-3A ; Principaud, 2015). La stratigraphie de la carotte CARKS-08 permet de proposer que le réflecteur principal vers 6,50-7 m correspond au niveau partiellement induré qui s'est formé pendant la dernière période glaciaire (MIS 2-4 ; Fig. 3-4). En amont des ravines, des marques d'érosion de type « *plunge pools* » ou « *bump and through* » sont mises en évidence au pied de l'escarpement dans cette zone de la pente ouest du GBB (Wilber et al., 1990). Ces structures forment des dépressions de 100 à 200 m de large à ~150 m de profondeur (Wilber et al., 1990 ; Betzler et al. 2014). Latéralement, ces dépressions se prolongent et forment un fossé le long de la pente (Betzler et al., 2014 ; Jo et al., 2015).

La carotte CARKS-07 est située sur la levée nord d'un chenal comblé, à 723 m de profondeur d'eau (Fig. 3-3A, Mulder et al., 2014 ; Principaud, 2015). Cette levée est encore visible dans la topographie actuelle sous forme d'un petit escarpement orienté NO-SE (Fig. 3-3). Le profil sismique THR montre en surface, un échofaciès homogène avec des réflecteurs à litage frustré montrant de faibles contrastes d'impédance acoustique s'étendant sur une dizaine de mètres d'épaisseur (Fig. 3-5). Cela indique l'homogénéité relative de la lithologie ainsi que son extension latérale. En-dessous, l'échofaciès montre des horizons sismiques plus marqués mais plus discontinus, indiquant une phase différente de construction de la levée. La carotte CARKS-07 pénètre le faciès homogène pratiquement sur toute son épaisseur. La stratigraphie de la carotte CARKS-07 suggère que les réflecteurs principaux correspondent à des changements de granularité et de lithologie (wackestone fin à packstone). Ainsi, il semble que la dernière période

glaciaire correspond à un des horizons de plus forte amplitude associé à un niveau peu épais de packstone (Fig. 3-5). Il est intéressant de noter qu'à l'inverse de la zone des ravines, il n'y a pas de trace de lithification dans les dépôts de la levée lors de la dernière période glaciaire, seulement un changement granulométrique.

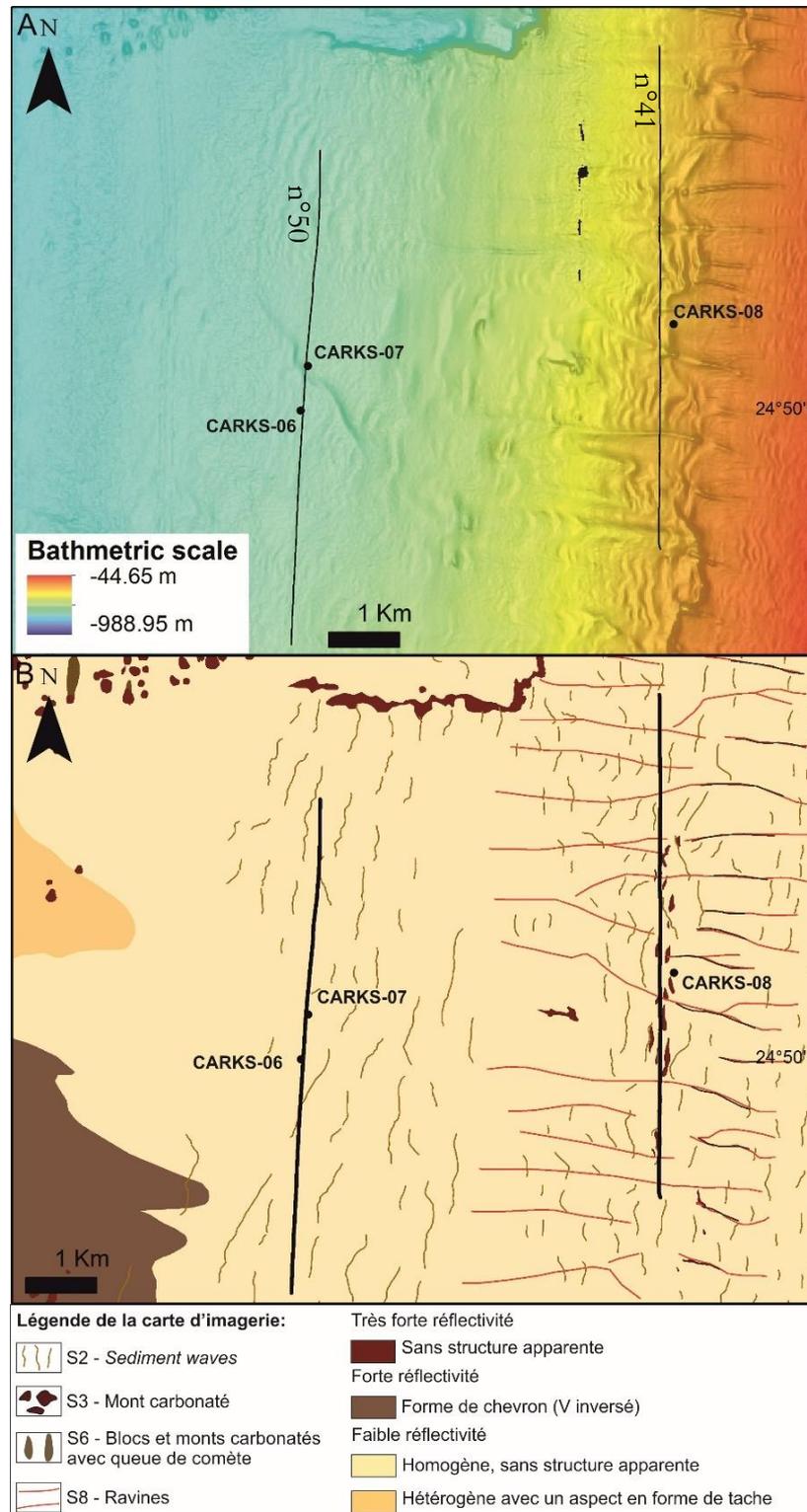


Figure 3-3: Zoom sur les carottes CARKS-08, CARKS-07 et CARKS-06 et localisation des profils CHIRP. A) fond bathymétrique ; B) carte d'imagerie (Principaud, 2015). Les *sediment waves* et les ravines sont issues de l'analyse des données bathymétriques.

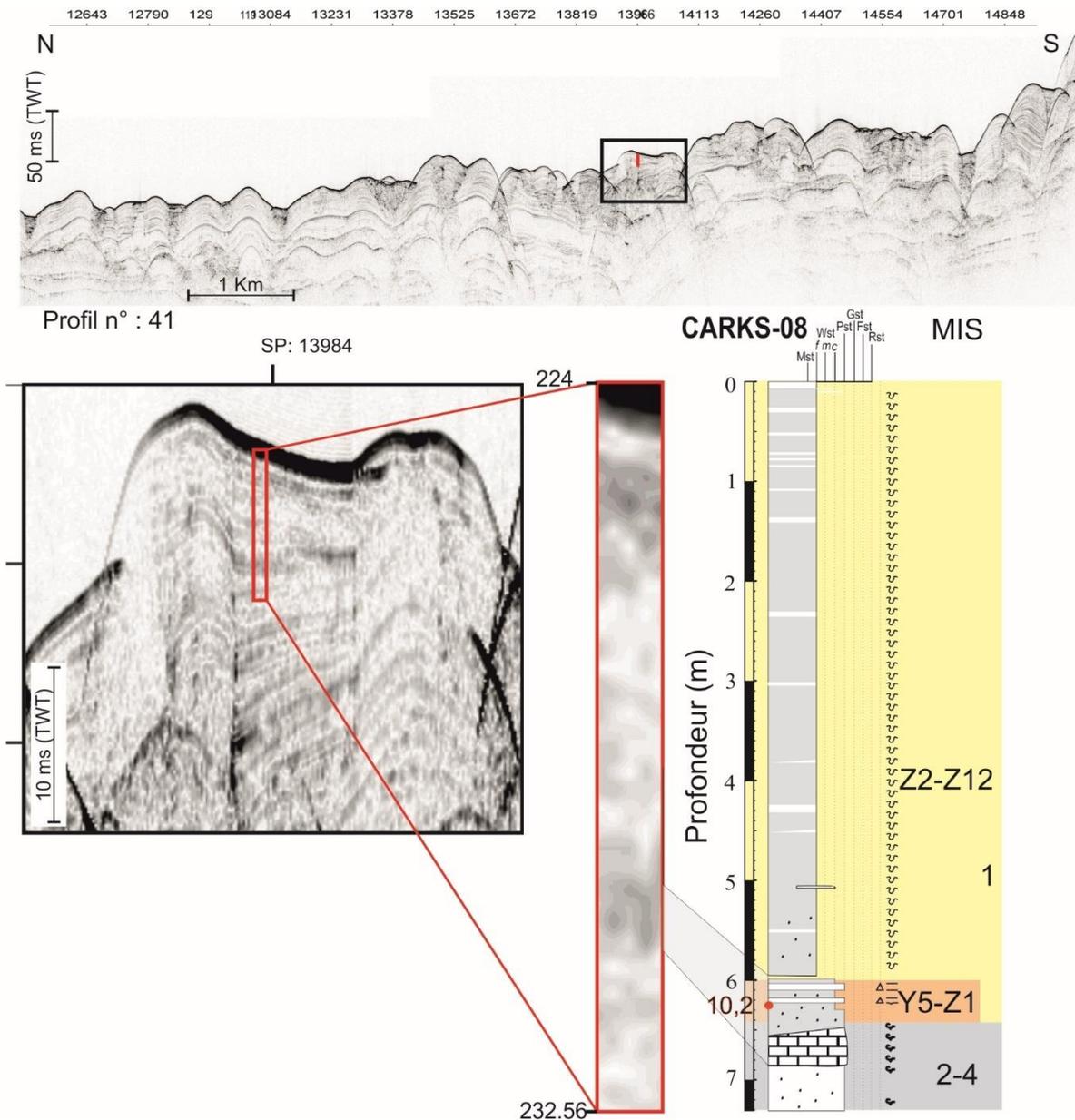


Figure 3-4: Section du profil sismique CHIRP n° 41 avec la position de la carotte CARKS-08 montrant le remplissage dans la zone des ravines et la corrélation des données sismiques THR avec la lithologie et la stratigraphie de la carotte.

La carotte CARKS-06 est située dans le remplissage du chenal le plus récent (C3 ; Mulder et al., 2014), à 731 m de profondeur d'eau (Fig. 3-3A, Principaud, 2015). Ce système chenal-levée s'étend sur 9 km de long et 4 km de large (Mulder et al., 2014). Il est difficile d'estimer l'incision du chenal car le système se comble depuis la dernière période glaciaire. A l'actuel, elle est de 6 m et au maximum elle a pu atteindre 30 m (Mulder et al., 2014). Ce système chenal-levée montre plusieurs phases de fonctionnement, de l'incision au remplissage, mais la carotte CARKS-06 ne traverse que la partie la plus sommitale de l'unité de remplissage. Dans cette partie sommitale, le fond marin se caractérise par des sédiments à crêtes ondulées d'orientation *downslope* (Type S-2 ; Fig. 3-3B, Mulder et al., 2014 ; Principaud, 2015). Ces *sediment waves* sont interprétées comme des antidunes créées par des courants de turbidité provenant de la zone des ravines (Mulder, 2014). Cette carotte ne pénètre que des dépôts du MIS 1 et en particulier les derniers 6 ka cal BP.

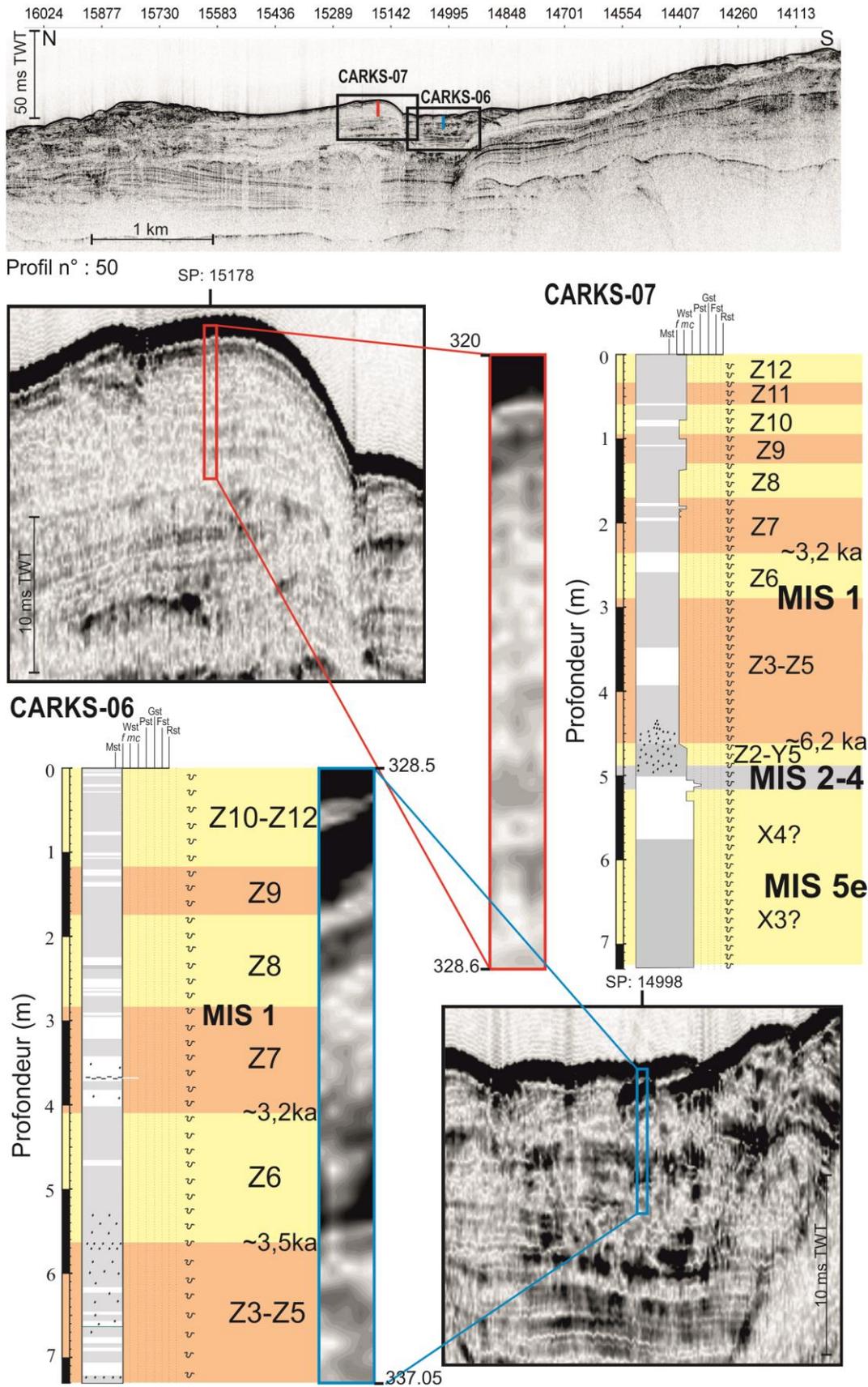


Figure 3-5: Section du profil sismique CHIRP n° 50 montrant les sédiments remplissant le système chenal-levées dans lesquels ont été prélevées les carottes CARKS-07 et CARKS-06 ainsi que la corrélation avec la lithologie et la stratigraphie des carottes.

La stratigraphie de la carotte CARKS-06 permet de proposer que le réflecteur avec la plus forte amplitude, situé légèrement en dessous des derniers niveaux atteints par la carotte CARKS-06 (sommet échofaciès lité), pourrait correspondre aux MIS 2-4. La partie sommitale du remplissage du chenal C3 présente un échofaciès lité frustré à réflecteurs discontinus mais la lithologie de la carotte CARKS-06 semble très homogène et ne permet pas de donner une correspondance lithologique ou stratigraphique à l'horizon sismique le plus marqué passant par le site de la carotte. Il s'agit probablement du passage de l'écozone Z6 à Z7 où les particules détritiques sont plus abondantes dans la partie inférieure.

Les trois carottes CARKS-01, CARKS-02 et CARKS-03, ont été prélevées selon un transect proximal-distal dans le lobe le plus récent et de plus grande extension, caractérisé par un échofaciès transparent (Figs. 3-1, 3-6, 3-7 3-8 et 3-9). Les données d'imagerie indiquent une faible réflectivité hétérogène avec un aspect tacheté d'orientation Est-Ouest interprétée comme des processus *downslope* (Fig. 3-6B ; Principaud, 2015). Des *sediment waves* de petite taille (5 à 10 m de hauteur), d'orientation *downslope* et très irrégulières sont présentes en amont du lobe entre 450 et 600 m de profondeur d'eau (Principaud, 2015). Grâce aux données des profils sismiques THR, ce lobe peut être cartographié (Fig. 3-11). Il se caractérise par une forme en étalement typique. Il a une extension longitudinale (est-ouest) minimale de 15 km et transversale (nord-sud) de 3,5 km. Son épaisseur maximale est de 10 m (Fig. 3-11 à 3-15). Ces dimensions sont cohérentes avec celles du système chenal-levée décrit par Mulder et al. (2014) qui pourrait l'alimenter. Un réflecteur sismique qui pourrait être lié à un drapage hémipélagique se distingue au sommet de l'échofaciès transparent. Il pourrait marquer un arrêt de l'alimentation gravitaire de ce lobe. Les mesures XRF n'ont pas été réalisées sur ces trois carottes. L'intégralité du sédiment correspond à un sédiment de type *carbonate ooze*.

La carotte CARKS-01 est située dans la zone proximale du lobe, à 804 m de profondeur d'eau (Fig. 3-6). La stratigraphie de la carotte CARKS-01 permet de proposer que le seul réflecteur visible dans le corps du lobe, juste en-dessous de la surface, correspond à la transition entre le MIS 5 et le MIS 4 (Fig. 3-7). L'interglaciaire MIS 5 est particulièrement épais, ce qui suggère que le lobe se serait initié pendant le MIS 5. Le réflecteur continu, de forte amplitude, situé sous la carotte CARKS-01 correspond ainsi à la surface d'érosion (pré MIS 5) liée à la mise en place du lobe. Cette surface d'érosion a probablement été créée lors d'un événement gravitaire fortement érosif permettant de former ce relief en dépression (Fig. 3-7).

La carotte CARKS-02 est située à 4,7 km à l'ouest de la carotte CARKS-01, dans la zone médiane du lobe à 812 m de profondeur d'eau (Fig. 3-6). La carotte CARKS-03 est située à 3,2 km à l'ouest de la carotte CARKS-02, dans la zone distale du lobe à 836 m de profondeur d'eau (Fig. 3-6). La stratigraphie de ces carottes est cohérente avec celle de la carotte CARKS-01 et suggère que le réflecteur au-dessous de la surface correspond à la transition entre le MIS 5 et le MIS 4 (Figs. 3-8 et 3-9). L'interglaciaire MIS 5 est épais, ce qui conforte l'hypothèse que la formation du lobe s'est produite pendant le MIS 5.

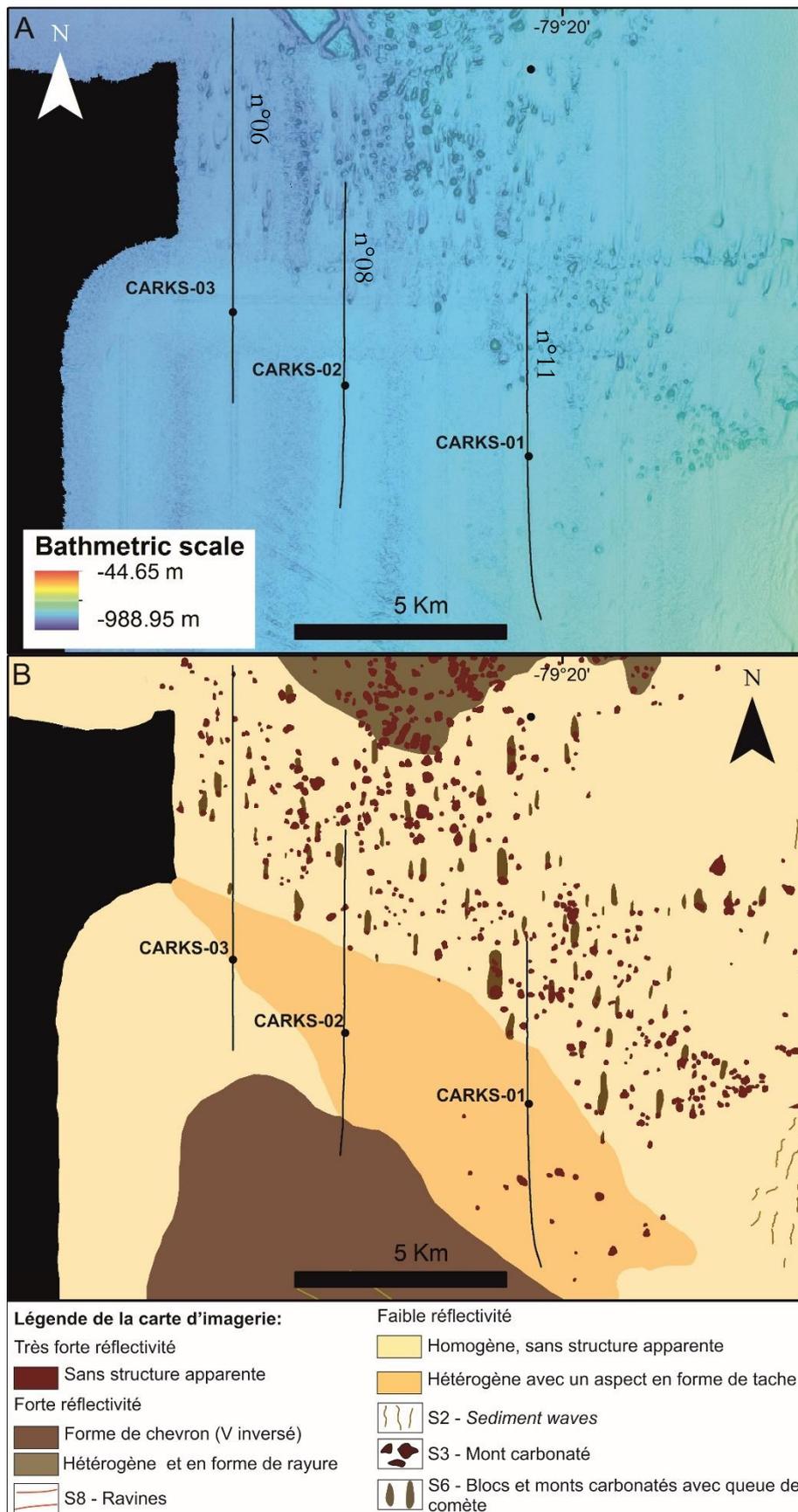


Figure 3-6: Zoom sur les carottes CARKS-01, CARKS-02 et CARKS-02 et localisation des profils CHIRP. A) fond bathymétrique ; B) carte d'imagerie (Principaud, 2015). Les *sediment waves* et les ravines sont issues de l'analyse des données bathymétriques.

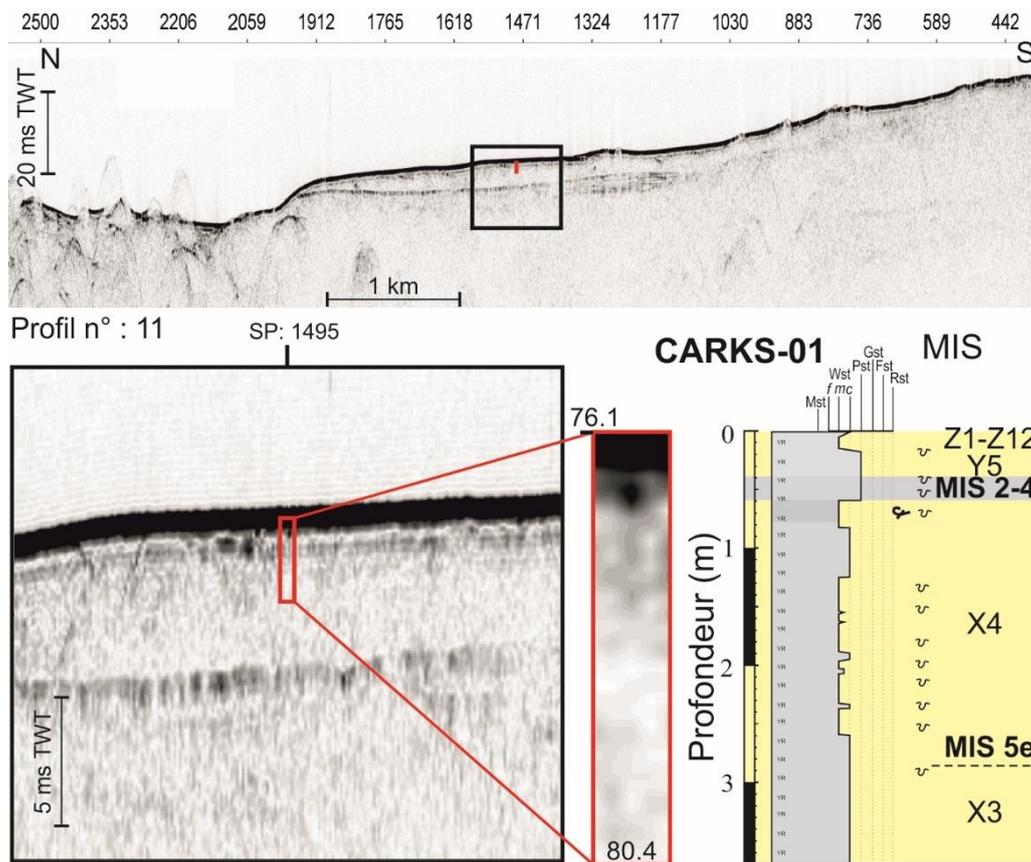


Figure 3-7: Section du profil sismique CHIRP n° 11 avec la position de la carotte CARKS-01 montrant le dépôt dans la zone proximale du lobe et la corrélation des données sismiques THR avec la lithologie et la stratigraphie de la carotte.

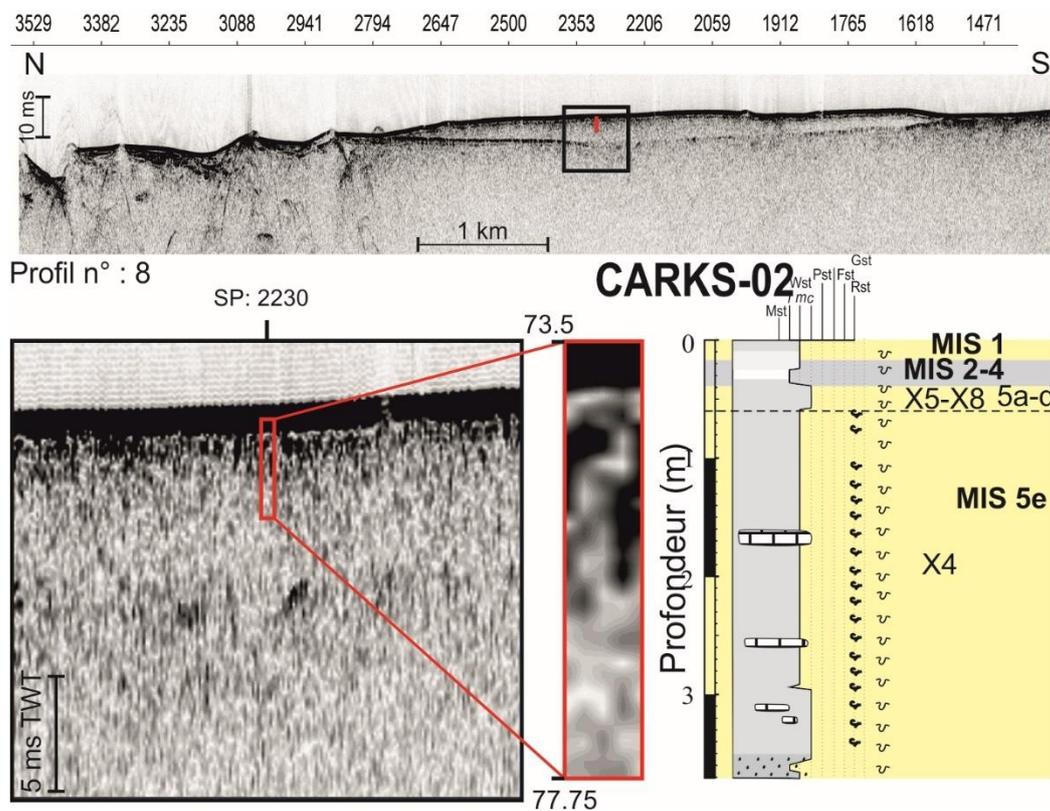


Figure 3-8: Section du profil sismique CHIRP n° 8 avec la position de la carotte CARKS-02 montrant le dépôt dans la zone médiane du lobe et la corrélation des données sismiques THR avec la lithologie et la stratigraphie de la carotte.

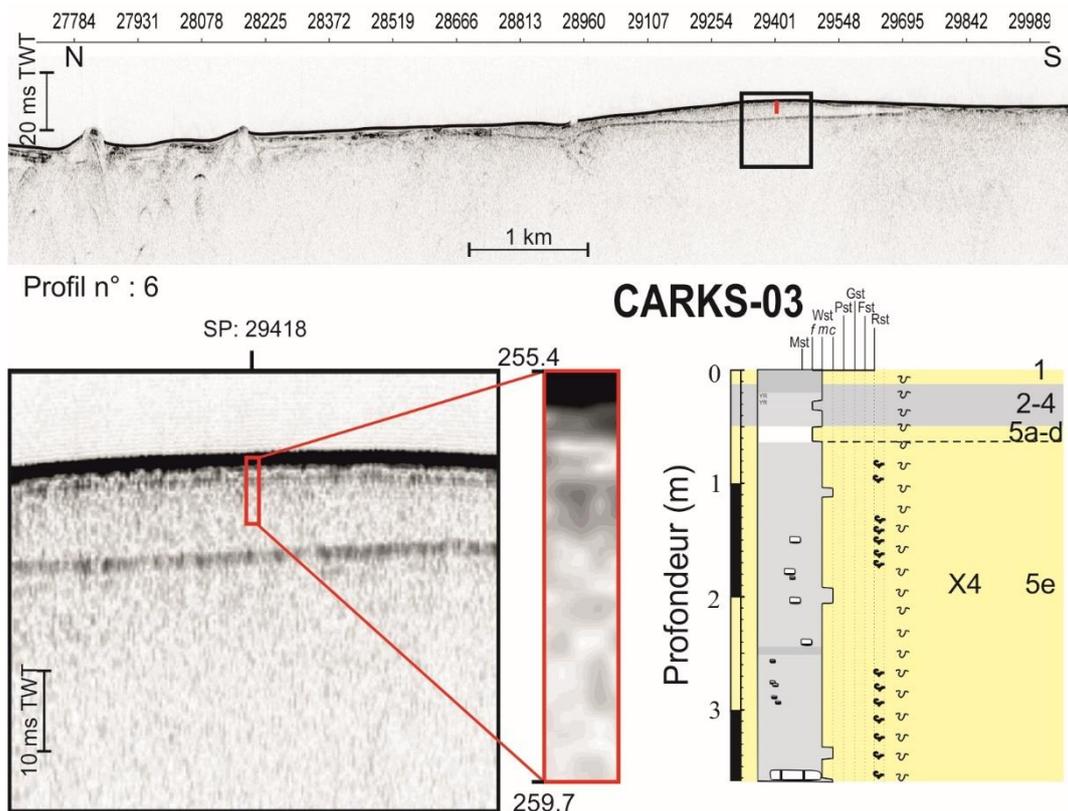


Figure 3-9: Section du profil sismique CHIRP n° 41 avec la position de la carotte CARKS-08 montrant le dépôt dans la zone distale du lobe et la corrélation des données sismiques THR avec la lithologie et la stratigraphie de la carotte.

II.1.2. Processus sédimentaires de la ravine au système chenal-levée

a) Description de la carotte CARKS-08

La carotte CARKS-08 est située sur la pente moyenne, entre deux ravines. Elle mesure 7,28 m et enregistre au maximum les derniers ~71 ka (MIS 1 à 2-4 ; Figs. 3-4, 3-10 et 3-15). Les mesures XRF n'ont pas été réalisées sur cette carotte. La dernière période glaciaire n'a pas été prélevée dans son intégralité, ainsi le taux de sédimentation de 1,5 cm/ka représente une valeur minimale (Fig. 3-2). Néanmoins, la dernière période interglaciaire (MIS 1) est épaisse et montre un taux de sédimentation supérieur à 64 cm/ka (Fig. 3-2).

Pendant la période d'ennoisement maximal de la plate-forme du MIS 1, le sédiment est caractérisé par un wackestone boueux avec un D50 moyen de 7 μm (5 à 17 μm ; Fig. 3-10). La distribution granulométrique indique deux modes dominants peu différenciés : un à ~5 μm et l'autre à ~40 μm . On peut noter l'homogénéité des dépôts du MIS 1 sur les 6 premiers mètres malgré une légère tendance à l'augmentation de la taille des grains vers le sommet (D50 de 4 à 10 μm) avec une même distribution granulométrique, attestant de processus de dépôt similaires. La fraction < 20 μm représente plus de 55 % du sédiment en moyenne, et est très largement dominée par les aiguilles d'aragonite. C'est cette fraction qui a tendance à augmenter en taille et le tri s'améliore vers le sommet de la carotte. La fraction > 150 μm est composée de foraminifères planctoniques (~30 %), de clastes de ptéropodes (~30 %), de débris végétaux (~30 %, inclus dans la catégorie « clastes de plate-forme » sur la Fig. 3.7) et de foraminifères benthiques (10 %, inclus dans la catégorie « autre » sur la Fig. 3-10).

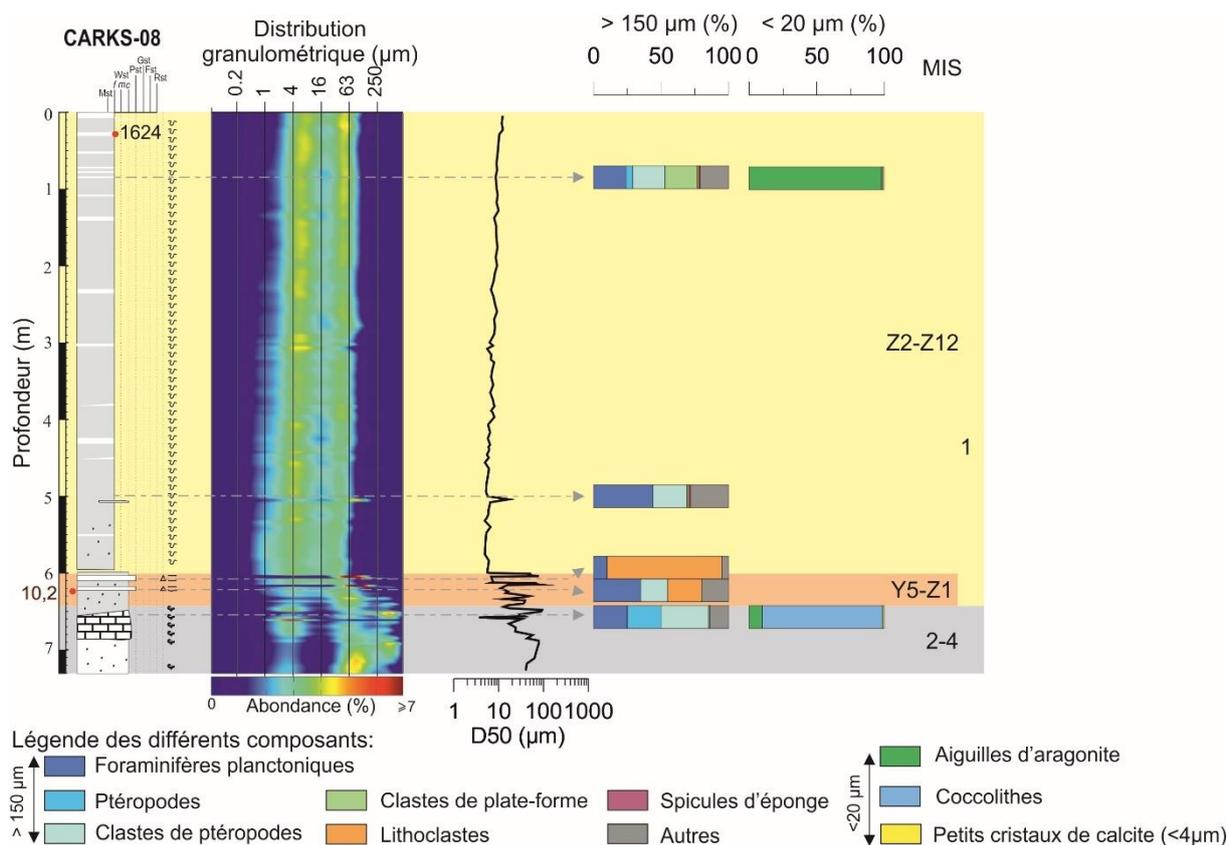


Figure 3-10: Synthèse de la lithologie de la carotte CARKS-08 montrant la distribution granulométrique, les courbes des rapports Sr/Ca et (Fe+Si+Ti+K+Al)/Ca, les pourcentages des composants principaux des fractions > 150 µm et < 20 µm ainsi que la stratigraphie. Les analyses de constituants de la carotte CARKS-08 ont été réalisées par Joanna Lapuyade.

Deux turbidites de faible épaisseur sont présentes au début du MIS 1 (resp. à 613-615 et 601-604 cm de profondeur). Le sédiment est caractérisé par un packstone sablo-silteux, avec pour la plus récente un D50 moyen de 56 µm (46 à 78 µm) et pour la moins récente, un D50 moyen de 70 µm (65 à 82 µm ; Figs. 3-10 et 3-12). La distribution granulométrique indique un mode dominant entre 50 et 90 µm, et un second mode (1 %) à ~3 µm. Deux lames minces ont permis de déterminer leur composition, quasiment similaire, et principalement dominée par des lithoclastes associés à des foraminifères planctoniques, des foraminifères benthiques et des ptéropodes (Fig. 3-7). Les lithoclastes incluent parfois des foraminifères planctoniques au sein de leur matrice indurée, ce qui suggère qu'ils sont issus du remaniement de dépôt de pente. De façon générale, le MIS 1 à partir de 6 m (limite écozones Z1 et Z2 ; ~7500 ans cal BP) est très largement sous l'influence de la plate-forme.

Pendant la période glaciaire des MIS 2-4, le sédiment est caractérisé par un wackestone à boue sableuse avec un D50 moyen de 45 µm (13 à 93 µm ; Fig. 3-10). La distribution granulométrique indique deux modes dominants : ~40/50 µm et ~300/350 µm associés à un mode secondaire ~3 µm. Ce sédiment est partiellement induré sur 40 cm d'épaisseur, ce qui peut fausser les résultats granulométriques. Ainsi, les données granulométriques ne représentent pas le faciès sédimentaire au moment du dépôt mais traduisent un état avancé de diagenèse précoce. De plus, les derniers 50 cm de la carotte ne sont pas indurés, ce qui peut signifier que seule la partie finale de la période glaciaire permet d'indurer partiellement le sédiment. La fraction < 20 µm est alors

dominée par les coccolithes et la fraction $> 150 \mu\text{m}$ est dominée par les ptéropodes et les clastes de ptéropodes (respectivement, 25 et 35 %), associés à des foraminifères planctoniques (25 %) et des bioclastes d'origine indéterminée (10 %).

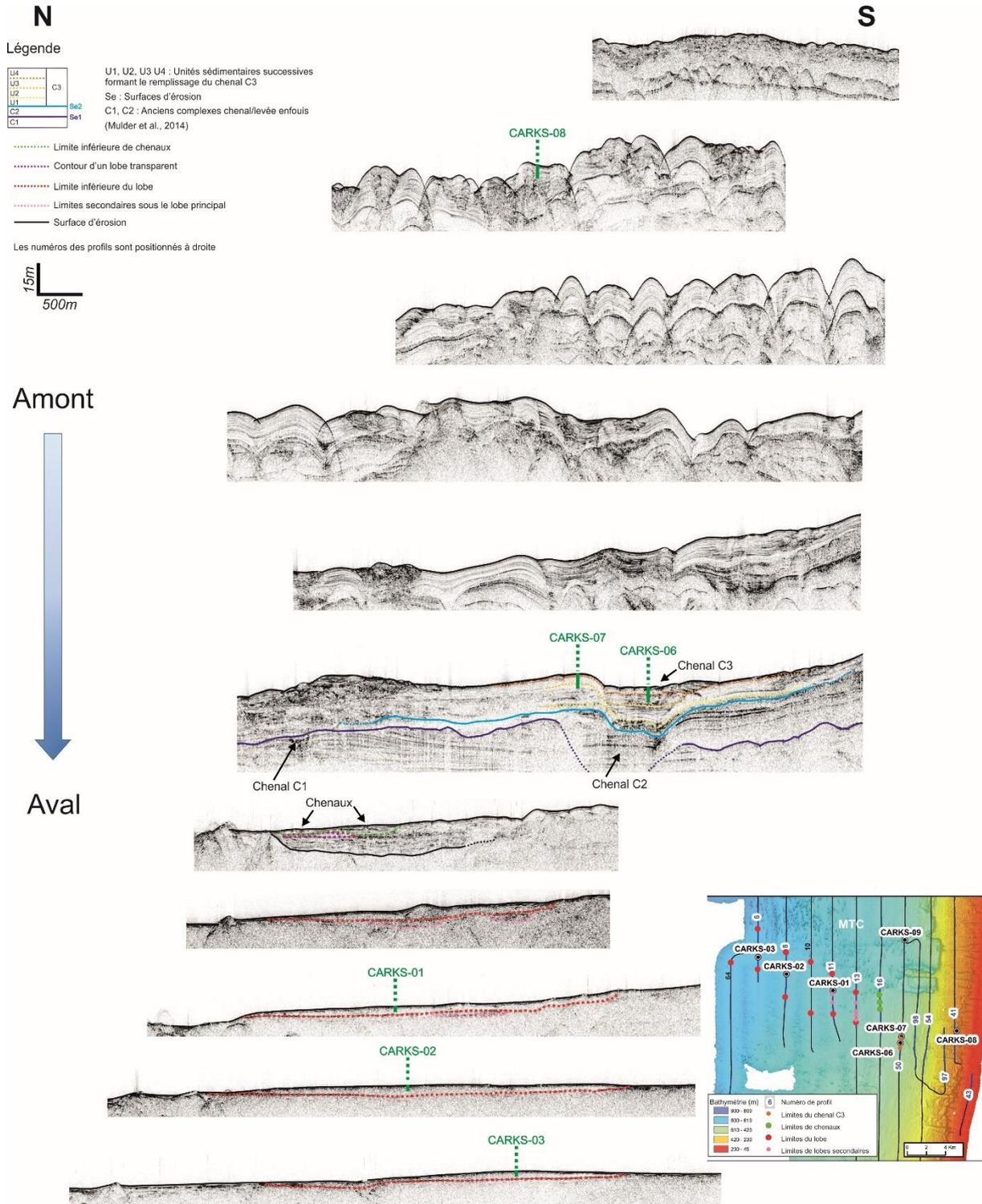


Figure 3-11: Successions des profils sismiques THR d'amont en aval, recoupant le lobe étudié, et les systèmes chenaux-leveés décrits par Mulder et al. (2014) et Lapuyade (2015)

En conclusion, la carotte CARKS-08 présente deux faciès bien différents : des sédiments fins pendant le MIS 1, à partir de ~7500 ans cal BP, et des sédiments plus sableux partiellement indurés sur 40 cm pendant la dernière période glaciaire. Le sédiment fin du MIS 1 est caractérisé par l'abondance des éléments issus de la plate-forme (aiguilles d'aragonite (> 55%), fragments végétaux) essentiellement dans les fractions fine et silteuse, dont la source est difficile à évaluer (plate-forme et pente ?). Cela implique l'importance des processus d'exportation des sédiments fins depuis la plate-forme. Les sédiments de la dernière période glaciaire sont caractérisés par l'abondance d'organismes pélagiques (*e.g.*, foraminifères planctoniques, ptéropodes et coccolithes). Deux turbidites fines sont enregistrées au début du MIS 1 (~10 000 ans cal BP), lorsque la plate-forme est encore exondée, et sont riches en extraclastes, ptéropodes, foraminifères planctoniques et benthiques, majoritairement des millioles. Elles traduisent des épisodes d'érosion intra-pente de faible volume. En période glaciaire (MIS 2-4), le sédiment est dominé par les tests d'organismes planctoniques, et les processus de lithification partielle du sédiment sont favorisés pendant la partie finale de la période glaciaire, ce qui pourrait correspondre au MIS 2.

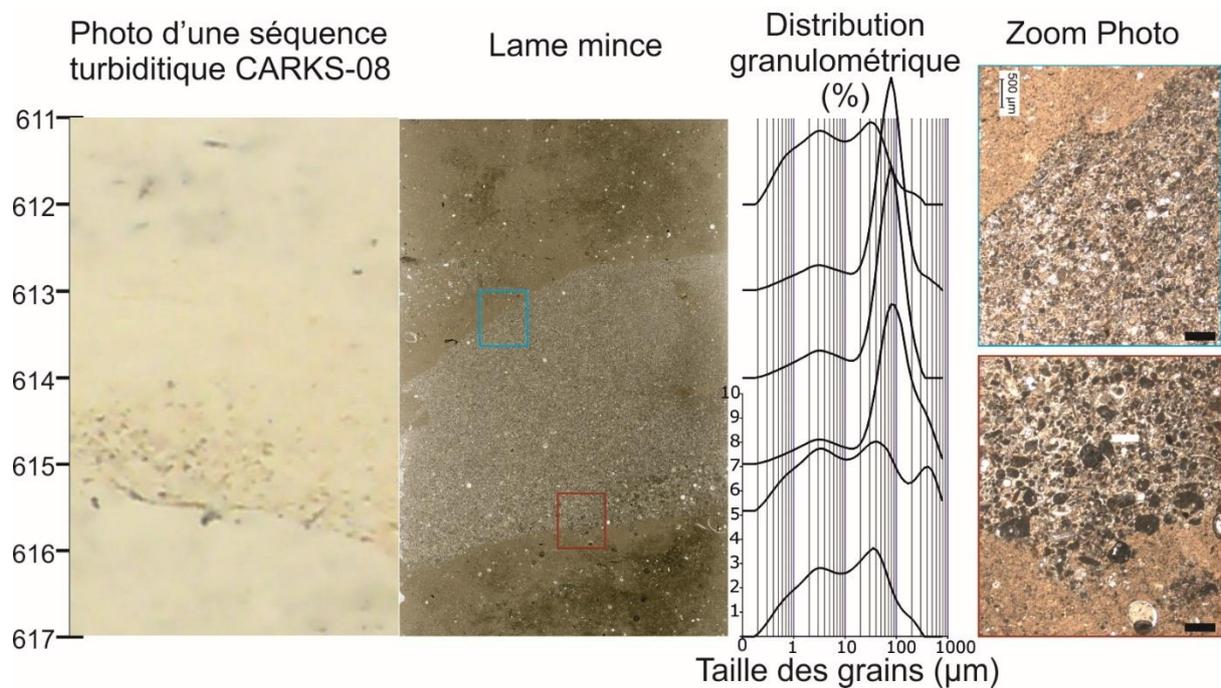


Figure 3-12: Photo de la séquence turbiditique située entre 613,5 et 615,5 cm montrant la photo du sédiment brut, la photo de la lame mince, la distribution granulométrique et deux zoomes photos au sommet et à la base de la séquence.

b) Description de la carotte CARKS-06

La carotte CARKS-06 située sur la pente moyenne, est localisée dans le remplissage du chenal C3. Elle atteint 7,27 m de long, ce qui représente les derniers ~6 ka cal BP (MIS 1 ; Figs. 3-5, 3-11, 3-13 et 3-14). Les variations du rapport du Sr/Ca indiquent des valeurs de ~0,2, ce qui renforce l'hypothèse d'un sédiment daté du MIS 1. La limite U4/U3 définie par Mulder et al. (2014) correspond à la transition entre les écozone Z7 et Z6, datée à ~3243 ka cal. BP (Fig. 3-14). Le signal des éléments terrigènes indique des valeurs relativement faibles (~0,01). Le sédiment pendant cette partie du MIS 1 correspond à du wackestone boueux à boue silteuse avec un D50 moyen de 8,5 µm (5 à 45 µm ; Fig. 3-13). La distribution granulométrique indique un mode dominant à ~5 µm associé à un mode à ~30 µm mais les limites entre ces modes sont rarement bien définies. Les analyses de constituants indiquent deux types pour la fraction > 150 µm. Le premier (type 1) est dominé par les clastes de plate-forme (30-55 %) et par les lithoclastes (35-55 %), associés à quelques foraminifères planctoniques (5-20 %). Il correspond aux niveaux gris sur le log et à de faibles augmentations de la teneur en particules terrigènes (Fig. 3-8). Le second (type 2) est composé de clastes de ptéropodes (20-30%), de foraminifères planctoniques (20-30 %), de lithoclastes (25-35 %) et de quelques clastes de plate-forme (~5-15 %). La fraction < 20 µm associée indique une majorité d'aiguilles d'aragonite associées à quelques coccolithes (~10 %). Il correspond aux niveaux blancs sur le log et à des diminutions de la teneur en particules terrigènes (Fig. 3-13). Le type 1 domine les derniers 3 m de la carotte (6-3 ka cal BP) alors que le type 2 domine les derniers 3 ka cal BP.

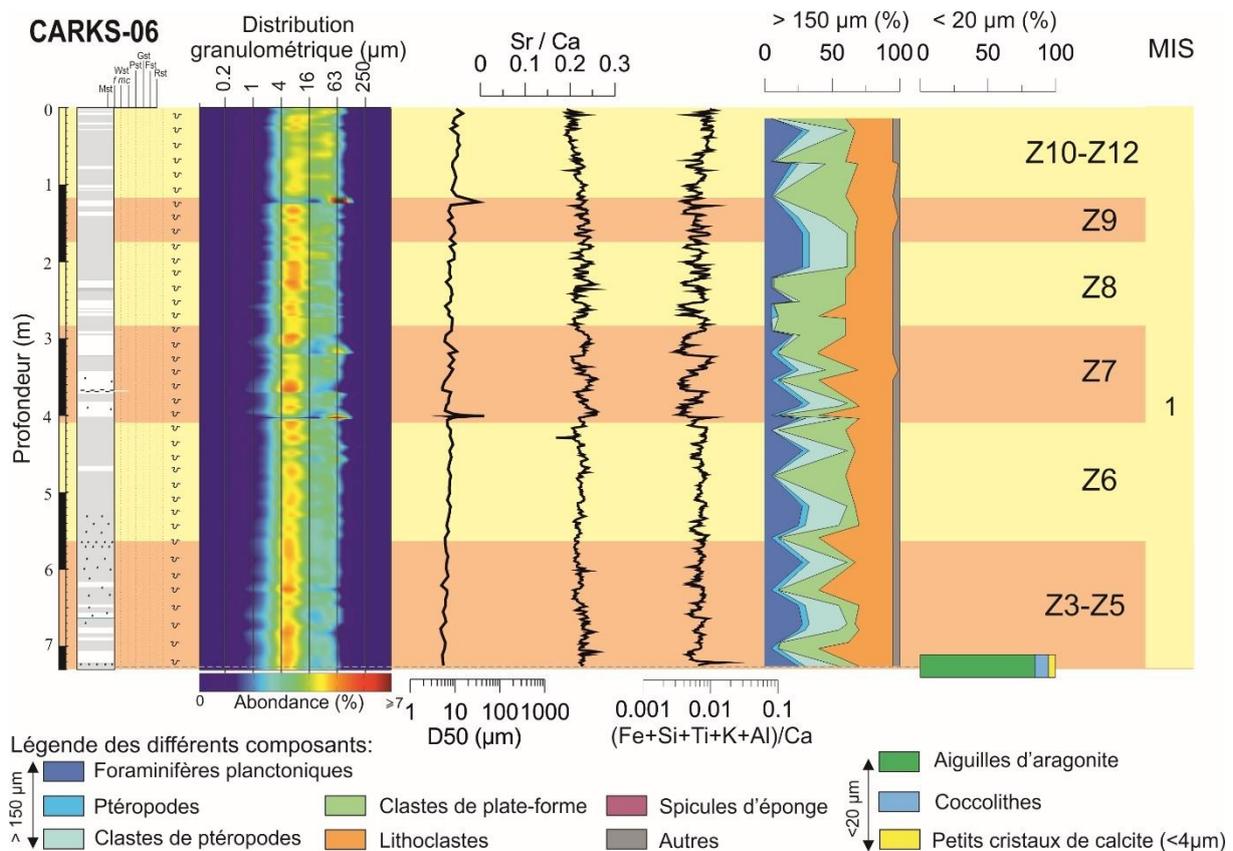


Figure 3-13: Synthèse de la lithologie de la carotte CARKS-06 montrant la distribution granulométrique, les courbes des rapports Sr/Ca et (Fe+Si+Ti+K+Al)/Ca, les pourcentages des composants principaux des fractions > 150 µm et < 20 µm ainsi que la stratigraphie.

En conclusion, le sédiment remplissant le chenal pendant le MIS 1 correspond à un mélange entre les organismes de plate-forme et de la colonne d'eau, suggérant un mélange des deux sources sur les pentes moyenne ou supérieure, ainsi que quelques particules terrigènes apportées par le courant de Floride. Le faciès de type 1 est plus riche en clastes de plate-forme dans la fraction grossière mais contient plus de particules terrigènes dans sa fraction fine, alors que le faciès de type 2 a une signature pélagique dans la fraction grossière mais est enrichi en aiguilles d'aragonite dans la fraction fine. Ainsi, les niveaux gris sont interprétés comme résultant de transport *off-bank* de particules de plate-forme sous l'influence du courant de Floride qui apporte les particules terrigènes. Les niveaux blancs sont dominés par les processus d'export *off-bank*, qui sont alors plus puissants et/ou plus fréquents.

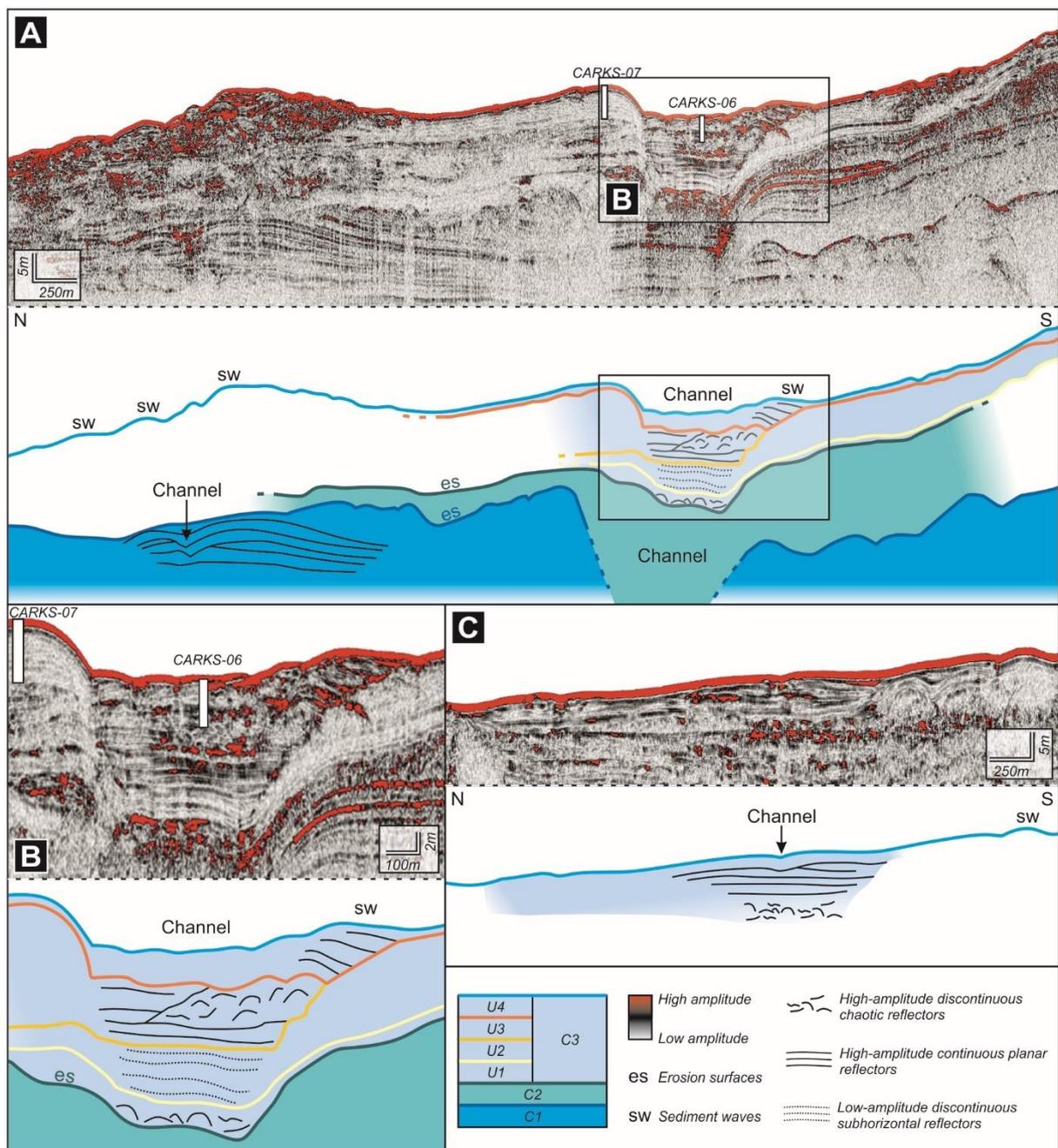


Figure 3-14: Ligne sismique THR et schéma d'interprétation du système chenal - levée (Mulder et al., 2014) : A) partie supérieure du système chenal - levée modifié de Mulder et al. 2014 montrant les différentes unités sédimentaires U1 à U4. B) Zoom sur le chenal et le système de levées. C) Partie plus distale du système.

c) Description de la carotte CARKS-07

La carotte CARKS-07 est située sur la pente moyenne, au niveau de la levée nord du chenal C3. Elle mesure 7,28 m, ce qui représente les derniers ~115 ka (MIS 1 à 5 ; Figs. 3-5, 3-11, 3-14 et 3-15). Les variations du rapport du Sr/Ca permettent de différencier les périodes glaciaires (Sr/Ca ~ 0,1) des périodes interglaciaires (Sr/Ca > 0,1), mais la limite supérieure des MIS 2-4 ne coïncide pas exactement avec la limite du signal Sr/Ca. Le signal des éléments terrigènes montre des valeurs relativement plus importantes ($(Fe+Si+Ti+K+Al)/Ca \sim 0,02$) pendant la dernière période glaciaire (MIS 2-4) avec une diminution progressive au début du MIS 1 (Fig. 3-9). Ces tendances au début du MIS 1 (écozones Y5-Z2) suggèrent que la production carbonatée a augmenté progressivement après la dernière période glaciaire, en lien avec le taux d'enneigement de la plate-forme (production stable à partir de Z3, ~6,2 ka cal BP).

Le sédiment est légèrement plus grossier au début du MIS 1 (488-468 cm) et est caractérisé par un wackestone à boue silteuse (D50 ~17 µm), puis passe à un sédiment plus fin avec un D50 moyen de 12 µm (6 à 23 µm ; Fig. 3-15). La distribution granulométrique indique deux modes dominants : un à ~5 µm et l'autre à ~30 µm, mais les limites entre les modes sont rarement bien définies, comme dans les sédiments de la carotte CARKS-06. Quelques échantillons ne présentent qu'un mode dominant à ~30/40 µm mais leur distribution granulométrique montre un faible tri. Le sédiment est alors caractérisé par un wackestone boueux puis passe progressivement à un wackestone à boue silteuse. La fraction < 20 µm est dominée par les aiguilles d'aragonite, et la fraction > 150 µm est dominée par les foraminifères planctoniques (65-85 %) associés à quelques clastes de ptéropodes (5-25 %).

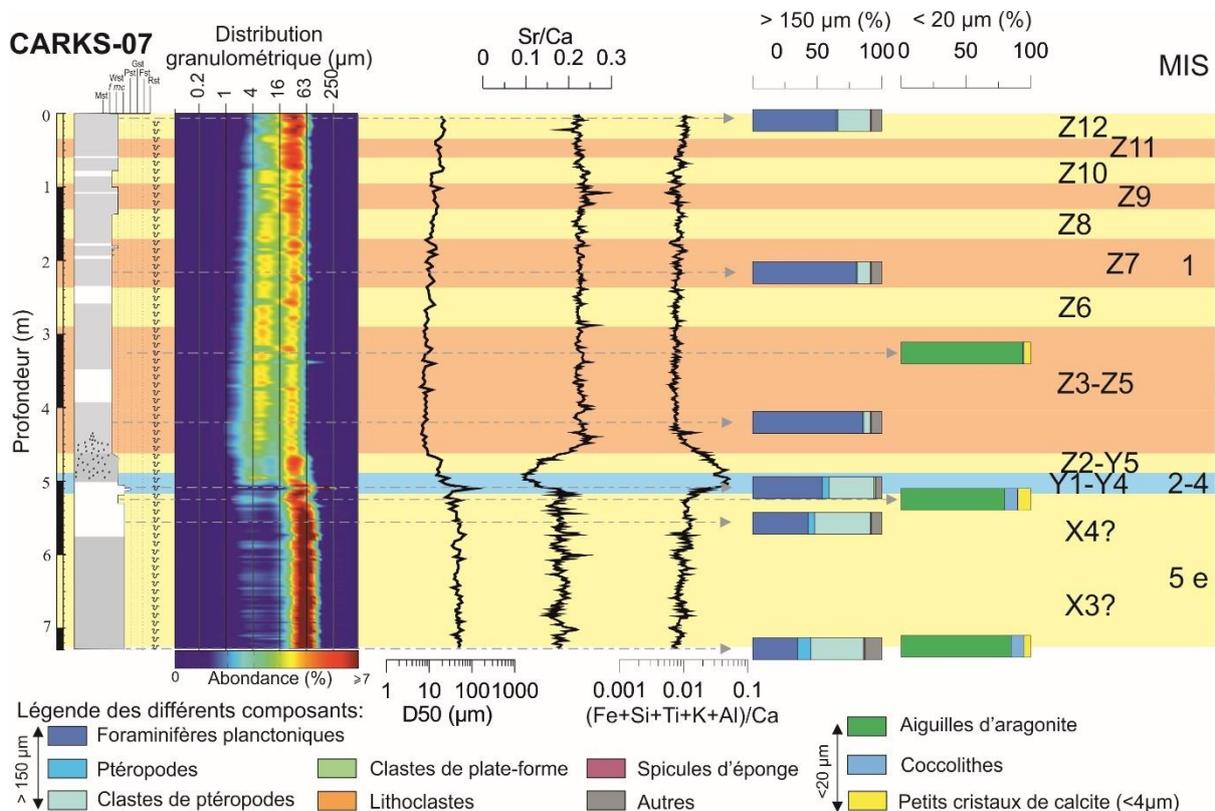


Figure 3-15: Synthèse de la lithologie de la carotte CARKS-07 montrant la distribution granulométrique, les courbes des rapports Sr/Ca et $(Fe+Si+Ti+K+Al)/Ca$, les pourcentages des composants principaux des fractions > 150 µm et < 20 µm ainsi que la stratigraphie.

Pendant la période glaciaire des MIS 2-4, le sédiment correspond principalement à du wackestone silto-sableux, et à du wackestone sablo-silteux, avec un D50 moyen de 30 μm (10-115 μm). Un seul échantillon est particulièrement grossier et correspond à un packstone sablo-silteux avec un D50 de 115 μm . La distribution granulométrique indique un mode dominant à $\sim 35/55 \mu\text{m}$ associé à un mode à $\sim 3 \mu\text{m}$ (2 %). La fraction $> 150 \mu\text{m}$ est composée de foraminifères planctoniques (~ 55 %) et de clastes de ptéropodes (~ 35 %).

Pendant la période interglaciaire du MIS 5e, le sédiment correspond principalement à du wackestone silto-sableux, et à du wackestone sablo-silteux, avec un D50 moyen de 45 μm . La distribution granulométrique indique un mode dominant à $\sim 55/65 \mu\text{m}$ et deux modes mineurs à $\sim 2 \mu\text{m}$ (1,5 %) et $\sim 450/650 \mu\text{m}$ ($< 1\%$). La fraction $< 20 \mu\text{m}$ est dominée par les aiguilles d'aragonite associées à quelques coccolithes (~ 10 %). La fraction $> 150 \mu\text{m}$ est composée de foraminifères planctoniques (~ 40 %) et de clastes de ptéropodes (~ 40 %).

En conclusion, la carotte CARKS-07 présente deux faciès distincts : un faciès de wackestone boueux à boue silteuse pendant la période d'inondation du MIS 1 et un faciès de type wackestone silto-sableux pendant les périodes d'exondation de la plate-forme du GBB des MIS 2-4 et MIS 5. Pendant le MIS 5e, les particules fines sont rares mais la quantité d'aiguilles d'aragonite est relativement importante dans la fraction $< 20 \mu\text{m}$ par rapport aux coccolithes. Ce résultat suggère des apports *downslope*. La préservation de clastes de ptéropodes en plus grande quantité pendant les MIS 5a-d et MIS 2-4 par rapport au MIS 1 suggère l'influence du courant. En période de bas niveau marin, le courant de Floride va vanner les particules fines, déposer des clastes de faible densité, tels que les clastes de ptéropodes, et permettre le dépôt du faciès packstone. Les dépôts s'accumulent tout de même en période de bas niveau marin sur la levée mais le type de faciès sédimentaire remplissant la levée nord du chenal est dépendant de l'état d'exondation ou d'inondation de la plate-forme.

A la base du MIS 1, la présence de sulfure est interprétée comme des conditions réductrices créées par un environnement faiblement oxygéné (Baudin et al., 2007). Ces conditions traduisent une diminution de l'oxygène au sein des sédiments superficiels qui pourrait être induite par de forts taux de sédimentation. Le terme *re-flooding window* a été introduit pour décrire la période où la production carbonatée est maximale au moment où les plates-formes viennent d'être ennoyées, et où l'export d'aragonite et/ou de turbidites vers les pentes est favorisé (Jorry et al., 2010). La zone nord-ouest de la plate-forme est la première zone à être ennoyée à partir de ~ 7230 ans cal. BP (Boss and Rasmussen, 1995 ; Roth and Reijmer, 2004, 2005). Cette date est en accord avec l'âge des écozones déterminées par les assemblages de foraminifères planctoniques (limite Z2-Z3 ~ 6245 ans cal BP). Pendant la partie finale du MIS 1, les taux de sédimentation sont importants (~ 34 cm/ka), mais probablement moins importants qu'au début de l'ennoiement. L'export *off-bank* prédomine sur la sédimentation de la levée nord du système chenal-levée.

d) Synthèse des processus

Pendant les 6 derniers ka cal BP, la surface ennoyée de la plate-forme du GBB est quasiment maximale, ce qui permet une forte production carbonatée d'organismes et de clastes de plate-forme tels que les aiguilles d'aragonite. Lors d'évènements météorologiques de forte énergie tels que les ouragans, les tempêtes tropicales ou le passage de fronts froids, la boue carbonatée produite sur la plate-forme est remise en suspension. Le refroidissement des eaux de plate-forme lors des passages de fronts froids induit le plongement des eaux de plate-forme vers les pentes jusqu'à leur surface d'équilibre (Wilson, 1992 ; 1995). Ce mécanisme de *density cascading* permet l'export des particules de plate-forme (aiguilles d'aragonite et silts fins à moyens) vers les pentes des Bahamas. Les marques d'érosion/dépôt de type *plunge pools* ou *bump and through* présentes à ~150 m de profondeur d'eau sont des structures érosives et de dépôt directement liées au changement de déclivité entre l'escarpement (70°) et le prisme sédimentaire holocène (25° ; Betzler et al., 2014). Elles sont également interprétées comme liées à la vitesse importante (de 0,5 à 2,5 m/s) des écoulements de *density cascading* qui sont probablement supercritiques et de ce fait, subissent un ressaut hydraulique au niveau de la base de l'escarpement (Wilber et al., 1990 ; Betzler et al., 2014 ; Lapuyade, 2015). Des *sediment waves* se forment en aval de la *plunge pool* en raison du caractère turbulent de l'écoulement (Lapuyade, 2015).

Lors de passage de fronts froids, les eaux denses de plate-forme vont plonger jusqu'à leur profondeur d'équilibre (entre 450 m et 800 m de profondeur d'eau ; Wilson et Roberts, 1992 ; voir paragraphe IV.2.3, chapitre 2 - Partie A). Ces écoulements de densité vont s'étendre latéralement le long de leur isopycne (Proni et al., 1975 ; Wilson et Roberts, 1992 ; 1995). Les particules les plus grossières sont rapidement déposées alors que les particules les plus fines sont piégées au niveau de l'isopycne. Ces particules fines vont se déposer sur les pentes de manière uniforme et vont permettre le drapage de particules fines au niveau de la zone des ravines mais également le long de la pente. Dans ce cas, les particules les plus fines ou les moins denses, comme les aiguilles d'aragonite ainsi qu'une partie des silts et les débris végétaux, suite à leur export depuis la plate-forme, sont probablement transportés ou peuvent se transformer éventuellement en écoulements gravitaires turbulents jusqu'au site de la carotte CARKS-08 (pente moyenne). Ces écoulements ne sont pas érosifs mais vont permettre le drapage de sédiments de façon continue sur l'ensemble de la zone des ravines comme le suggère la géométrie isopaque des dépôts (Principaud, 2015).

Lorsque la profondeur d'équilibre des courants de *cascading* est supérieure à la profondeur de la base de la pente, ces écoulements peuvent potentiellement éroder la base de la pente (Wilson et Roberts, 1992 ; 1995). Dans ce cas, le plongement des courants hyperpycnaux peut former des écoulements turbiditiques de faible densité et transporter le sédiment le long de la pente au niveau de la zone des ravines puis du système chenal-levée. Les sédiments déposés au sein du chenal pendant le MIS 1 consistent en un mélange entre des sédiments de plate-forme, des lithoclastes et des organismes de la colonne d'eau (faciès de types 1 et 2 dans CARKS-06) avec des périodes où les apports de plate-forme sont plus fréquents et/ou abondants.

Aucun canyon, ni aucune ravine de taille relativement importante ne sont présents en amont du système chenal-levée (Fig. 3-11 ; Lapuyade, 2015). Ainsi, il a été suggéré que les sédiments présents dans le système chenal-levée seraient issus d'une zone source localisée sur la pente en amont du système chenal-levée et en aval de la zone de ravines (Lapuyade, 2015). Il est également

probable que, les particules de plate-forme transitent par la zone de ravines avant de se déposer au sein du système chenal-levée. A l'actuel, la plate-forme en amont de ce système chenal -levée est caractérisée par l'extrémité sud de l'alignement de cayes. Ainsi, l'absence de barrière naturelle permet l'export préférentiel de sédiment depuis la plate-forme vers la pente occidentale du GBB.

Lors des dernières périodes de bas niveau marin (MIS 2-4 et MIS 5a-d), la totalité de la plate-forme du GBB était exondée. Seule une faible surface permettait alors le développement des organismes et particules carbonatés de type plate-forme. Les apports de particules fines au niveau des pentes étaient très réduits ce qui a induit un changement de sédimentation. En effet, dans la zone des ravines (CARKS-08), l'induration partielle du sédiment est favorisée en raison des faibles taux de sédimentation et de la vitesse du courant de Floride, plus importante pendant les périodes glaciaires (Brunner, 1975).

Ce système chenal-levée est le premier à avoir été décrit dans les environnements carbonatés (Mulder et al., 2014). Il est défini comme un système aggradant dont les écoulements vont déposer dans le chenal en même temps que les levées en période de haut niveau marin. Les carottes CARKS-07 et CARKS-06 traversent l'unité sismique U4 qui correspond au MIS 1 récent (<3243 ans cal BP) et une partie de l'unité U3 dont la base est bien en dessous de la carotte CARKS-06. Cette base de l'unité U3 est probablement antérieure au MIS 5 ou au MIS 6. Ainsi, malgré ses dimensions relativement petites par rapport aux environnements silicoclastiques, ce système chenal-levée montre plusieurs phases de fonctionnement, de l'incision au remplissage qui s'étalent sur plusieurs cycles climatiques.

II.1.3. Processus sédimentaires liés au remplissage du lobe

a) Description de la carotte CARKS-01

La carotte CARKS-01 se situe dans la partie proximale du lobe. Elle mesure 3,69 m et atteint le MIS 5e (Ecozones Z12 à X3 ; Figs. 3-7 et 3-16).

Pendant l'Holocène (Ecozones Z1-Z12, les derniers ~10,6 ka cal BP ; 0-17 cm), le sédiment correspond à du wackestone à boue silteuse avec un D50 moyen de 28 μm (de 22 à 38 μm). La distribution granulométrique indique un mode dominant à ~65 μm et un mode à ~5 μm (~2 %). La fraction > 150 μm est dominée par les foraminifères planctoniques (~50 %) et est associée à des clastes de ptéropodes (~20 %) et quelques ptéropodes entiers (~10 %). La fraction < 20 μm est dominée par les aiguilles d'aragonite (~85 %) associées à quelques coccolithes et petits cristaux de calcite.

Pendant la première partie du MIS 1 (Ecozone Y5, de 14 à 10,6 ka cal BP), le sédiment correspond à du packstone sablo-silteux avec un D50 moyen de 56 μm (de 45 à 67 μm). La distribution granulométrique indique un mode dominant à ~70 μm mais également un plateau entre 2 et 14 μm à 1 %. La fraction > 150 μm comprends alors plus de ptéropodes (~30 %, clastes inclus) et moins de foraminifères planctoniques (~25 %) que pendant l'Holocène, associés à des lithoclastes (~5 %) et des spicules d'éponge, comme dans les carottes CARKS-07 et CARKS-08.

Pendant les MIS 2-4, le sédiment correspond principalement à du packstone sablo-silteux avec un D50 moyen de 53 μm (de 28 à 82 μm). La distribution granulométrique indique deux modes dominants à $\sim 38/65 \mu\text{m}$ et $\sim 400 \mu\text{m}$ associés avec un mode à $\sim 5 \mu\text{m}$ ($\sim 2 \%$) dont les limites sont mal définies. La fraction $> 150 \mu\text{m}$ est similaire à celle de l'Holocène avec un peu plus de lithoclastes ($\sim 10 \%$).

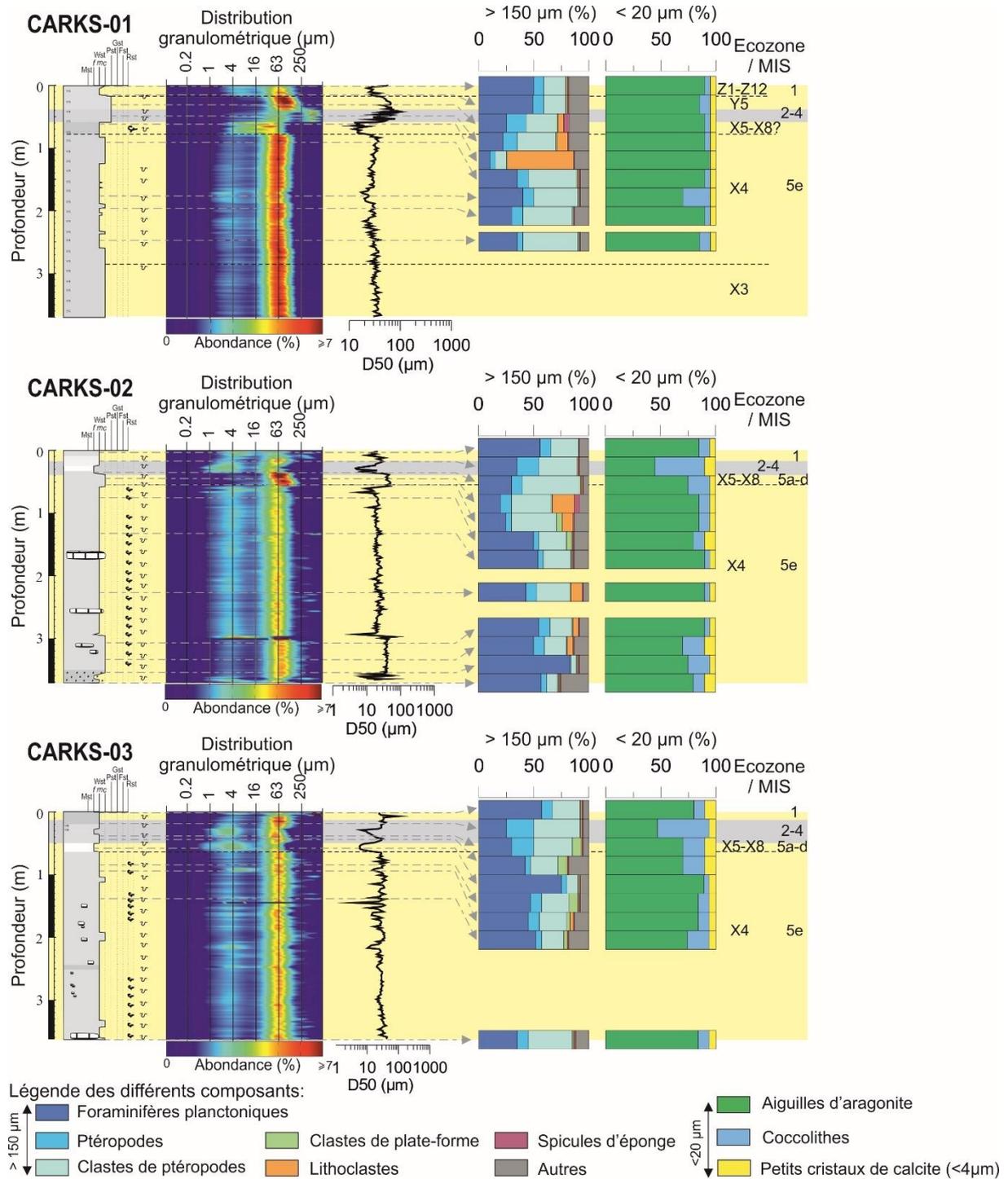


Figure 3-16: Synthèse de la lithologie des carottes CARKS-01, CARKS-02 et CARKS-03 montrant la distribution granulométrique, les courbes des rapports Sr/Ca et $(\text{Fe}+\text{Si}+\text{Ti}+\text{K}+\text{Al})/\text{Ca}$, les pourcentages des composants principaux des fractions $> 150 \mu\text{m}$ et $< 20 \mu\text{m}$ ainsi que la stratigraphie. Les analyses de constituants des carottes CARKS-01, CARKS-02 et CARKS-03 ont été réalisées par Joanna Lapuyade.

Pendant le MIS 5a-d (60 - 80 cm ; écozones X5 à X8), le sédiment correspond à du wackestone à boue silteuse avec des sédiments plus fins, entre 60 et 78 cm. Ce niveau plus fin présente un D50 moyen de 15 μm (de 12 à 23 μm). La fraction $> 150 \mu\text{m}$ comprend une forte proportion de lithoclastes ($\sim 60\%$) associés à des foraminifères planctoniques ($\sim 10\%$) et des clastes de ptéropodes ($\sim 10\%$). La distribution granulométrique indique deux modes dominants à $\sim 30 \mu\text{m}$ et $5 \mu\text{m}$ mais les limites sont très mal définies.

Le reste du sédiment correspond au MIS 5e et est plus grossier avec un D50 moyen de 30 μm (de 17 à 43 μm). La distribution granulométrique indique un mode dominant à $\sim 50 \mu\text{m}$, un deuxième mode à 3 μm , et rarement un troisième à $\sim 250 \mu\text{m}$. La fraction $> 150 \mu\text{m}$ est dominée par les clastes de ptéropodes (40-50 %) et les foraminifères planctoniques (30-40 %). La fraction $< 20 \mu\text{m}$ est dominée par les aiguilles d'aragonite ($\sim 90\%$), comme tout le long de la carotte, mais parfois (*e.g.* 167,5 cm) les coccolithes sont mieux représentés ($\sim 25\%$).

En conclusion, la carotte CARKS-01 montre les plus forts taux de sédimentation pendant le MIS 5e ($\sim 20 \text{ cm/ka}$). Les dépôts du MIS 5e ne sont pas récupérés dans leur intégralité et correspondent probablement à l'intégralité de l'épaisseur du lobe (Fig. 3-16). D'après les données sismiques CHIRP, on peut proposer que seuls les 60 premiers centimètres, correspondant au MIS 5a-d, aux MIS 2-4 et au MIS 1, ne font pas partie du lobe et se déposent sous forme de drapage au-dessus du lobe. Les données des assemblages de foraminifères planctoniques ne mettent pas en évidence un remaniement important le long de la carotte. Le sédiment représente toujours un mélange de sédiments grossiers originaires de la colonne d'eau avec des particules fines de plate-forme, représentées par les aiguilles d'aragonite et les silts fins et moyens.

b) Description de la carotte CARKS-02

La carotte CARKS-02 se situe dans la partie médiane du lobe. Elle a une longueur de 3,61 m et atteint le MIS 5e comme la CARKS-01 (Ecozones Z12 à X4 ; Figs. 3-8 et 3-16).

Pendant le MIS 1, le sédiment correspond à du wackestone à boue silteuse avec un D50 moyen de 21 μm (de 10 à 32 μm). La distribution granulométrique indique un mode dominant à $\sim 55 \mu\text{m}$ associé à deux autres modes bien représentés à $\sim 4 \mu\text{m}$ ($\sim 2,5\%$) et $\sim 350 \mu\text{m}$ ($\sim 2\%$). La fraction $> 150 \mu\text{m}$ est dominée par les foraminifères planctoniques ($\sim 50\%$) associés à des ptéropodes ($\sim 35\%$, clastes inclus). La fraction $< 20 \mu\text{m}$ est dominée par les aiguilles d'aragonite ($\sim 85\%$), associées à quelques coccolithes et petits cristaux de calcite, comme dans la carotte CARKS-01.

Pendant les MIS 2-4, les sédiments sont plus fins que pendant le MIS 1 et correspondent à du wackestone boueux à boue silteuse avec un D50 moyen de 13 μm (de 4 à 31 μm). La distribution granulométrique indique deux modes dominants à $\sim 2 \mu\text{m}$ et $\sim 30/48 \mu\text{m}$ parfois associés avec un autre mode à $\sim 200 \mu\text{m}$ ($\sim 1\%$). La fraction $> 150 \mu\text{m}$ est similaire à celle du MIS 1 mais avec une prédominance de clastes de ptéropodes ($\sim 35-50\%$). Pendant les MIS 2-4, les coccolithes sont présents en plus grande quantité (45-20 %) au sein de la fraction $< 20 \mu\text{m}$.

Pendant le MIS 5a-d (39-57 cm), le sédiment est grossier et correspond à un wackestone à boue sableuse avec un D50 moyen de 44 μm (de 37 à 50 μm). La distribution granulométrique indique deux modes dominants à $\sim 2 \mu\text{m}$ et $\sim 30/48 \mu\text{m}$ parfois associés avec un autre mode à

~200 μm (~1 %). La fraction > 150 μm est dominée par les clastes de ptéropodes (~40 %), les foraminifères planctoniques (20-25 %), et quelques ptéropodes (5-10 %), mais est caractérisée par la présence de lithoclastes (10-20 %), comme dans la carotte CARKS-01. La fraction < 20 μm est dominée par les aiguilles d'aragonite (~ 85%), associées à des coccolithes (~10 %), et des petits cristaux de calcite (~5 %).

Le reste des sédiments correspond à un wackestone à boue sableuse daté du MIS 5e (Ecozone X4), avec un D50 moyen de 24 μm (de 5 à 65 μm). La distribution granulométrique indique un mode dominant à ~50 μm associé à un mode mineur à ~3 μm et parfois avec un autre mode à ~300/500 μm (~1 %). La fraction > 150 μm est dominée par les foraminifères planctoniques (40-80 %), associés à des clastes de ptéropodes (5-30 %), quelques ptéropodes (5-10 %), et quelques lithoclastes (10 %). La fraction < 20 μm est dominée par les aiguilles d'aragonite (70-90%), associées à des coccolithes (5-20 %), et des petits cristaux de calcite (5-10 %). De plus, des nodules décimétriques sont présents (< 1 %) au sein du sédiment et sont dominés par les plaques d'*Halimeda* (45-75 %) et des foraminifères benthiques (sorbitidés, milliolidés, 25-45 %, Fig. 3-17). Ils contiennent également des fragments de bivalves, de gastéropodes et de ptéropodes, d'échinidés, des serpulidés, et de rares foraminifères planctoniques (< 1 %). La présence de foraminifères benthiques de plate-forme (sorbitidés) suggère que ces nodules se sont formés sur ou à proximité de la plate-forme. La présence de ces nodules décimétriques peut expliquer l'échofaciès transparent du corps du lobe, par diffraction du signal acoustique.

En conclusion, comme pour la carotte CARKS-01, la carotte CARKS-02 montre les plus forts taux de sédimentation pendant le MIS 5e (~20 cm/ka). Les dépôts du MIS 5e ne sont pas récupérés dans leur intégralité mais semblent correspondre au corps du lobe (échofaciès transparent, Fig. 3-16). La boue de péri-plate-forme associée au lobe est très similaire à celle qui se dépose sous forme de drapage pendant le MIS 1, les MIS 2-4 et le MIS 5a-d, mais la présence de nodules (<1 %), déplacés depuis le haut de pente et de lithoclastes (1-20 %) permet de les différencier. Du MIS 5a-d à l'actuel, les organismes issus de la colonne d'eau ainsi que les aiguilles d'aragonite et les silts issus de la plate-forme viennent draper ce lobe, ce qui suggère que ce lobe a probablement fonctionné pendant la courte période du MIS 5e. Les dépôts de la dernière période glaciaire présentent une plus forte proportion de clastes de ptéropodes par rapport au MIS 1, ce qui suggère une influence du courant plus marquée pendant la dernière période glaciaire comme observé dans les carottes CARKS-08 et CARKS-07.

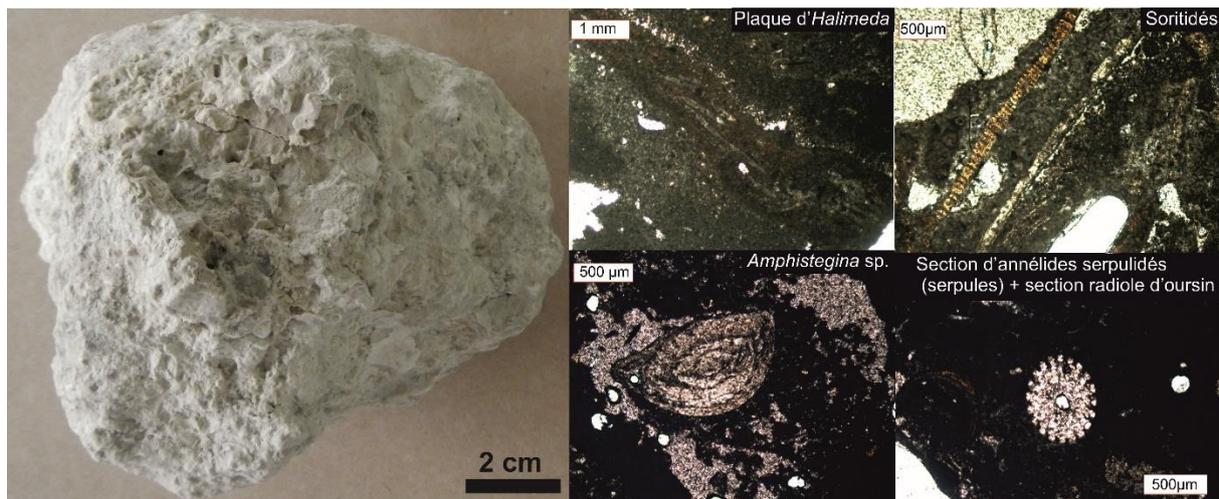


Figure 3-17: Photo d'un nodule diagénétique prélevé dans la carotte CARKS-02 à ~354 cm de profondeur, associé avec 4 zoomes de photos de lames mince réalisées au sein de ce nodule.

c) Description de la carotte CARKS-03

La carotte CARKS-03 est située dans la partie distale du lobe. Elle est longue de 3,62 m et atteint le MIS 5e (Ecozone Z12 à X4 ; Figs. 3-9 et 3-16).

Pendant le MIS 1, le sédiment correspond à du wackestone à boue silteuse avec un D50 moyen de 28 μm (de 24 à 34 μm). La distribution granulométrique est très similaire à celle de la carotte CARKS-02 et indique un mode dominant à ~55 μm associé à deux autres modes bien représentés à ~4 μm (~2,5 %) et ~250 μm (~2 %). Tout comme dans les carottes CARKS-02 et CARKS-01, la fraction > 150 μm est dominée par les foraminifères planctoniques (~60 %) associés à des ptéropodes (~35 %, clastes inclus). De même, la fraction < 20 μm est dominée par les aiguilles d'aragonite (~ 80 %), associées à quelques coccolithes et petits cristaux de calcite.

Pendant les MIS 2-4, le sédiment correspond à du wackestone à boue silteuse avec un D50 moyen de 23 μm (de 6 à 39 μm). La distribution granulométrique indique un mode dominant à ~40/50 μm associé à un mode à ~3 μm et parfois un mode à ~500 μm . Tout comme dans la carotte CARKS-02, la fraction > 150 μm est alors similaire à celle du MIS 1 mais avec une prédominance de clastes de ptéropodes (~40 %) et la présence de clastes de plate-forme (~1-10 %). Pendant les MIS 2-4, les coccolithes sont présents en plus grande quantité (50-70 %) au sein de la fraction < 20 μm .

Pendant le MIS 5a-d (51-63 cm), le sédiment correspond à du wackestone boueux avec un D50 moyen de 7 μm (de 5 à 14 μm). La distribution granulométrique indique un mode dominant à ~35 μm associé à un mode à ~3 μm . La fraction > 150 μm montre que les foraminifères planctoniques dominent (~75 %). La fraction < 20 μm est dominée par les aiguilles d'aragonite (~ 90 %), associées à quelques coccolithes et petits cristaux de calcite.

Pendant l'écozone X4 (période la plus récente du MIS 5e), le sédiment correspond à du wackestone à boue silteuse avec un D50 moyen de 23 μm (de 6 à 39 μm). La distribution granulométrique indique un mode dominant à ~40/60 μm associé à un mode à ~3 μm et parfois un mode à ~350 μm . La fraction > 150 μm est globalement similaire à celle du MIS 1 mais avec présence de clastes de plate-forme (~1-10 %). Tout comme dans la carotte CARKS-02, des

nodules indurés de taille décimétrique sont observés au sein du sédiment. Leur morphologie et leur composition sont similaires à celles des nodules observés dans la carotte CARKS-02.

En conclusion, la carotte CARKS-03 montre les plus forts taux de sédimentation pendant le MIS 5e (~20 cm/ka) avec des valeurs identiques aux deux autres carottes prélevées dans le lobe le plus récent (CARKS-01 et CARKS-02). La lithologie et la composition sont globalement similaires à celles de la carotte CARKS-02. Cependant dans cette dernière, il faut noter la présence plus importante de clastes de plate-forme. La boue de péri-plate-forme associée au lobe est très similaire à celle qui se dépose sous forme de drapage pendant le MIS 1 et les MIS 2-4, mais la présence (<1 %) de nodules déplacés depuis la plate-forme permet de les différencier.

d) Synthèse sur l'alimentation du lobe et relation avec le système ravines-chenal-levées

Les deux carottes CARKS-02 et CARKS-03, prélevées au sein des zones médiane et distale du lobe, montrent une lithologie et des taux de sédimentation très similaires, avec en particulier la présence de ces nodules indurés décimétriques au sein des dépôts du MIS 5e, expliquant le caractère transparent de l'échofaciès du lobe. Les nodules indurés provenant de la plate-forme ne sont pas présents au sein de la carotte CARKS-01, qui est située dans la partie proximale du lobe. Néanmoins l'étude de ces trois carottes suggère que les dépôts du lobe datent du MIS 5e et que par la suite les dépôts des MIS 5a-d, 2-4 et 1 viennent draper ces dépôts de lobe.

En amont des lobes se trouve le système chenal-levée décrit dans le paragraphe précédent. Ce système chenal-levée correspond au chenal C3, composé de 4 unités sismiques U1 à U4 (Fig. 3-14 ; Mulder et al., 2014). L'analyse des profils sismiques THR en amont de la zone du lobe ne permet pas d'imager la zone de transition entre le lobe et le système chenal-levée (Lapuyade, 2015). Néanmoins, l'analyse de profils sismiques en amont de la carotte CARKS-01 a permis de mettre en évidence la présence de chenaux incisant les dépôts du lobe les plus proximaux (Fig. 3-11 ; Lapuyade, 2015). Ces chenaux sont observés sur les profils sismiques présents entre le chenal et le lobe et ont probablement alimenté le lobe en aval. Il est difficile de définir quand ces chenaux ont fonctionné en raison de l'absence de carottes.

La base de la carotte CARKS-06 est délimitée entre 6,245 et 3,565 ka cal BP, ce qui suggère que l'unité sismique U3 pourrait correspondre au début de la période d'ennoiement de la plate-forme et à la première partie du MIS 1 (4-14 ka cal BP). Pendant les périodes de bas niveau marin, tels que celui du MIS 1 (4-14 ka cal BP) et des MIS 2-4 et MIS 5a-d, les exports depuis la plate-forme vers les pentes sont plus faibles ce qui induit des taux de sédimentation plus faibles sur les levées, au niveau du lobe et probablement dans le remplissage du chenal. Les apports sont alors dominés par la décantation pélagique dont les dépôts drapent ceux du lobe.

Pendant le MIS 5e, la surface ennoyée de la plate-forme du GBB est quasiment maximale, ce qui permet une forte production carbonatée d'organismes et de clastes de plate-forme. Les processus d'export de particules fines depuis la plate-forme, telles que les aiguilles d'aragonite et les particules silteuses, se fait probablement par des processus de *density cascading* ou lors de passages d'ouragans et tempêtes. Ces particules vont se déposer sous forme de drapage tout le long de la pente lorsque la profondeur d'équilibre est inférieure à la base de la pente. L'export de nodules indurés nécessite probablement des événements plus puissants pour les transporter sous forme d'écoulements gravitaires jusqu'à la pente inférieure, là où la pente est faible (0,6/0,8°, Principaud, 2015). Ces nodules ont probablement été indurés lors de la période de bas niveau marin précédente, soit le MIS 6.

Ainsi, la mise en place du lobe le plus récent est contemporaine de l'unité U2 du système chenal-levée et associée aux périodes de haut niveau marin. Un lobe sous-jacent au lobe le plus récent est peu visible en raison de l'atténuation du signal. Sa mise en place pourrait correspondre à une période d'inondation précédente, telle que celle du MIS 11 (409-424 ka BP). Au niveau du chenal-levée, l'unité U1 pourrait également correspondre à l'inondation majeure du MIS 11. Ainsi la mise en place du chenal C3 pourrait dater du début du MIS 11 et aurait fonctionné sur plusieurs cycles climatiques (du MIS 11 au MIS 1). Le système chenal-levée-lobe est situé à

proximité d'un large complexe de transport en masse (Principaud et al., 2015 ; cf. paragraphe suivant). Au Plio-pleistocène, cette zone était déjà favorable aux glissements en masse et aux transferts sédimentaires en raison d'une forte accumulation du sédiment par rapport aux zones nord (*Bimini*) et sud (*Santaren*) (Principaud et al., 2015).

Les dépôts drapant le lobe le plus récent ne comportent pas de nodules indurés mais tout de même un mélange d'organismes issus de la colonne d'eau et de particules fines issues de la plateforme. Les sédiments glaciaires montrent une quantité plus importante de clastes de ptéropodes par rapport à la dernière période interglaciaire. Ils ont probablement été transportés et déposés par les courant de fond car leurs vitesses ont été plus importantes pendant les périodes glaciaires (Brunner, 1975).

II.2. Transect du remplissage de la cicatrice du MTC jusqu'aux blocs : CARKS-09, CARKS-05, et CARKS-04

II.2.1. Contextes spatial et morpho-sédimentaire des carottes

Ce transect comprend trois carottes situées au sein du remplissage d'un ancien complexe de transport en masse (MTC) : CARKS-09, CARKS-05 et CARKS-04 (Figs. 3-1 et 3-18A). La cicatrice et les blocs issus de ce MTC sont présents au niveau de la pente inférieure entre 650 et 850 m de profondeur d'eau (Principaud, 2015). Le MTC a glissé sur une surface de décollement datée du Messinien et se serait produit au Pléistocène probablement pendant une période de baisse du niveau marin (Principaud et al., 2016). Des *sediments waves* sont présentes dans la zone de remplissage des cicatrices (Principaud, 2015). Elles présentent leur flanc à pente raide vers l'amont et leur crête est perpendiculaire à la pente (Principaud, 2015). Elles migrent vers le haut de pente et sont interprétées comme des antidunes générées par des écoulements *downslope* (Betzler et al., 2014 ; Principaud, 2015).

La zone d'arrachement de ce MTC est caractérisée par trois larges cicatrices d'arrachement encore bien marquées topographiquement et une quatrième (la plus au nord) partiellement comblée (Principaud, 2015). Ces cicatrices forment un escarpement de 80 à 100 m de hauteur, séparées les unes des autres par des éperons rocheux de 1 à 3 km de long, sur 400 à 800 m de large, et qui correspondent à des reliques de la pente arrachée (Principaud, 2015). Les dépressions topographiques créées par ces cicatrices sont partiellement comblées par des dépôts post MTC. Des zones en dépression interprétées comme des *plunge pool* sont présentes localement au pied de l'escarpement et semblent dans le prolongement de certaines ravines (Principaud, 2015). Ces structures ainsi que la présence de *sediment waves* à la surface des dépôts remplissant la cicatrice d'arrachement attestent de l'occurrence d'écoulements gravitaires turbulents transitant depuis les ravines jusque dans la cicatrice d'arrachement du MTC.

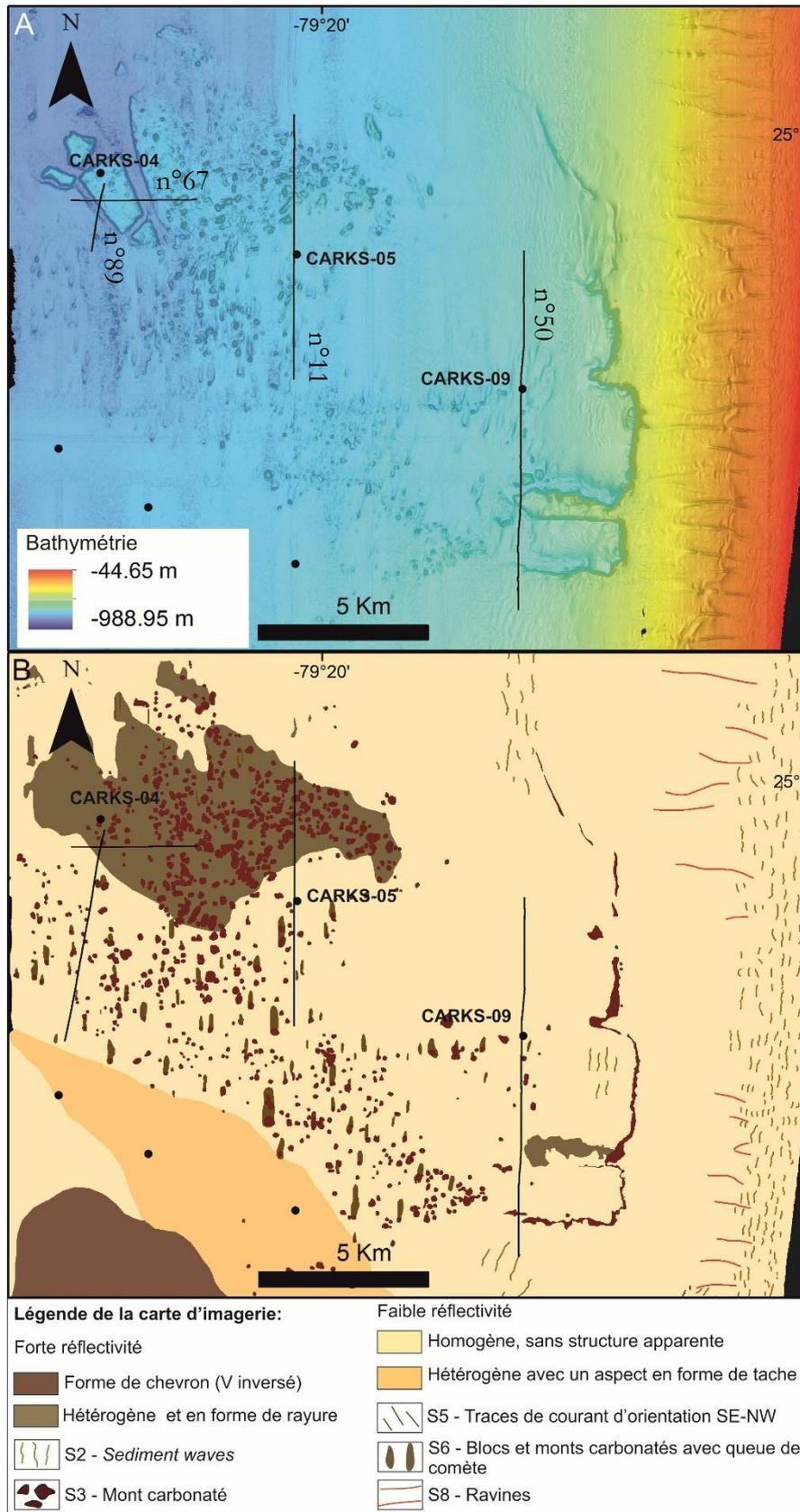


Figure 3-18: Zoom sur les carottes CARKS-09, CARKS-05 et CARKS-04 et localisation des profils CHIRP. A) fond bathymétrique ; B) carte d'imagerie (Principaud, 2015). Les *sediment waves* et les ravines sont issues de l'analyse des données bathymétriques.

La carotte CARKS-09 est située au niveau du remplissage de la cicatrice d'arrachement centrale à 788 m de profondeur d'eau. Ce remplissage se caractérise par un échofaciès lité continu entre les blocs issus du MTC (Fig. 3-18 et 3-19 ; Principaud, 2015). Les données d'imagerie indiquent de faibles réflectivités, sans structure apparente (Fig. 3-18B ; Principaud, 2015). La stratigraphie de la carotte CARKS-09 permet de proposer que le réflecteur principal corresponde à la transition entre les niveaux fins et des sédiments plus grossiers pendant la dernière période glaciaire (Fig. 3-19). L'interglaciaire MIS 1 est particulièrement épais et met en évidence des réflecteurs correspondant aux variations de couleur (alternance de sédiments blancs et gris ; Fig. 3-19) traduisant des changements de source. Les sédiments blancs sont associés à des épisodes de transport *off-bank* plus intenses et/ou plus fréquents, alors que les sédiments gris reflètent une sédimentation plus hémipélagique, avec des apports du courant de Floride.

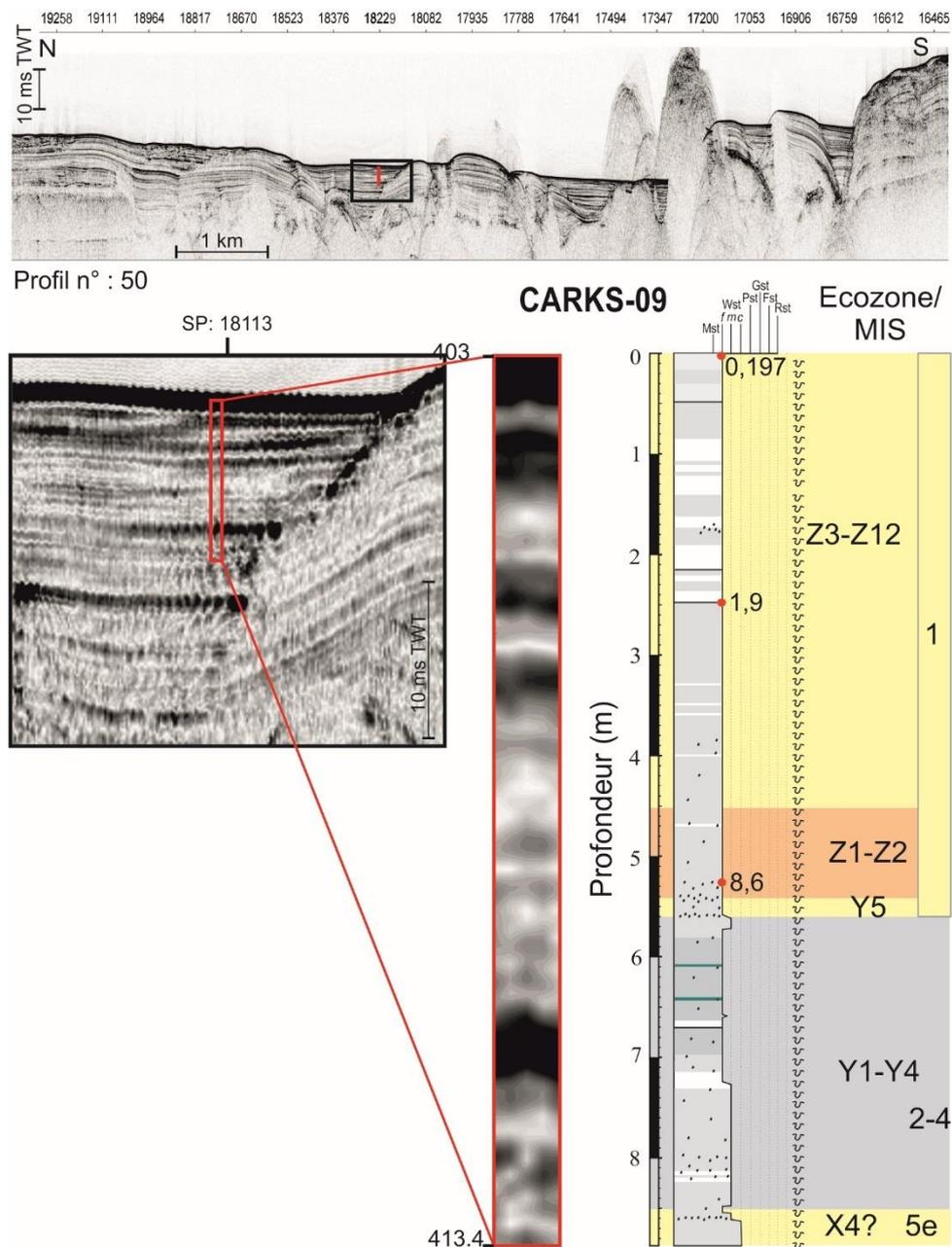


Figure 3-19: Section du profil sismique CHIRP n° 50 avec la position de la carotte CARKS-09 montrant le remplissage de la cicatrice du MTC et la corrélation des données sismiques THR avec la lithologie et la stratigraphie de la carotte.

En aval, ce MTC est caractérisé par une morphologie très irrégulière et accidentée sur une surface de 300 km² (Principaud, 2015). Sur le fond marin, la présence de linéaments d'orientation S-N, des figures d'érosion de type *scours* et en queue de comète (*crescent marks*) au nord des blocs et des monts carbonatés suggère l'action d'un courant de fond en direction du nord (Mullins et al., 1984 ; Grasmueck et al., 2007 ; Correa et al., 2012a, b ; Principaud, 2015). La présence de monts carbonatés de forme circulaire et de taille variable est supposée entre 750 et 850 m de profondeur d'eau (Principaud, 2015). Ces monts carbonatés peuvent atteindre une hauteur de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Au nord des monts carbonatés, les *crescent marks* sont caractérisées par leur forte réflectivité et montrent une dépression allongée ce qui indique un transport par le courant de Floride (Fig. 3-18B ; Principaud, 2015). Cette observation indique que le courant de Floride va générer un affouillement à l'amont de l'obstacle et un dépôt à l'aval (Principaud, 2015). La carotte CARKS-05 est située dans cette zone, à 815 m de profondeur d'eau. Elle est caractérisée par un échofaciès avec une faible pénétration du signal (Fig. 3-20 ; Principaud, 2015). Les données d'imagerie indiquent de faibles réflectivités, sans structure apparente (Fig. 3-18B ; Principaud, 2015). Le seul réflecteur visible sous la surface correspond au niveau grossier situé au sommet de la carotte (Fig. 3-20). La stratigraphie de la carotte CARKS-05 ne permet pas de dater ce niveau grossier et met en évidence un mélange entre des faunes récentes (MIS 1) avec des faunes plus anciennes (MIS 6-8).

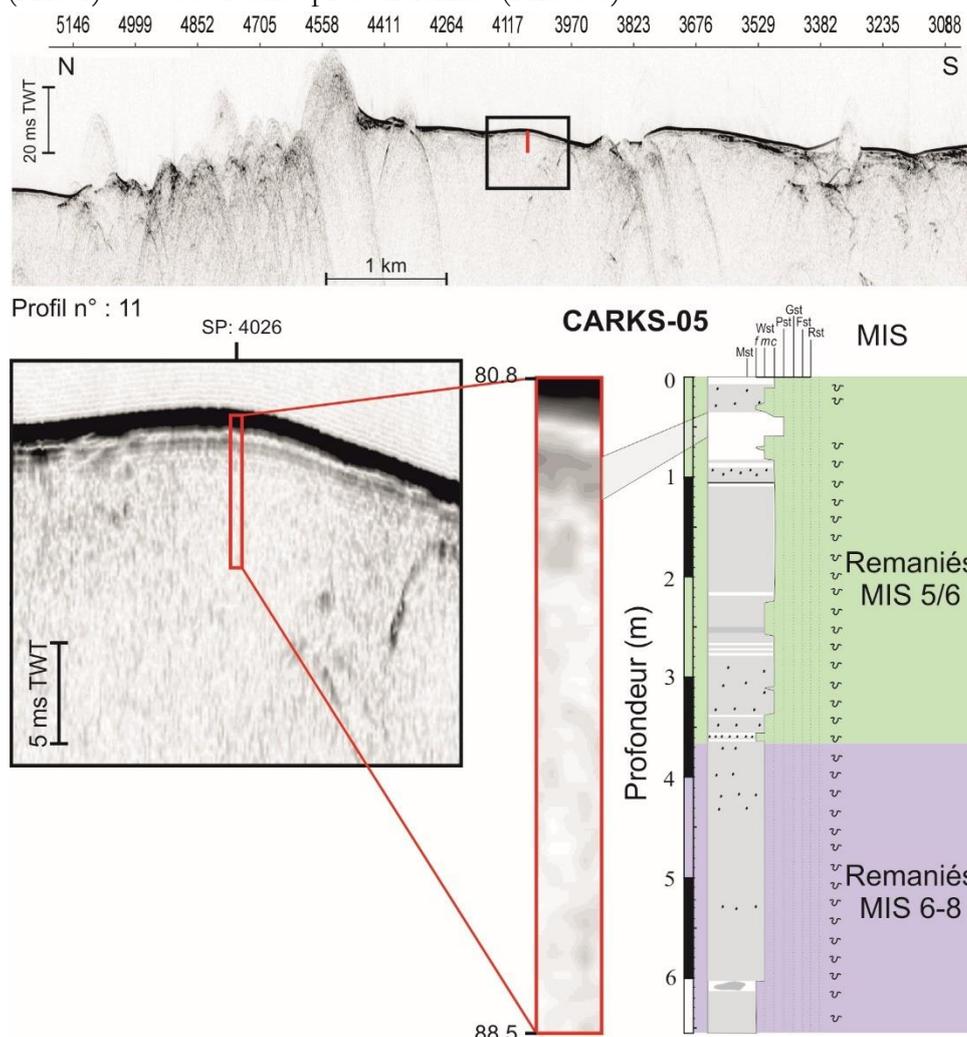


Figure 3-20: Section du profil sismique CHIRP n° 41 avec la position de la carotte CARKS-05 montrant le remplissage dans la zone en amont du MTC et la corrélation des données sismiques THR avec la lithologie et la stratigraphie de la carotte.

La présence de méga-blocs de 1 à 2 km de long, 500 m de large et 50 m de haut vers 850 m de profondeur marque la fin de l'extension du MTC (Principaud, 2015). Il semble que la dépression topographique observée entre les blocs soit accentuée par l'érosion due au courant de Floride (Principaud, 2015). La carotte CARKS-04 est située au sommet du plus grand des blocs, à 829 m de profondeur d'eau (Fig. 3-18A ; Principaud, 2015). Les données d'imagerie indiquent une forte réflectivité avec un aspect tacheté (Fig. 3-18B ; Principaud, 2015). Le profil sismique THR montre un échofaciès hyperbolique et sourd au sommet du méga-bloc. Cela indique que ce bloc est induré avec de nombreuses irrégularités à sa surface qui pourraient correspondre à des colonies coralliaires (Principaud, 2015 ; Fig. 3-21).

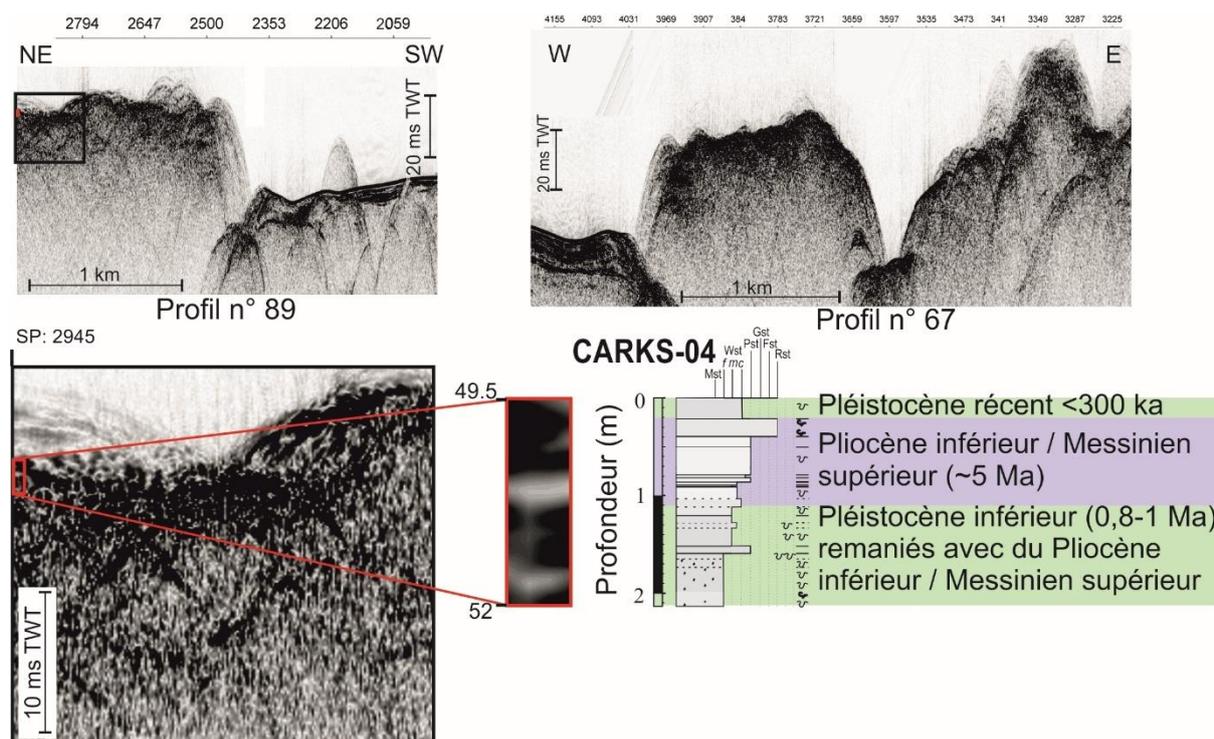


Figure 3-21: Section du profil sismique CHIRP n° 89 avec la position de la carotte CARKS-04 montrant les dépôts au sommet du MTC et la corrélation des données sismiques THR avec la lithologie et la stratigraphie de la carotte.

II.2.2. Les dépôts du remplissage de la cicatrice du MTC jusqu'au bloc

a) Description de la carotte CARKS-09

La carotte CARKS-09 est située au niveau du remplissage de la cicatrice de glissement. Elle est longue de 8,86 m de profondeur et couvre les derniers ~115 ka BP (MIS 1 à 5e, écozone X4 ; Figs. 3-19 et 3-22). Seule une faible épaisseur de sédiment correspond au MIS 5, et donc les taux de sédimentation pendant cet interglaciaire ne peuvent être estimés. Les variations du rapport du Sr/Ca permettent de bien différencier les périodes glaciaires ($Sr/Ca < 0,1$) et les périodes interglaciaires ($Sr/Ca > 0,1$). Le signal des éléments terrigènes montre des valeurs plus importantes pendant les périodes glaciaires. L'intégralité des sédiments correspond à un sédiment de type *carbonate ooze* et est caractérisé par un faciès type wackestone boueux à boue silteuse.

Pendant le MIS 1, le sédiment montre une alternance de sédiment blanc (10YR9/0) et de sédiment gris clair (10YR8/1 à 10YR7/1) avec un D50 moyen variant entre 4 à 19 μm (9 μm en moyenne). La distribution granulométrique indique deux modes dominants à ~6 μm et ~35 μm ,

mais les limites entre les modes sont très mal définies voire parfois inexistantes. La fraction > 150 µm est dominée par les foraminifères planctoniques (25-50 %) associés à des clastes de ptéropodes (10-40 %), quelques ptéropodes entiers (~1-25 %), des clastes de plate-forme (~10 %) et des foraminifères benthiques (catégorie « autre », Fig. 3-22).

Les sédiments le plus fins sont de type wackestone boueux et présentent une couleur très blanche (10YR9/0). Dans ces sédiments, la proportion en particules < 20 µm atteint entre 50 et 70 %, et les pourcentages en particules sableuses sont faibles (< 10 %). De plus, des pellets sont présents (~10 %) et sont interprétés comme provenant de la plate-forme (Reijmer et al., 2009). Cette valeur est subjective car il est difficile de déterminer la réelle proportion des pellets dans ces échantillons (étoiles rouges sur Fig. 3-22). En effet, bien que ces sédiments aient déjà été lavés (tamisage humide) et séchés, lors de l'observation sous la loupe binoculaire, les particules de type pellets qui se déstructurent sous l'action de l'eau dominant. Ces pellets sont de formes sub-arrondies à sub-anguleuses. Ils sont composés de micrite carbonatée et parfois de petits clastes de foraminifères benthiques sont observés. Deux hypothèses peuvent expliquer la présence de ces pellets : soit ce sont réellement des pellets mais faiblement consolidés et dans ce cas ils dominent l'intégralité du sédiment, mais une partie est perdue lors du lavage des échantillons, soit ce sont des particules qui se forment dans des échantillons très fins en raison d'un lavage (tamisage humide) incomplet. La micrite carbonatée encore présente dans la fraction > 150 µm va donc s'agglomérer sous forme plus ou moins arrondie au moment du séchage dans l'étuve et former ces pellets artificiels. Dans les deux cas, l'origine du sédiment est probablement située sur la plate-forme. De même, la fraction < 20 µm est dominée par les aiguilles d'aragonite (85-100 %), associées à quelques coccolithes et petits cristaux de calcite. Les niveaux blancs présentent entre 5 à 10 % de plus d'aiguilles d'aragonite que les niveaux gris ce qui suggère plus d'apports depuis la plate-forme plus fréquents et/ou plus importants au cours des derniers 2000 ans cal BP, comme décrit précédemment sur la pente moyenne plus au sud.

Pendant le MIS 2-4, le sédiment est légèrement plus grossier avec un D50 moyen de ~15 µm (de 5 à 44 µm). La distribution granulométrique indique, soit deux modes dominants à ~3 µm et ~56 µm, soit un seul mode à ~56 µm qui domine, mais le mode à ~3 µm reste présent (~2 %). Comme c'est le cas habituellement pendant la dernière période glaciaire, ce sont des silts grossiers qui dominent. La fraction > 150 µm est relativement similaire à celle observée pendant le MIS 1, mais avec une prépondérance des clastes de ptéropodes par rapport aux foraminifères planctoniques. Les coccolithes dominent (~80 %) dans la fraction < 20 µm. Cependant certains niveaux blancs indiquent des valeurs plus fortes en strontium et un échantillon confirme la prédominance d'aiguilles d'aragonite (~90 %), témoignant de l'apport ponctuel (trois événements) d'éléments carbonatés peu profonds comme les aiguilles d'aragonite (niveaux marins plus hauts du MIS 3 ?). Il faut noter que ce sont les dépôts correspondant aux MIS2-4 les plus épais (3 m) observés sur les deux marges étudiées des Bahamas. La partie amont de la cicatrice d'arrachement agit donc comme un piège à particules et protège au moins en partie les dépôts de l'action de vannage du courant de Floride. L'augmentation de la quantité de particules terrigènes apportées par le courant de Floride explique aussi probablement ces taux de sédimentation importants.

Pendant le MIS 5, les sédiments sont plus grossiers avec un D50 moyen de ~37 µm (de 22 à 60 µm). La distribution granulométrique indique un mode à ~56 µm, et dans ce cas le mode à

~3 µm est tout de même présent (~2 %). La fraction > 150 µm est relativement similaire à celle du MIS 1 pendant les niveaux gris et celle du MIS 2-4. La fraction < 20 µm indique un mélange de coccolithes (~45 %) et d'aiguilles d'aragonite (~55 %).

En conclusion, la carotte CARKS-09 indique de forts taux de sédimentation pendant le MIS 1 (~40 cm/ka) qui restent non négligeables pendant le MIS 2-4 (~5 cm/ka). Le sédiment correspond à du wackestone à boue silteuse avec un mélange d'organismes grossiers planctoniques (*e.g.* foraminifères, ptéropodes) et des particules fines de plate-forme (aiguilles d'aragonite et silts fins et moyens). Dans les niveaux blancs particulièrement fins, il est possible que les aiguilles d'aragonite s'agglomèrent sous forme de péloïdes sub-arrondis à sub-anguleux lors du séchage ou que les pellets exportés ne soient pas suffisamment consolidés pour être préservés lors du lavage. Ces niveaux blancs caractérisent des périodes de plus fort export de particules fines depuis la plate-forme vers les pentes. Le début de ces périodes d'export intenses est daté vers ~ 1935 ans cal. BP sur CARKS-09 et ~3 ka cal BP sur CARKS-06 et CARKS-08,

La période glaciaire est très développée et enregistre des apports d'aiguilles d'aragonite de manière continue mais également de manière plus intense pendant trois événements, caractérisés par du sédiment blanc. Le peu de sédiment récolté daté du MIS 5 correspond à un mélange de coccolithes et d'aiguilles d'aragonite.

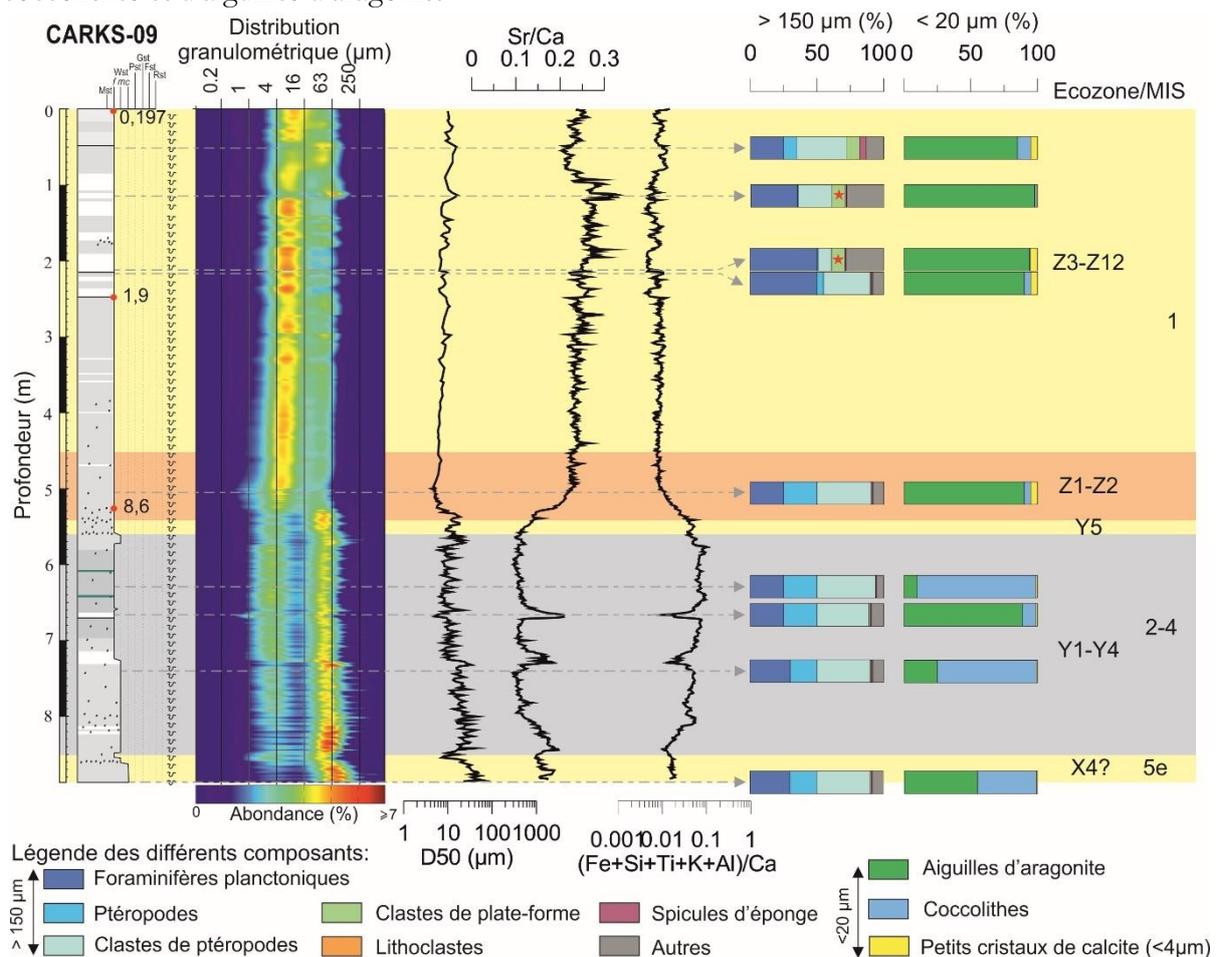


Figure 3-22: Synthèse de la lithologie de la carotte CARKS-09 montrant la distribution granulométrique, les courbes des rapports Sr/Ca et (Fe+Si+Ti+K+Al)/Ca, les pourcentages des composants principaux des fractions > 150 µm et < 20 µm ainsi que la stratigraphie. L'étoile rouge indique des proportions potentiellement biaisée et dont la valeur indiquée est subjective (~10 %).

b) Description de la carotte CARKS-05

La carotte CARKS-05 se situe dans la zone de remplissage dans la zone médiane du MTC (12 km de l'escarpement de la cicatrice). Elle a une longueur de 6,52 m mais la stratigraphie indique un mélange de sédiment récent avec du sédiment plus ancien (MIS 6-8 ; Figs. 3-20 et 3-23). Les acmés de coccolithes et les assemblages de foraminifères planctoniques suggèrent un remaniement tout le long de la carotte. Les variations du rapport du Sr/Ca indique des valeurs $\sim 0,2$, ce qui est cohérent avec un âge des sédiments correspondant à une période d'inondation (MIS 1 ?). La stratigraphie proposée pour la carotte CARKS-05 est faussée et traduit les âges des sédiments remaniés plutôt que l'âge des dépôts. Il est important de noter qu'un sédiment daté du MIS 5 d'après les acmés des coccolithes correspond à une acmé transitionnelle entre l'acmé d'*E. huxleyi* (MIS 1-4) et de *G. aperta* (MIS 6-8). L'érosion de dépôts pléistocènes datant du MIS 6-8 et leur intégration dans du sédiment holocène peut créer une acmé similaire à celle du MIS 5. Le signal XRF des éléments terrigènes indique des valeurs relativement faibles ($\sim 0,01$). L'intégralité des sédiments correspond à une *carbonate ooze*.

Le sédiment correspond principalement à du wackestone à boue silteuse et à boue sableuse avec un D50 moyen de $\sim 28 \mu\text{m}$ (de 10 à 67 μm). La distribution granulométrique indique un mode dominant à $\sim 48/56 \mu\text{m}$ associé à un mode à $\sim 3 \mu\text{m}$, et pour les échantillons les plus grossiers un mode à $\sim 200/300 \mu\text{m}$ dont les limites sont mal définies ($\sim 1\%$). On observe une tendance générale à l'augmentation du diamètre moyen vers le sommet de la carotte.

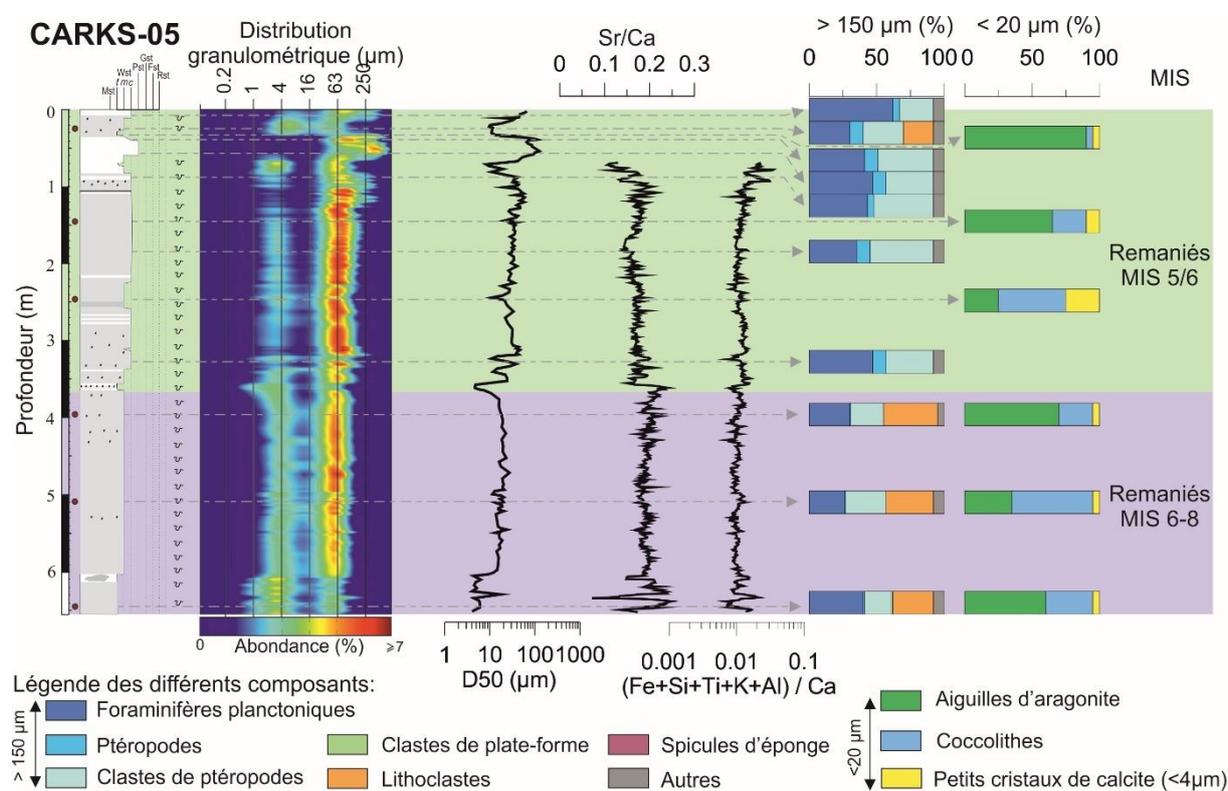


Figure 3-23: Synthèse de la lithologie de la carotte CARKS-05 montrant la distribution granulométrique, les courbes des rapports Sr/Ca et $(\text{Fe}+\text{Si}+\text{Ti}+\text{K}+\text{Al})/\text{Ca}$, les pourcentages des composants principaux des fractions $> 150 \mu\text{m}$ et $< 20 \mu\text{m}$ ainsi que la stratigraphie.

Le niveau le plus grossier (36-67 cm) correspond à un packstone sableux à sablo-silteux avec un D50 moyen de $\sim 84 \mu\text{m}$ (de 42 à $126 \mu\text{m}$). La distribution granulométrique indique deux modes dominants à $\sim 65 \mu\text{m}$ et $\sim 350 \mu\text{m}$, mais les limites entre ces deux modes sont mal définies. Ces deux modes sont associés à un mode à $\sim 3 \mu\text{m}$ faiblement représenté ($\sim 1 \%$).

Les deux niveaux les plus fins (357-364 cm et 603-651 cm) correspondent à un wackestone boueux avec un D50 moyen de $\sim 5 \mu\text{m}$ (de 4 à $9 \mu\text{m}$). La distribution granulométrique indique un mode très dominant à $\sim 3 \mu\text{m}$ associé à un mode à $\sim 35 \mu\text{m}$, et parfois un mode ou sorte de plateau à $\sim 200 \mu\text{m}$ faiblement représenté ($\sim 1 \%$).

Tout le long de la carotte, la fraction $> 150 \mu\text{m}$ est dominée par les foraminifères planctoniques (30-60 %), les clastes de ptéropodes (20-50 %), et quelques ptéropodes (1-10 %). Parfois des lithoclastes (20-40 %) sont présents et peuvent être transportés depuis l'escarpement de la cicatrice du MTC. La fraction $< 20 \mu\text{m}$ est parfois dominée par les aiguilles d'aragonite (25-70 %) ou les des coccolithes (25-60 %) associés à quelques petits cristaux de calcite (5-25 %). Le niveau indiquant de fortes valeurs en strontium est largement dominé par les aiguilles d'aragonite (90 %) dans la fraction $< 20 \mu\text{m}$.

En conclusion, la stratigraphie de la carotte CARKS-05 suggère des sédiments remaniés qui pourraient correspondre au MIS 1. L'absence de structure sédimentaire rend difficile la détermination de la proportion de sédiment qui n'est pas en place. La présence de lithoclastes confirme un remaniement important du sédiment dans cette carotte. La présence de la cicatrice du MTC a créé un escarpement de plusieurs dizaines de mètres où affleurent du sédiment pléistocène. Ainsi, lors d'épisodes érosifs, le passage d'écoulements gravitaires peut éroder des microfaunes plus anciennes mélangées à des faunes plus récentes.

c) Description de la carotte CARKS-04

La carotte CARKS-04 est prélevée dans les dépôts situés au sommet d'un méga-bloc de MTC. Elle est longue de 2,11 m (Figs. 3-21 et 3-24). Les acmés de coccolithes et les assemblages de foraminifères planctoniques indiquent trois périodes différentes : au sommet les sédiments sont récents ($< \text{MIS } 8$), entre 20 et 110 cm les sédiments sont datés du Pliocène inférieur au Messinien supérieur ($\sim 5 \text{ Ma}$), à la base de la carotte les sédiments sont plus récents et sont datés du Pléistocène inférieur (0,8-1 Ma). Ces derniers contiennent des coccolithes du Pliocène inférieur au Messinien supérieur et ces organismes remaniés augmentent vers le sommet de la séquence. Les sédiments correspondent principalement à une *carbonate ooze*. Des clastes de coraux d'eaux froides sont présents en abondance entre 20 et 40 cm.

Les sédiments correspondent principalement à du wackestone à boues sableuses et silteuses avec un D50 moyen de $\sim 32 \mu\text{m}$ (de 12 à $80 \mu\text{m}$). La distribution granulométrique indique un mode dominant à $\sim 55 \mu\text{m}$ associé à un mode à $\sim 2 \mu\text{m}$, et parfois un mode à $\sim 350 \mu\text{m}$ dont les limites sont mal définies ($\sim 1 \%$). Globalement les dépôts sont de plus en plus grossiers vers le sommet de la carotte.

Entre 20 et 40 cm, un faciès de type rudstone est décrit pour la première fois sur les pentes nord du LBB et ouest du GBB. Cependant, la granulométrie des sédiments n'a pas été mesurée dans son ensemble avec la même méthode. Seule la matrice relativement fine entourant les clastes

de coraux d'eaux froides a été mesurée et correspond à un wackestone à boue sableuse avec un D50 moyen de $\sim 52 \mu\text{m}$ (de 10 à $148 \mu\text{m}$). La distribution granulométrique indique deux modes dominants à $\sim 50 \mu\text{m}$ et $\sim 2 \mu\text{m}$. Ces modes sont associés à un mode à $\sim 1130 \mu\text{m}$ (1-4 %) et parfois un mode à $\sim 250 \mu\text{m}$.

La base de la carotte (113-211 cm) ainsi qu'un niveau fin (81-87 cm) correspond à du wackestone boueux avec un D50 moyen à $\sim 5 \mu\text{m}$ (de 3 à $11 \mu\text{m}$). La distribution granulométrique indique un mode dominant à $\sim 2/3 \mu\text{m}$ associé à un mode à $\sim 30/40 \mu\text{m}$, et parfois un mode à $\sim 330 \mu\text{m}$ (0,2-1 %).

Un niveau particulièrement grossier (150-153 cm) correspond à un wackestone à boue sableuse avec un D50 moyen à $\sim 34 \mu\text{m}$ (de 11 à $81 \mu\text{m}$). La distribution granulométrique indique un mode dominant à $\sim 350/500 \mu\text{m}$ associé à un mode à $\sim 50 \mu\text{m}$, et un mode à $\sim 2 \mu\text{m}$.

La composition de quelques échantillons a été observée et indique une prépondérance des foraminifères planctoniques pour la fraction $> 150 \mu\text{m}$. La fraction $< 20 \mu\text{m}$ suggère une plus grande hétérogénéité dans les proportions avec une dominance des aiguilles d'aragonite pour les sédiments du Pléistocène inférieur, puis des coccolithes dans les sédiments datés du Pliocène inférieure/Messinien supérieur et au sommet de la carotte (Pléistocène récent) des petits cristaux de calcite.

En conclusion, la carotte CARKS-04 révèle des taux de sédimentation très faibles ($< 0,06 \text{ cm/ka}$) au cours du Quaternaire. Cette carotte ne pénètre probablement pas le méga-bloc du MTC qui est trop induré pour permettre la pénétration du carottier. Les dépôts datés du Pliocène inférieure/Messinien supérieur sont intercalés dans ceux du Pléistocène et sont associés à des sédiments grossiers. Ils correspondent à des sédiments de l'âge estimé de la surface de décollement sur laquelle s'est produite le MTC (Principaud et al., 2015). On peut donc supposer que les sédiments, et notamment les organismes, ont été érodés puis déplacés à partir de dépôts plus anciens exposés en surface du fond marin suite au MTC, très probablement par le courant de Floride. La présence de fragments de coraux d'eau froide atteste de leur colonisation au sommet du bloc. Ainsi, au-dessus du méga-bloc se déposent des sédiments remaniés qui traduisent l'influence du courant de Floride.

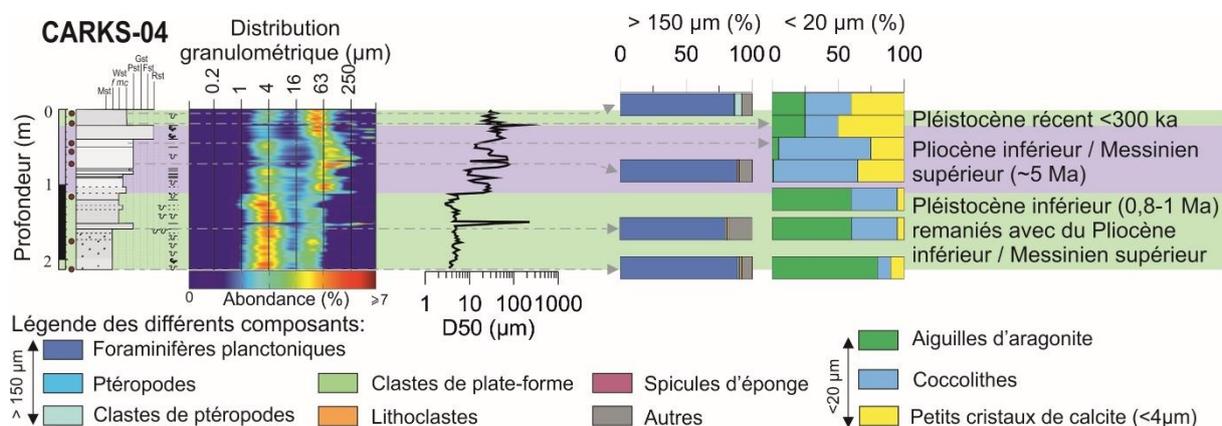


Figure 3-24: Synthèse de la lithologie de la carotte CARKS-04 montrant la distribution granulométrique, les courbes des rapports Sr/Ca et $(\text{Fe}+\text{Si}+\text{Ti}+\text{K}+\text{Al})/\text{Ca}$, les pourcentages des composants principaux des fractions $> 150 \mu\text{m}$ et $< 20 \mu\text{m}$ ainsi que la stratigraphie.

d) Synthèse des processus

Les trois carottes CARKS-09, CARKS-05 et CARKS-04 montrent trois successions lithologiques différentes. Dans le remplissage de la cicatrice du MTC n°4 (CARKS-09) plusieurs arguments suggèrent des apports très importants depuis la plate-forme, notamment depuis les derniers ~ 2 ka cal BP (niveaux blancs). La carotte CARKS-09 présente de forts taux de sédimentation pendant le MIS 1 (~ 40 cm/ka) ainsi que des niveaux très blancs dont la teneur en particules fines est élevée (50 et 70 %) largement dominées par les aiguilles d'aragonite. L'observation de pellets n'a pas permis de déterminer les mécanismes de formation (pellets de plate-forme ou agrégats artificiellement créés lors du processus de lavage) mais dans les deux cas cela suggère un fort apport de sédiment depuis la plate-forme. La présence de quelques foraminifères benthiques de plate-forme (*e.g.* soritidés) dans ces sédiments blancs confirme leur origine principale peu profonde. La distribution granulométrique indique que les limites entre les modes dominants (~ 6 et ~ 35 μm) sont très mal définies voire parfois inexistantes. Cette caractéristique suggère que les sédiments ne sont que peu triés pendant le transport.

La lithologie et la distribution granulométrique ainsi que les taux de sédimentation suggèrent que les processus d'export de la plate-forme sont très efficaces dans cette zone pendant le MIS 1. Pendant la période d'inondation du MIS 1, les aiguilles d'aragonite ainsi qu'une partie des silts fins à moyens sont probablement exportées par des processus de transport *off-bank* incluant des plongements d'eaux denses (*density cascading*) ou des transports sur le fond ; l'un et l'autre se transformant éventuellement en écoulements gravitaires turbulents dans les ravines pour se déposer au site de la carotte CARKS-09 (pente inférieure). Cette hypothèse est renforcée par la présence de dépressions topographiques locales de type *plunge pool* au pied de l'escarpement qui marquent le plongement d'écoulements du fait d'un brutal changement topographique (Principaud, 2015). De plus, la présence de *sediment waves* en amont de la cicatrice du MTC confirme l'action d'un processus de transport *downslope* (Principaud, 2015).

Pendant les MIS 2-4 et 5a-d, le niveau marin relatif se situe sous le seuil d'inondation de la plate-forme (< 20 m). En conséquence les taux de sédimentation sont plus faibles au niveau du remplissage de la cicatrice du MTC (5 cm/ka). Le sédiment est plus grossier et les limites entre les modes présents (~ 3 et ~ 56 μm) sont bien définies ce qui suggère deux populations de particules bien distinctes. Une quantité plus importante de clastes de ptéropodes et de ptéropodes entiers est observée dans la fraction > 150 μm par rapport aux foraminifères planctoniques ce qui peut s'expliquer par la présence d'un courant de fond qui transporte les clastes de plus faible densité jusqu'au site de carottage. Il est également possible que certaines espèces de ptéropodes soient plus abondantes pendant les périodes glaciaires. En période glaciaire, les particules terrigènes sont apportées par le courant de Floride.

Trois niveaux riches en aiguilles d'aragonite pendant les MIS 2-4 (CARKS-09) suggèrent que des écoulements gravitaires ponctuels peuvent transporter les particules fines (principalement les aiguilles d'aragonite) depuis une zone de production ou de stockage vers la cicatrice du MTC. Ces écoulements gravitaires peuvent être induits par une surcharge de sédiment au niveau de la pente supérieure (0-350 m) accumulée pendant les périodes d'inondation et de maximum de production carbonatée (*highstand shedding*, *e.g.* MIS 5e). Les dépressions topographiques définies par les quatre larges cicatrices d'arrachement du MTC sont des zones favorables à l'accumulation de fortes quantités de sédiment.

Dans la zone médiane du remplissage du MTC (CARKS-05), les sédiments sont fortement remaniés. Pendant la période d'inondation du MIS 1, les aiguilles d'aragonite ainsi qu'une partie des silts sont probablement transportées par des processus de transport *off-bank* incluant des plongements d'eaux denses (*density cascading*) ou des transports sur le fond, l'un et l'autre se transformant éventuellement en écoulements gravitaires turbulents jusqu'au site de la carotte CARKS-09 et potentiellement celui de la carotte CARKS-05 (pente inférieure). Cependant, les distributions granulométriques typiquement associées à ces phénomènes de *off-bank* (e.g. deux modes dominants à ~3 et ~40 µm dont les limites entre les modes sont mal définies) ne sont que très peu visibles au sein de la carotte CARKS-05. Ainsi, il est probable qu'après dépôt une partie des particules soit vannée par le courant de Floride. L'influence d'un courant de fond est confortée par la présence de *scours* et de *crescent marks* au niveau des monts carbonatés (Mullins et al., 1984 ; Grasmueck et al., 2007 ; Correa et al., 2012a, b ; Principaud, 2015). De plus, un remaniement de sédiments plus anciens est suggéré par les coccolithes, les assemblages de foraminifères planctoniques et la présence de lithoclastes. L'érosion de dépôts pléistocènes datant des MIS 6 à 8 pourrait expliquer les résultats des acmés des coccolithes. Ces tests d'organismes des MIS 6 à 8 peuvent provenir de l'escarpement de la cicatrice d'arrachement du MTC ou des dépôts en érosion présents au sud de la zone d'étude qui pourraient être d'âge pléistocène (zone marron de la Fig. 3-17).

Au sommet du méga-bloc du MTC, les sédiments de surface de la carotte CARKS-04 sont fins et dominés par les coccolithes et quelques aiguilles d'aragonite. Ces dernières sont probablement apportées par *density cascading* lors d'événements de forte intensité pour se déposer au niveau du sommet du bloc situé à ~23 km de la plate-forme, à 829 m de profondeur d'eau. Les apports de sédiment par *density cascading* ne sont pas épais probablement parce que le courant de Floride vane les particules fines qui s'y déposent. La présence de clastes de coraux d'eaux froides concentrés sur 20 cm atteste que les coraux se développent sur les blocs du MTC à certaines périodes. Le développement de ces coraux d'eaux froides est favorable en raison de la présence du courant de Floride, constituant un apport de nutriments nécessaires à leur survie (Correa et al., 2012). Cependant la faible épaisseur de ce dépôt est en accord avec les observations faites par ROV dans la zone du GBB montrant que les blocs sont rarement recouverts de monts carbonatés mais plutôt d'une faible couverture de coraux d'eaux froides (Hebbeln et al., 2012). L'intensification du remaniement de la base de la carotte jusqu'au niveau rudstone à coraux d'eaux froides suggère une augmentation des vitesses de courant de Floride depuis le dernier Ma.

II.3. Transect Ravine - Pente inférieure : CARKS-12, CARKS-11 et CARKS-10

II.3.1. Contextes spatial et morpho-sédimentaire des carottes

Ce transect comprend les trois carottes CARKS-12, CARKS-11 et CARKS-10 (Figs. 3-1 et 3-25). La carotte CARKS-10 est située au niveau de l'extension latérale du MTC n°4, daté du Pleistocène, à 824 m de profondeur d'eau (Figs. 3-25A et 3-26 ; Principaud et al., 2015). Les données d'imagerie sont caractérisées par des faibles réflectivités (Fig. 3-25B ; Principaud et al., 2015). Des *sediment waves* de plus grande amplitude sont présentes entre 750 et 800 m de profondeur d'eau et pourraient être des figures de compression de glissement générées par des phénomènes de *creeping* (Principaud, 2015). Cette carotte pénètre des dépôts des MIS 5e à 7. Le réflecteur avec la plus forte amplitude, situé légèrement sous la base de la carotte CARKS-10, correspond à l'incision générée par le MTC (Fig. 3-26).

Les carottes CARKS-12 et CARKS-11 sont situées entre deux ravines, respectivement à 456 et 449 m de profondeur d'eau (Fig. 3-25 ; Principaud, 2015). Dans la zone nord, les ravines s'étendent de 410 m à 610 m de profondeur d'eau, et entaillent la pente sur 5 à 7 m de profondeur pour une largeur de 700 à 900 m (Principaud, 2015). Elles sont sub-linéaires régulièrement espacées, et présentent une morphologie en V avec un versant sud légèrement plus incliné que le versant nord (Principaud, 2015). Les données de sismique THR indiquent un faciès lité ondulé et concordant au-dessus des ravines, ce qui suggère un drapage continu et pratiquement isopaque sur l'ensemble de la zone et donc une aggradation des dépôts moulant la topographie de ces ravines (Principaud, 2015). Des *sediment waves* sont observées entre les ravines mais également en amont de la zone des ravines (Fig. 3-25B ; Principaud, 2015). Elles sont irrégulières, légèrement sinueuses, avec une crête perpendiculaire à la pente, inférieure à 5 m de haut et de longueur d'onde variant entre 80 et 150 m. La stratigraphie de la carotte CARKS-12 permet de proposer que les réflecteurs les plus marqués correspondent aux niveaux partiellement indurés, qui se forment pendant les périodes glaciaires (Fig. 3-27). Celle de la carotte CARKS-11 permet de proposer que les deux réflecteurs de moyenne amplitude correspondent à des changements de lithologie ; le premier semble associé au niveau de sédiment blanc, et le second au niveau de sédiment partiellement induré, datant de la dernière période glaciaire (MIS 2-4 ; Fig. 3-27). Il est probable que le réflecteur double avec une forte amplitude située sous la carotte CARKS-11 soit daté du MIS 6, comme pour la CARKS-12.

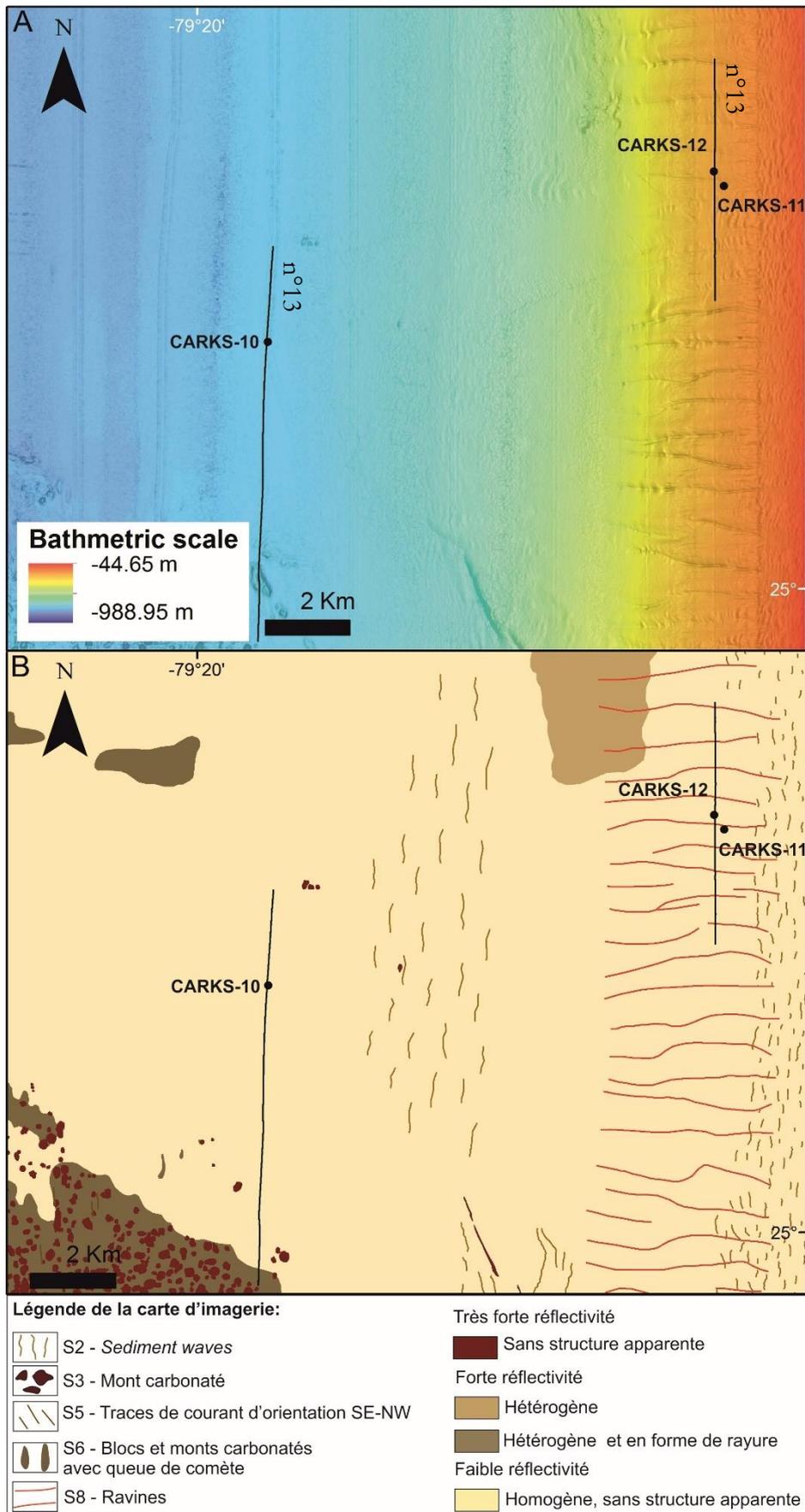


Figure 3-25: Zoom sur les carottes CARKS-12, CARKS-11 et CARKS-10 et localisation des profils CHIRP. A) fond bathymétrique ; B) carte d'imagerie (Principaud, 2015). Les *sediment waves* et les ravines sont issues de l'analyse des données bathymétriques.

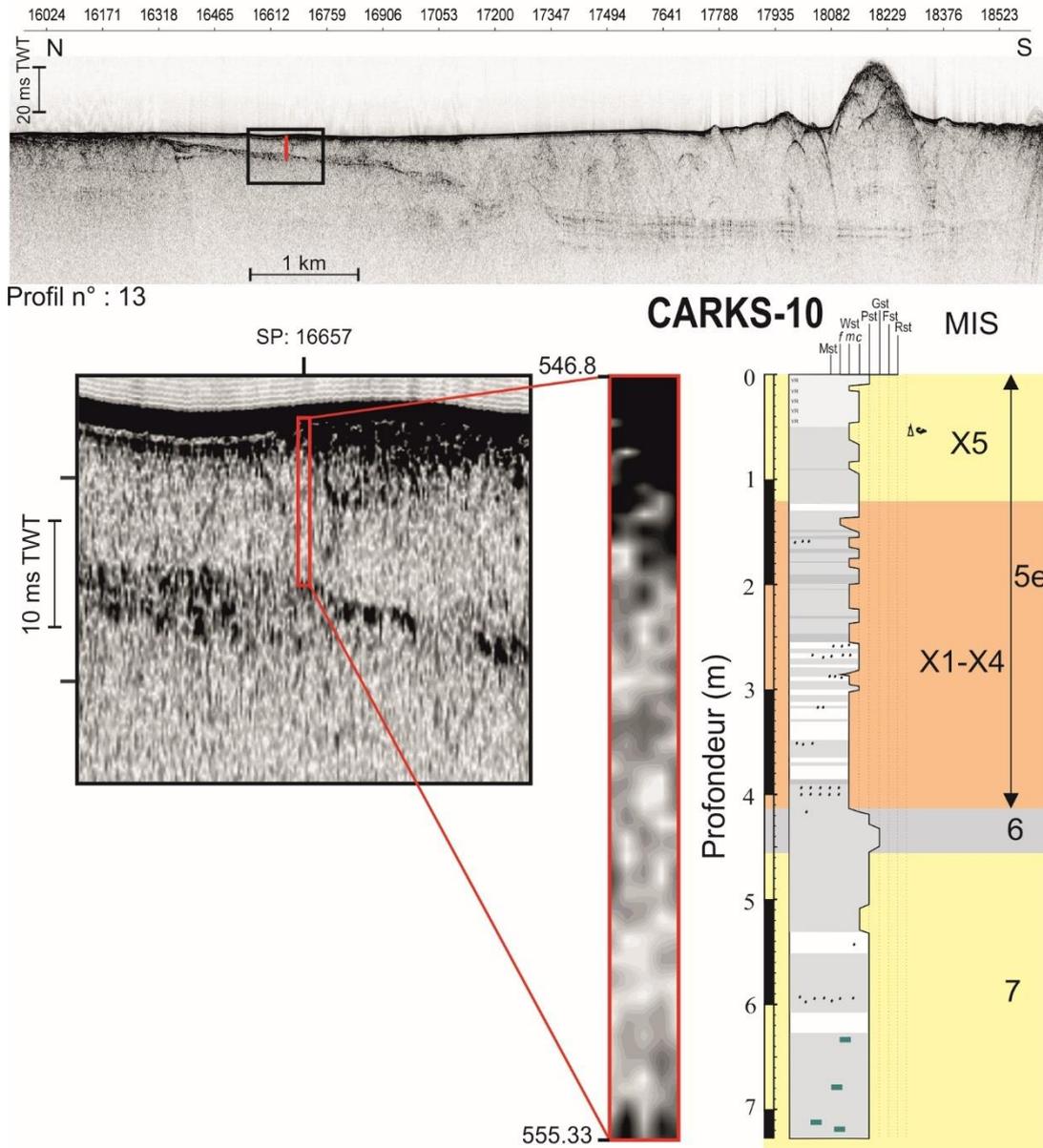
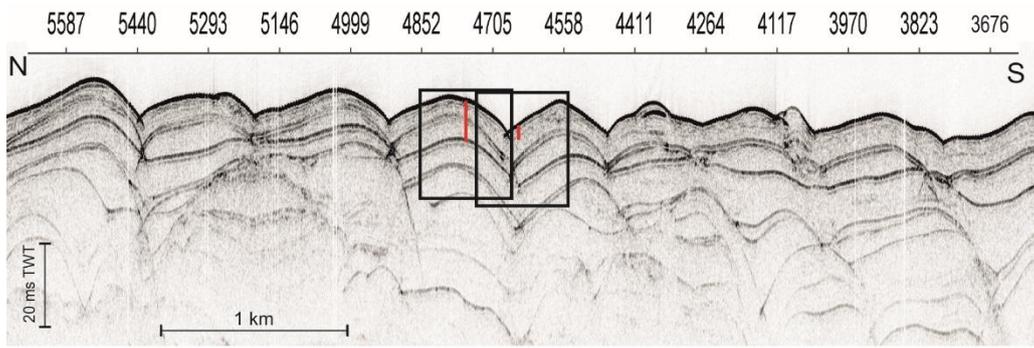


Figure 3-26: Section du profil sismique CHIRP n° 23 avec la position des carottes CARKS-12 et CARKS-11 montrant le remplissage au sommet du MTC et la corrélation des données sismiques THR avec la lithologie et la stratigraphie de la carotte.



Profil n° : 23

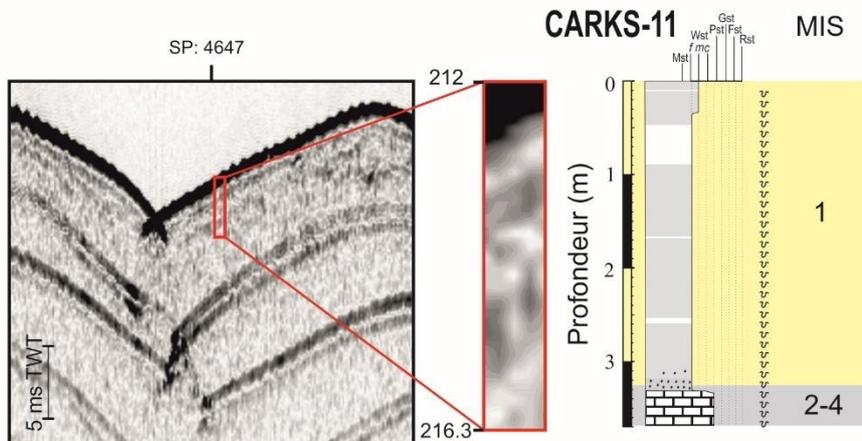
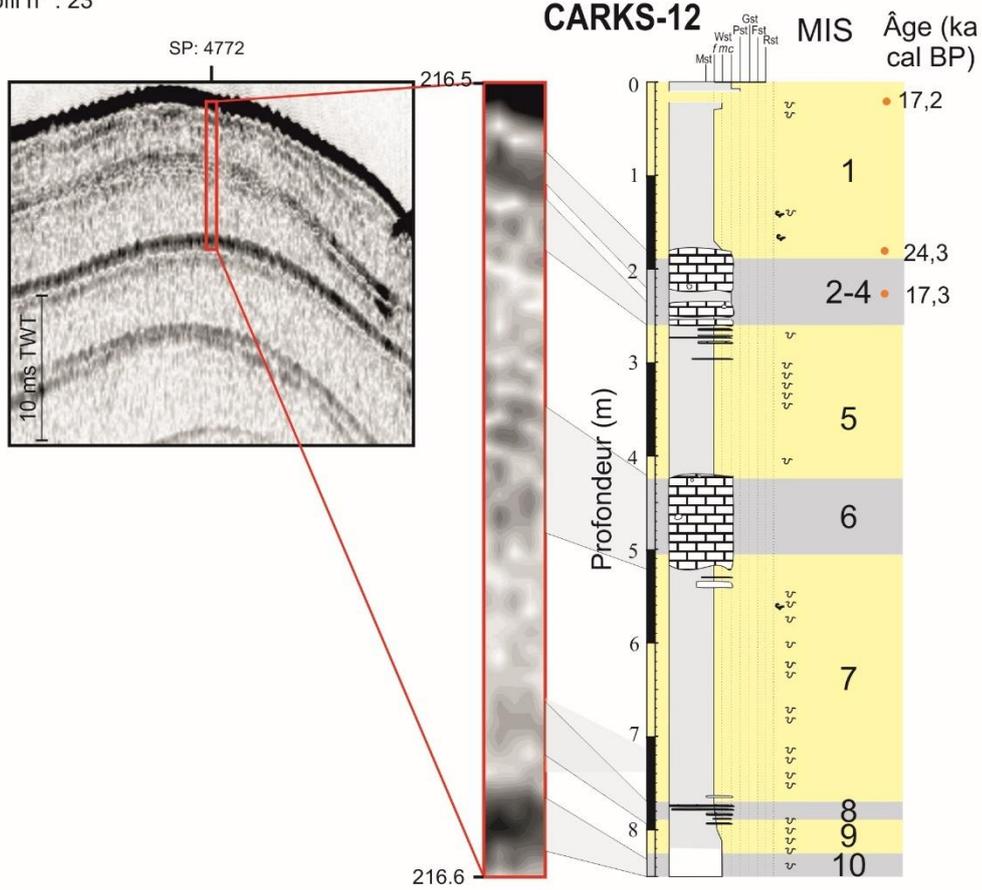


Figure 3-27: Section du profil sismique CHIRP n° 13 avec la position de la carotte CARKS-10 montrant le remplissage au sommet du MTC et la corrélation des données sismiques THR avec la lithologie et la stratigraphie de la carotte.

II.3.2. Processus sédimentaires au niveau des ravines et de la pente inférieure

a) Description de la carotte CARKS-12

La carotte CARKS-12 est localisée entre deux ravines. Elle est longue de 8,51 m et atteint le MIS 10 (Figs. 3-27 et 3-28). Les variations du rapport Sr/Ca indiquent des valeurs de $\sim 0,3$ pendant les périodes interglaciaires, mais aucune donnée n'a pu être collectée dans les niveaux glaciaires indurés. Les données de diffractométrie aux rayons X permettent de quantifier les proportions en aragonite qui traduisent les mêmes tendances que le signal du strontium (Fig. 3-28 ; Boardman et Neumann, 1984). Le signal des éléments terrigènes indique des valeurs relativement faibles ($\sim 0,01$), avec une tendance à la hausse aux transitions glaciaires/interglaciaires. Le sédiment correspond à une *carbonate ooze* et à un mélange de wackestone à boues silteuses et sableuses.

Les périodes interglaciaires correspondent à des sédiments meubles relativement fins avec un D50 moyen de $\sim 13 \mu\text{m}$ (de 4 à 55 μm). La distribution granulométrique indique deux modes à ~ 7 et $\sim 45 \mu\text{m}$ dont les limites sont mal définies. Parfois, un troisième mode est visible à $\sim 150 \mu\text{m}$ ($\sim 1\%$). La fraction $> 150 \mu\text{m}$ est dominée par les foraminifères planctoniques (35-80 %) ou les clastes de ptéropodes (5-50 %). La fraction $< 20 \mu\text{m}$ est dominée par les aiguilles d'aragonite ($\sim 85-90\%$). Trois séquences sédimentaires présentent un granoclassement normal ainsi qu'une base nette pendant le MIS 7 et sont interprétées comme des turbidites. Les proportions en aragonite atteignent les valeurs les plus importantes ($> 85\%$) pendant les périodes interglaciaires. Elles sont associées à de la calcite fortement magnésienne ($\sim 10\%$) et de la calcite faiblement magnésienne ($\sim 5\%$).

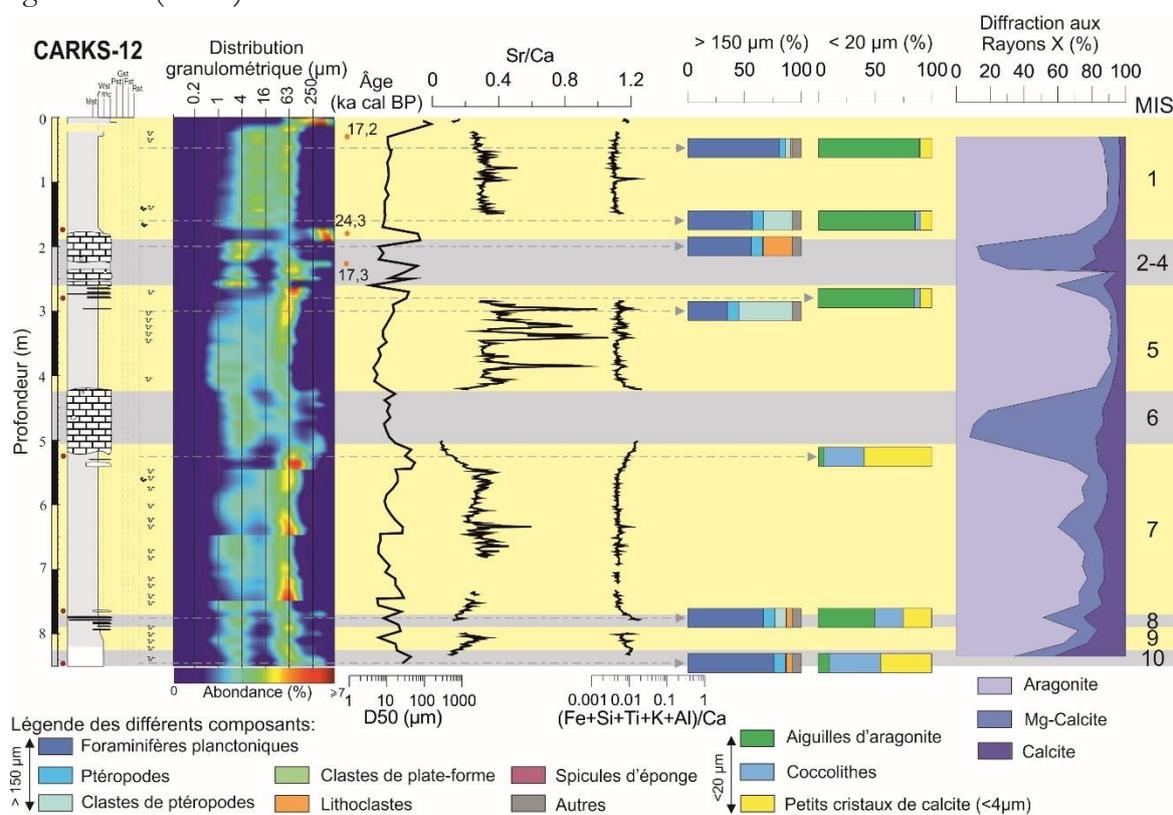


Figure 3-28: Synthèse de la lithologie de la carotte CARKS-12 montrant la distribution granulométrique, les courbes des rapports Sr/Ca et $(\text{Fe}+\text{Si}+\text{Ti}+\text{K}+\text{Al})/\text{Ca}$, les pourcentages des composants principaux des fractions $> 150 \mu\text{m}$ et $< 20 \mu\text{m}$ ainsi que la stratigraphie et les données DRX.

Les périodes glaciaires correspondent à des sédiments partiellement indurés, en particulier pour les MIS 2-4 et le MIS 6, avec un D50 moyen de $\sim 25 \mu\text{m}$ (de 6 à $78 \mu\text{m}$). La distribution granulométrique indique trois distributions possibles au sein d'une même période glaciaire : 1) soit le mode à $\sim 400/500 \mu\text{m}$ domine et il est associé à deux autres modes à ~ 56 et $4 \mu\text{m}$ ($\sim 2 \%$), dont les limites sont mal définies ; 2) soit le mode à $\sim 3 \mu\text{m}$ domine et il est associé à deux modes à $\sim 35 \mu\text{m}$ ($\sim 2 \%$), et à $200 \mu\text{m}$ ($\sim 1 \%$), dont les limites sont mal définies ; 3) soit deux modes sont présents à ~ 3 et $\sim 45 \mu\text{m}$ dont les limites sont bien définies. Ces différentes distributions granulométriques traduisent les hétérogénéités sédimentaires au sein d'un même dépôt avec des sédiments fins situés entre des lentilles de sédiments plus grossiers en cours d'induration.

Pendant ces périodes glaciaires, la fraction $> 150 \mu\text{m}$ est dominée par les foraminifères planctoniques (60-80 %) associés à quelques clastes de ptéropodes (10 %) et des lithoclastes (5-25 %). Les lithoclastes sont sub-arrondis et des foraminifères planctoniques semblent être inclus à l'intérieur. Ils sont donc interprétés comme des intraclastes c'est-à-dire issus de la diagenèse précoce du sédiment environnant. Ainsi, dans les sédiments où la diagenèse est la plus avancée, le mode granulométrique à $\sim 400/500 \mu\text{m}$ sera dominant traduisant la présence d'intraclastes. La fraction $< 20 \mu\text{m}$ consiste en un mélange d'aiguilles d'aragonite (5-50 %), de coccolithes (25-45 %), et de petits cristaux de calcite (25-60 %). Les proportions en aragonite diminuent fortement ($\sim 20 \%$) pendant les périodes glaciaires, sont associées à une forte augmentation de la calcite fortement magnésienne ($\sim 70 \%$) et une légère augmentation de la calcite faiblement magnésienne ($\sim 10 \%$). La calcite fortement magnésienne est probablement issue de processus de diagenèse qui favorisent la dissolution de l'aragonite et la réprécipitation en calcite fortement magnésienne.

En conclusion, la carotte CARKS-12 montre une alternance de niveaux non indurés correspondant aux périodes interglaciaires et de niveaux partiellement indurés correspondant aux périodes glaciaires des MIS 2-4 et MIS 6. L'état d'induration varie entre les périodes glaciaires et s'exprime par la dissolution de l'aragonite et la réprécipitation de ciment de calcite fortement magnésienne. Les dépôts datant du MIS 8 ne présentent pas de signes d'induration partielle. Ces différences de sédimentation pendant le MIS 8 par rapport aux autres périodes glaciaires s'observent également au niveau de la pente nord du LBB où les dépôts sont généralement très fins et difficilement identifiables. Les périodes interglaciaires enregistrent une sédimentation avec des particules grossières pélagiques et des particules fines composées d'aiguilles d'aragonite et de silts fins à moyens.

b) Description de la carotte CARKS-11

La carotte CARKS-11 est localisée entre deux ravines. Elle fait 3,68 m de long et atteint la dernière période glaciaire (MIS 1-4; Figs. 3-27 et 3-29). Le sédiment correspond à une *carbonate ooze*, partiellement indurée à la base de la carotte.

Pendant le MIS 1, le sédiment correspond principalement à du wackestone à boue silteuse avec un D50 moyen de $\sim 9 \mu\text{m}$ (de 5 à 20 μm). La distribution granulométrique indique deux modes à ~ 4 et $\sim 40/50 \mu\text{m}$ et est parfois associée à un mode à $\sim 250 \mu\text{m}$ ($< 0,5 \%$). La fraction $> 150 \mu\text{m}$ est dominée par les foraminifères planctoniques ($\sim 80 \%$), et quelques foraminifères benthiques (10 %). La fraction $< 20 \mu\text{m}$ est dominée par les aiguilles d'aragonite ($\sim 95 \%$). Le seul échantillon observé est présent dans un niveau blanc ce qui suggère que dans les niveaux les plus gris une proportion moins importante de particules de plate-forme (aiguilles d'aragonite et silts fins et moyens) est attendue. Comme dans plusieurs autres carottes, on peut remarquer la tendance à l'accroissement du diamètre moyen des grains depuis le début du MIS 1 vers le sommet de la carotte ainsi que la présence de sulfure au début du MIS 1.

Pendant les MIS 2-4 (probablement MIS 2), les sédiments correspondent principalement à du wackestone à boue sableuse et silteuse avec un D50 moyen de $\sim 41 \mu\text{m}$ (de 16 à 70 μm). La distribution granulométrique indique deux modes dominants à ~ 60 et $\sim 250 \mu\text{m}$, dont les limites sont mal définies, associés à un mode à $\sim 2 \mu\text{m}$ ($\sim 2 \%$). La fraction $> 150 \mu\text{m}$ est dominée par les clastes de ptéropodes ($\sim 50 \%$), les foraminifères planctoniques ($\sim 35 \%$) et quelques lithoclastes (5 %). La fraction $< 20 \mu\text{m}$ est composée par les aiguilles d'aragonite ($\sim 60 \%$) et les petits cristaux de calcite ($\sim 35 \%$).

En conclusion, la carotte CARKS-11 présente de forts taux de sédimentation pendant le MIS 1 ($\geq 23 \text{ cm/ka}$) caractérisés par une forte proportion de particules silteuses et d'aiguilles d'aragonite, issues du transport *off-bank* vers les pentes. Les particules les plus grossières proviennent de la décantation des organismes planctoniques (foraminifères, ptéropodes). Les périodes glaciaires sont plus grossières et traduisent un état avancé de l'induration partielle du sédiment, comme pour la CARKS-12.

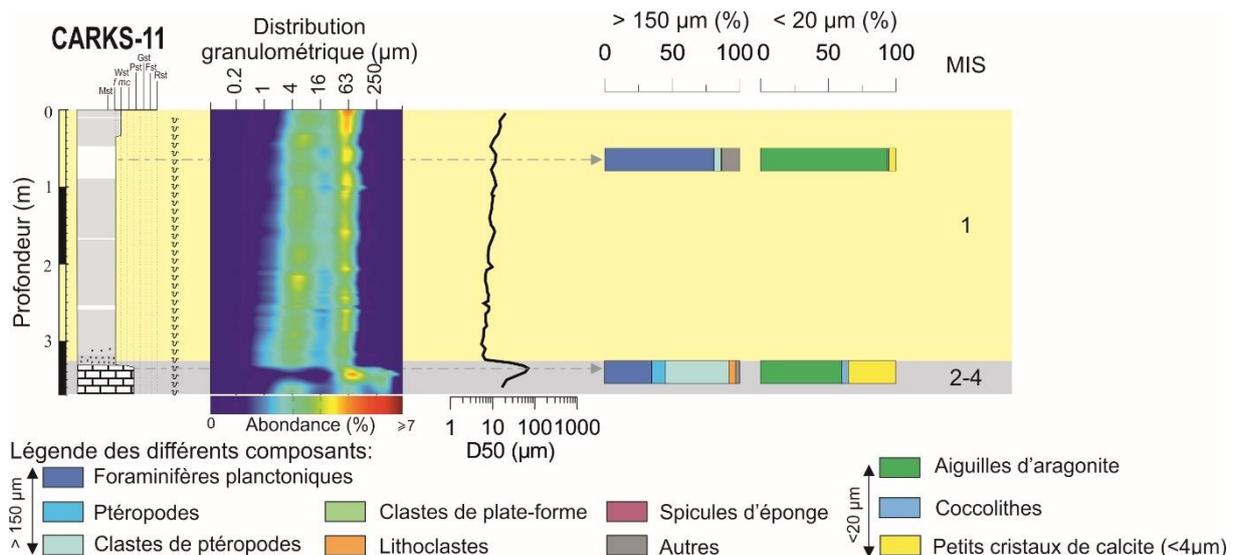


Figure 3-29: Synthèse de la lithologie de la carotte CARKS-11 montrant la distribution granulométrique, les courbes des rapports Sr/Ca et (Fe+Si+Ti+K+Al)/Ca, les pourcentages des composants principaux des fractions $> 150 \mu\text{m}$ et $< 20 \mu\text{m}$ ainsi que la stratigraphie.

c) Description de la carotte CARKS-10

La carotte CARKS-10 est située au niveau de l'extension latérale du MTC n°4. Elle fait 7,25 m de long, ce qui représente une période s'étendant de 115 ka BP à 243 ka BP (du MIS 5e au MIS 7; Figs. 3-26 et 3-30). Les sédiments correspondent à une *carbonate ooze*.

Au sein de cette carotte, trois faciès sédimentaires alternent : le wackestone boueux, le wackestone à boue silteuse et le wackestone à boue sableuse. Le sédiment le plus représenté (56 %) est le wackestone à boue silteuse. La distribution granulométrique indique deux modes dominants à ~2 et ~50 µm, associés à un mode à ~250 µm (~1,5 %) dont les limites sont mal définies ou inexistantes.

Les niveaux plus grossiers correspondent à un wackestone à boue sableuse (e.g. 417-530 cm) avec un D50 moyen de ~55 µm (de 23 à 139 µm). La distribution granulométrique indique deux modes dominants à ~250 et ~80 µm, associés à un mode à ~2 µm (~1,5 %). La séquence grossière débutant pendant le MIS 7 et se développant pendant le MIS 6 pourrait correspondre à une séquence contouritique traduisant l'influence du courant de Floride.

Les niveaux les plus fins sont très présents à la base de la carotte (e.g. 587-725 cm) et correspondent à du wackestone boueux avec un D50 moyen de ~5 µm (de 3 à 12 µm). La distribution granulométrique indique deux modes dominants à ~3 et ~50 µm, associés à un mode à ~200 µm (~1,5 %).

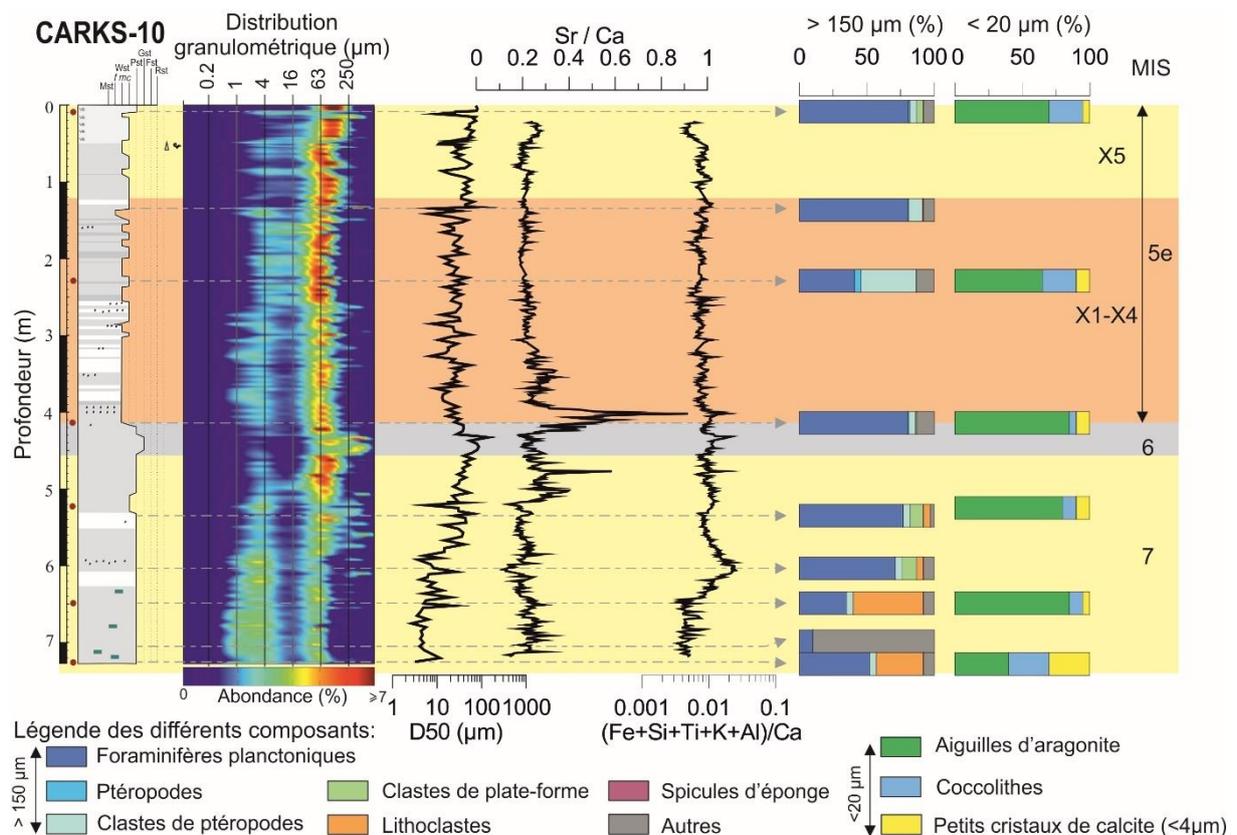


Figure 3-30: Synthèse de la lithologie de la carotte CARKS-10 montrant la distribution granulométrique, les courbes des rapports Sr/Ca et (Fe+Si+Ti+K+Al) / Ca, les pourcentages des composants principaux des fractions > 150 µm et < 20 µm ainsi que la stratigraphie.

La composition de la fraction $> 150 \mu\text{m}$ indique que les foraminifères planctoniques sont dominants (70-80 %). Dans certains échantillons les lithoclastes représentent jusqu' à 50 % et dans ce cas les foraminifères planctoniques ne représentent plus que 35 à 50 %. L'échantillon à 705 cm montre une composition de la fraction $> 150 \mu\text{m}$ complètement différente des autres échantillons avec 90 % de terriers partiellement lithifiés constitués de boue de péri-plate-forme de forme tubulaire. L'abondance de ces terriers partiellement lithifiés pourrait être liée à de la diagenèse précoce pendant cette période. La fraction $< 20 \mu\text{m}$ montre que les aiguilles d'aragonite dominent (70-85 %) pour les échantillons situés au sommet (MIS 5e écozone X5) et au début du MIS 5e. L'échantillon présent à la base de la carotte CARKS-10 (MIS 7) indique une plus forte proportion de coccolithes ($\sim 30\%$) et de petits cristaux de calcite ($\sim 30\%$) par rapport aux aiguilles d'aragonite ($\sim 40\%$). Ce niveau est situé à ~ 10 cm du niveau des terriers lithifiés ce qui suggère que ces niveaux pourraient correspondre à la période du bas niveau marin du MIS 7. En effet entre 220 et 234 ka cal BP, une baisse entre -40 et -80 m va exonder la plate-forme (Siddall et al., 2003). Cette baisse du niveau marin va donc entraîner une réduction de la production carbonatée, expliquant la plus forte proportion en coccolithes, et potentiellement favoriser les processus de lithification au niveau des zones de faible accumulation.

En conclusion, la carotte CARKS-10, présente de forts taux de sédimentation pendant le MIS 5e et le MIS 7 (28 et 5 cm/ka). Aucun sédiment récent (MIS 1) ni déposé durant la dernière période glaciaire (MIS 2-4) n'est présent au sommet de la carotte, ils sont probablement vannés par les courants de fond. La présence de lithoclastes confirme des processus de diagenèse précoce pendant le MIS 7. Il est intéressant d'observer le même type d'alternance de niveaux blancs et gris au MIS 5e et au MIS 1 durant le post ennoisement de la plate-forme.

d) Synthèse des processus

La sédimentation dans les ravines est similaire sur toute la zone (nord et sud de l'escarpement). Pendant le MIS 1, les processus *off-bank* vont transporter les aiguilles d'aragonite ainsi qu'une partie des silts par plongements d'eaux denses (*density cascading*) ou des transports sur le fond jusqu'au site des carottes CARKS-12 et CARKS-11 (pente moyenne). Ces écoulements ne sont pas érosifs mais vont permettre le drapage des ravines de façon continue et pratiquement isopaque sur l'ensemble de la zone (Principaud, 2015).

La présence de zones en dépression au pied de l'escarpement à ~ 150 m de profondeur d'eau est interprétée comme des *plunge pool* qui marquent le plongement d'écoulements du fait d'un brutal changement de déclivité entre l'escarpement (70°) et le prisme sédimentaire (25°) (Wilber et al., 1990 ; Betzler et al., 2014). Les *sediment waves* présentes en aval de la *plunge pool* et entre les ravines migrent vers le haut de pente et sont interprétées comme des antidunes générées par les courants *downslope* (Betzler et al., 2014 ; Principaud, 2015). En dessous de 425 m de profondeur d'eau, les écoulements ne sont plus suffisamment turbulents pour mettre en place des structures de type *sediment waves*. L'absence de dépôt du MIS 1 au sommet de la carotte CARKS-10 suggère que ces dépôts n'atteignent pas la pente inférieure et/ou qu'ils sont localement capturés par le courant de Floride et déposés plus au nord.

Les données sismiques indiquent que les premières ravines se sont probablement formées au début du Pléistocène. Depuis, elles sont aggradantes mais leur morphologie a changé au cours du temps, et sont plus régulières depuis la période post-MBE. Leur topographie est entretenue par

les plongements d'eaux froides et denses qui vont préférentiellement emprunter ces zones en dépression pour atteindre leur profondeur d'équilibre.

Lors de la dernière période de bas niveau marin (MIS 2-4 et MIS 5a-d), la totalité de la plate-forme du GBB est exondée et seule une faible surface va alors permettre le développement des organismes carbonatés de type plate-forme. Les apports de particules fines au niveau des pentes sont très réduits ce qui induit un changement de sédimentation. En effet, dans la zone nord des ravines (CARKS-11 et CARKS-12), la cimentation partielle du sédiment est favorisée pendant certaines périodes glaciaires (MIS 2, 4 et MIS 6, probablement MIS 12) en raison des faibles taux de sédimentation et des vitesses de courant de Floride plus importantes (Brunner, 1975). Les périodes glaciaires MIS 2-4, MIS 6 et MIS 12 présentent des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ benthique plus fortes que les autres périodes glaciaires ($\sim 5\%$, Lisiecki et Raymo, 2005). Ces valeurs très positives suggèrent une plus forte accumulation de glace au niveau des pôles et un niveau marin plus bas (Siddall et al., 2003 ; Miller et al., 2011). Ces niveaux marins très bas vont réduire de manière importante l'espace disponible entre la Floride et les Bahamas, ce qui entraîne une accélération du courant de Floride (MIS 2-4, 6 et 12) et de plus faibles surfaces pour la production carbonatée de plate-forme.

II.4. Transect Pente – Pockmark : CARKS-13 et CARKS-14

II.4.1. Contextes spatial et morpho-sédimentaire des carottes

Ce transect comprend deux carottes situées au milieu de la zone d'étude : CARKS-13, et CARKS-14 (Figs. 3-1 et 3-31).

La carotte CARKS-13 est située au sud de *Bimini* au niveau de la pente inférieure à 722 m de profondeur d'eau (Fig. 3-31, Principaud, 2015). En amont, des ravines sont présentes entre 410 et 600 m de profondeur, mais elles correspondent aux ravines les plus septentrionales de la zone d'étude (Principaud, 2015). Des *sediment waves* sont également présentes au nord de la zone de ravines et entre les ravines (Fig. 3-31B, Principaud, 2015). La carotte CARKS-13 est située dans une zone où les données d'imagerie sont caractérisées par des faibles réflectivités (Fig. 3-31B ; Principaud, 2015). L'échofaciès est de type lité et continu sur ~ 15 m au-dessus d'une surface d'érosion ce qui indique une zone de dépôts continus (Principaud, 2015). La stratigraphie de la carotte CARKS-13 permet de proposer que les réflecteurs principaux correspondent à certaines périodes glaciaires (notamment les MIS 10 et 12 ; Fig. 2-4) ou aux dépôts grossiers au sein des périodes interglaciaires (MIS 1, MIS 11, Fig. 3-32). L'interglaciaire MIS 11 est particulièrement épais. Au contraire, le MIS 6 ne serait pas du tout marqué à cet endroit.

La carotte CARKS-14 est prélevée au sein d'un pockmark à 828 m de profondeur d'eau (Fig. 3-31, Principaud, 2015). Ce pockmark est le plus grand de la zone d'étude. Il forme une dépression de forme circulaire régulière, de près de 400 m de diamètre pour 95 m de profondeur (Principaud, 2015). Aucune donnée sismique n'a pu être obtenue à l'intérieure du pockmark en raison des fortes déclivités des pentes du pockmark (Fig. 3-33). La carotte CARKS-14 est située dans une zone où les données d'imagerie sont caractérisées par des fortes réflectivités, hétérogènes qui présentent des traces de courant d'orientation SE-NW (Fig. 3-31B, Principaud, 2015).

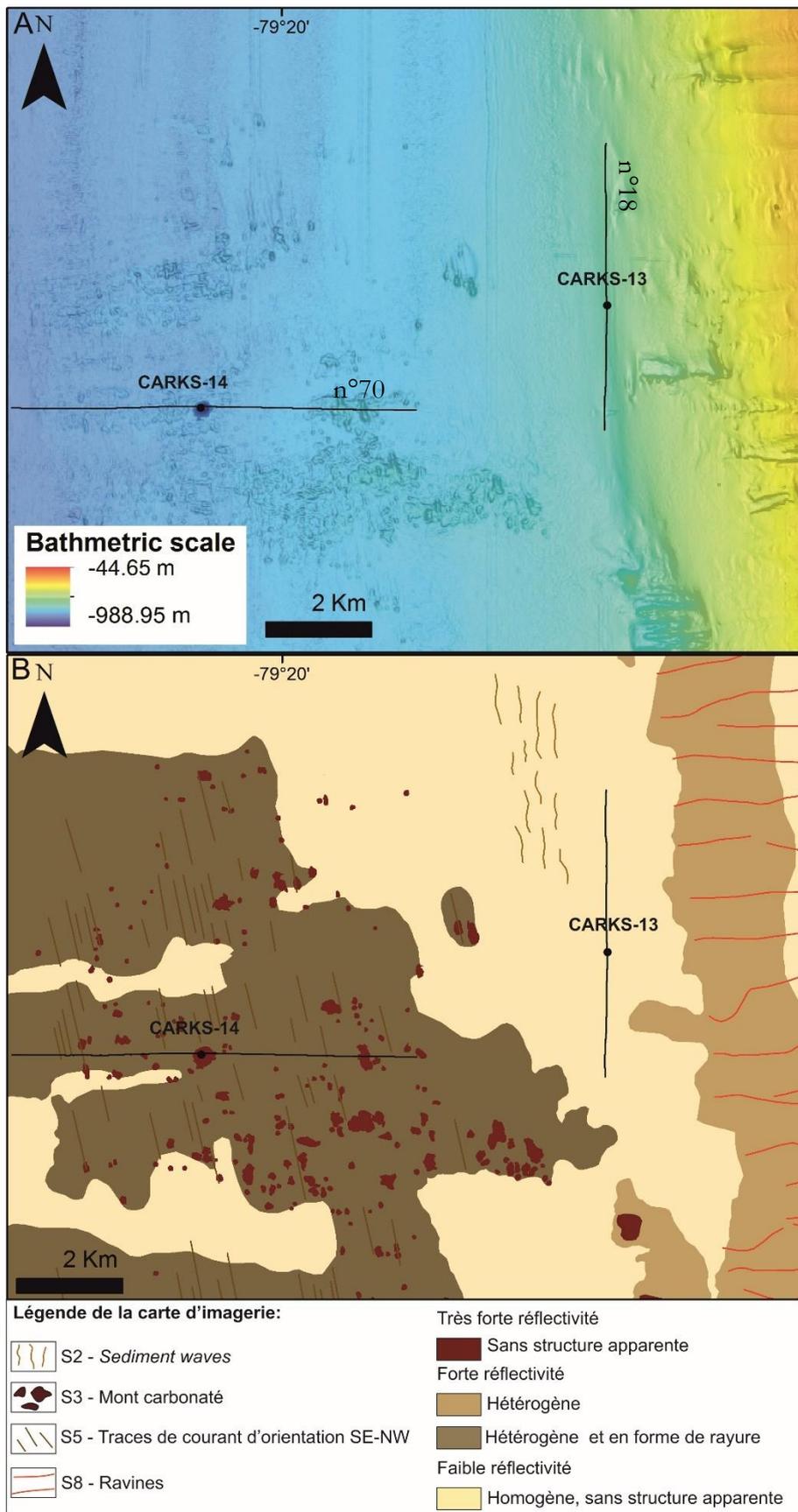


Figure 3-31: Zoom sur les carottes CARCS-09, CARCS-05 et CARCS-04 et localisation des profils CHIRP. A) fond bathymétrique ; B) carte d'imagerie (Principaud, 2015). Les *sediment waves* et les ravines sont issues de l'analyse des données bathymétriques.

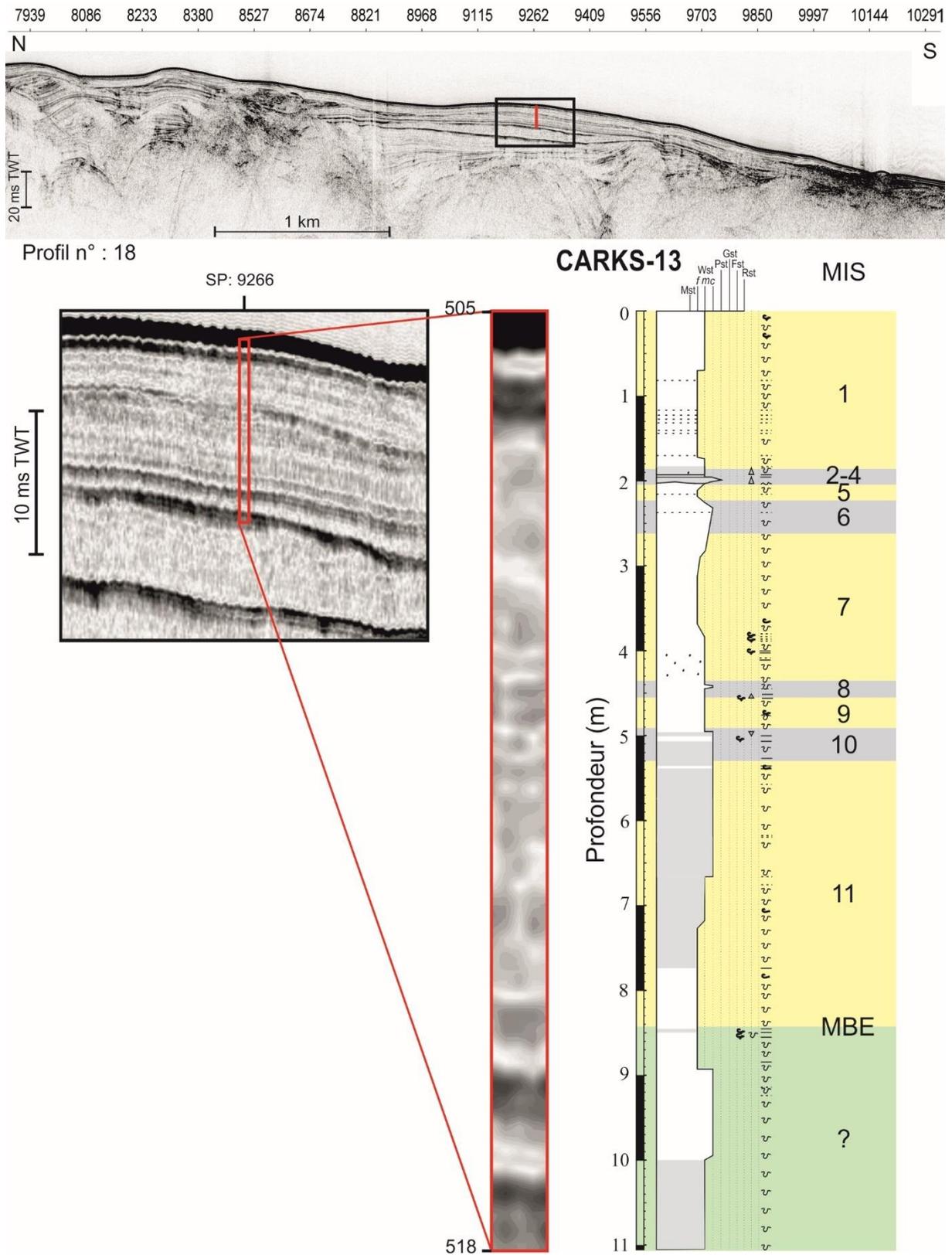


Figure 3-32: Section du profil sismique CHIRP n° 18 avec la position de la carotte CARKS-13 montrant le remplissage au sommet du MTC et la corrélation des données sismiques THR avec la lithologie et la stratigraphie de la carotte.

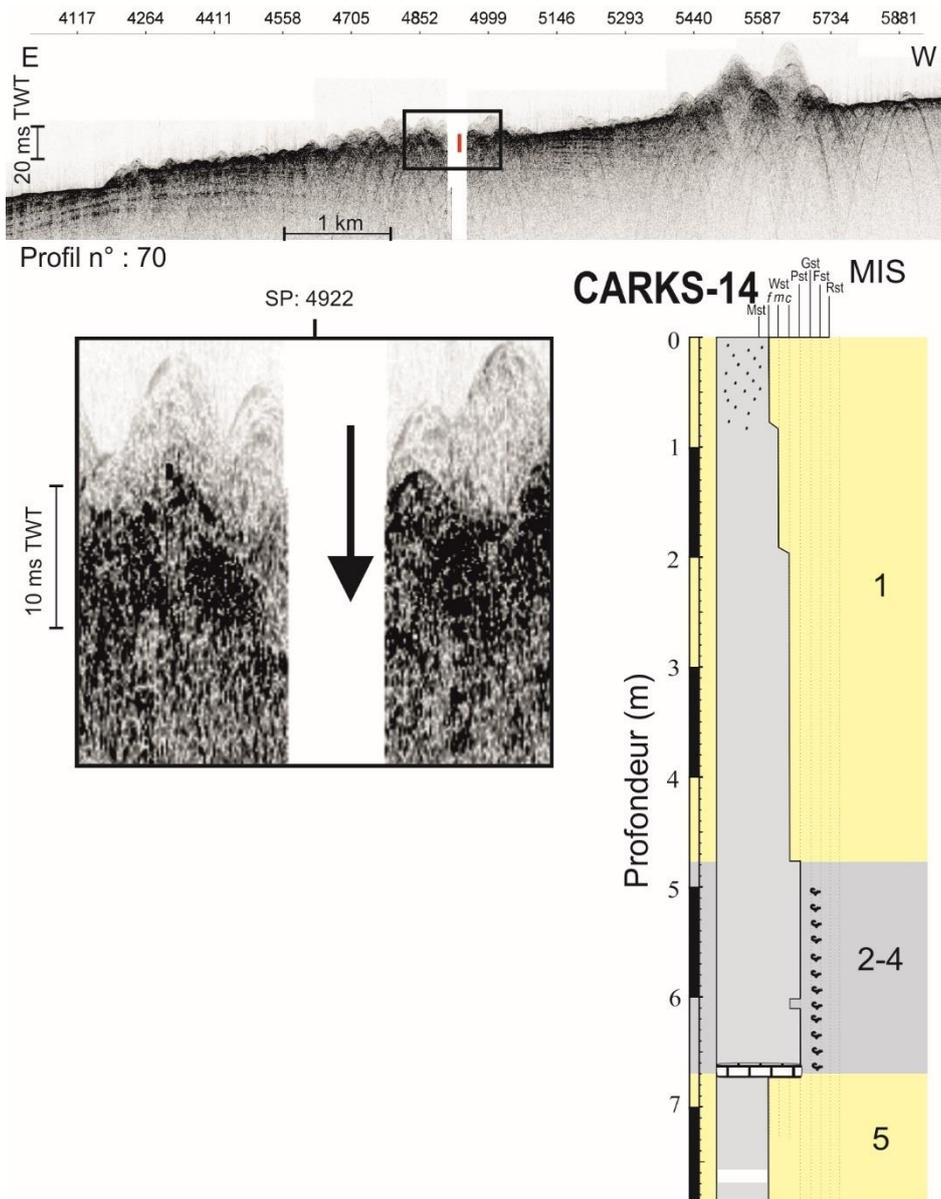


Figure 3-33: Section du profil sismique CHIRP n° 70 avec la position de la carotte CARKS-14 montrant le remplissage au sommet du MTC et la corrélation des données sismiques THR avec la lithologie et la stratigraphie de la carotte.

II.4.2. Processus sédimentaires au niveau de la pente et du pockmark

a) Description de la carotte CARKS-13

La carotte CARKS-13 est située sur la pente inférieure au sud de *Bimini*. Elle mesure 8,43 m et atteint le MBE (du MIS 1 au MIS 11 ; Figs. 3-32 et 3-34). Les variations du rapport Sr/Ca sont utilisées pour définir la stratigraphie dans cette carotte où aucun échantillon n'a pu être analysé. Des valeurs $> 0,2$ indiquent une période interglaciaire et des valeurs $< 0,2$ indiquent une période glaciaire. Le signal des éléments terrigènes montre des valeurs relativement faibles ($\sim 0,01$) pendant les périodes interglaciaires et légèrement supérieures ($> 0,01$) pendant les périodes glaciaires. Le sédiment correspond à une *carbonate ooze*.

Les périodes interglaciaires correspondent à du wackestone à boue silteuse, parfois du wackestone boueux avec un D50 moyen de $\sim 17 \mu\text{m}$ (de 5 à $40 \mu\text{m}$). La distribution granulométrique indique deux modes à ~ 5 et $\sim 30/50 \mu\text{m}$ dont les limites sont mal définies. Le mode à $\sim 30/50 \mu\text{m}$ domine les échantillons pendant le MIS 7 et dans la partie finale du MIS 11. Parfois, un troisième mode est présent à $\sim 150 \mu\text{m}$ ($\sim 1\%$). Pour les trois interglaciaires bien représentés (MIS 1, 7 et 11), on peut noter une même tendance à l'accroissement du diamètre moyen des grains vers le sommet de l'interglaciaire (6 à $30 \mu\text{m}$ au MIS 11 ; 8 à $20 \mu\text{m}$ au MIS 7 et 10 à $30 \mu\text{m}$ au MIS 1).

Les périodes glaciaires correspondent à du wackestone à boue silteuse et parfois à boue sableuse avec un D50 moyen de $\sim 40 \mu\text{m}$ (de 23 à $95 \mu\text{m}$). La distribution granulométrique la plus représentée indique un mode dominant à $\sim 65 \mu\text{m}$ associé à un mode à $\sim 2 \mu\text{m}$. Pendant les MIS 2-4, certains niveaux sont caractérisés par trois modes dominants à ~ 3 , ~ 30 et $\sim 120 \mu\text{m}$ mais les limites entre les différents modes sont mal définies.

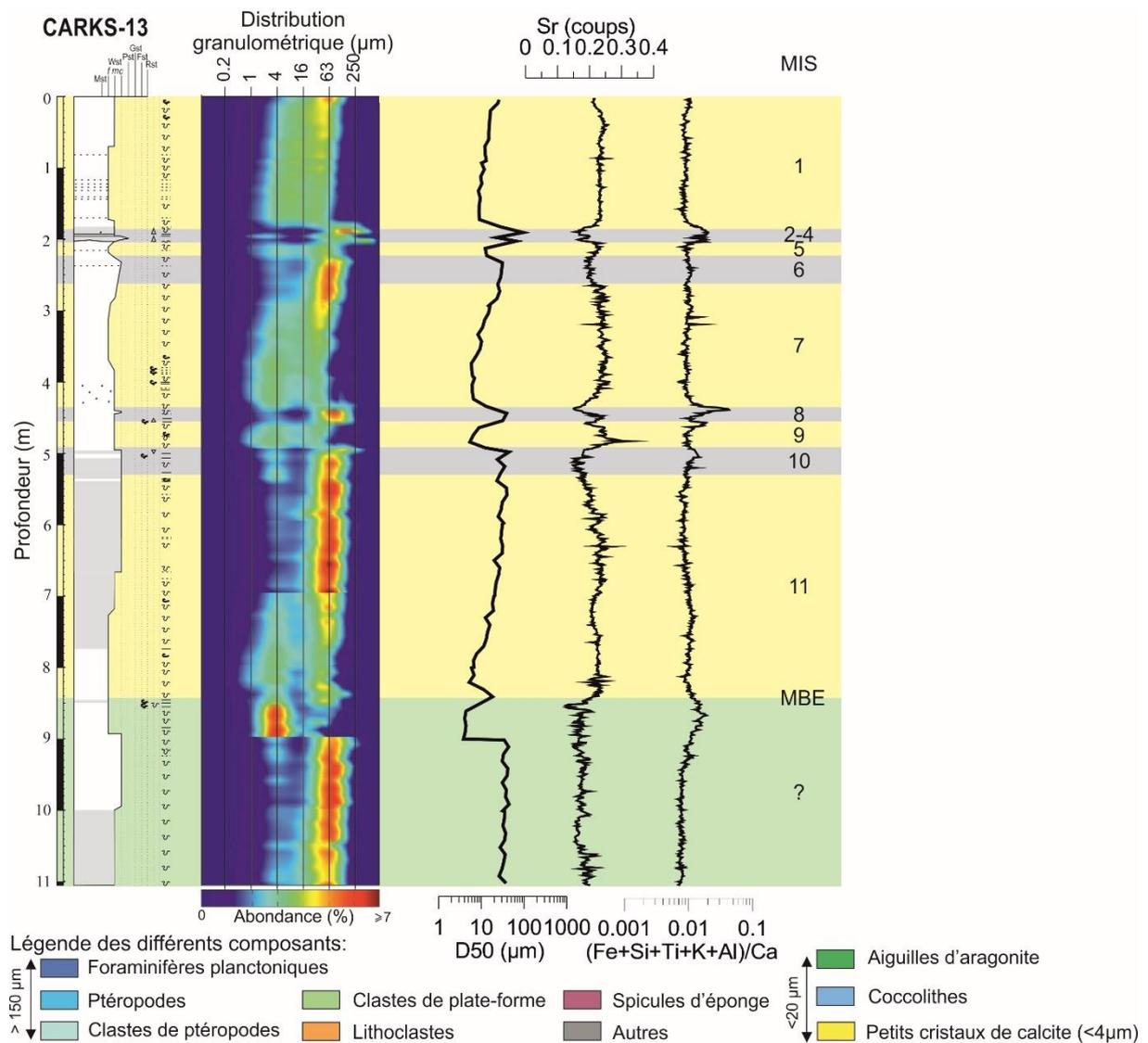


Figure 3-34: Synthèse de la lithologie de la carotte CARKS-13 montrant la distribution granulométrique, les courbes des rapports Sr/Ca et (Fe+Si+Ti+K+Al)/Ca, les pourcentages des composants principaux des fractions $> 150 \mu\text{m}$ et $< 20 \mu\text{m}$ ainsi que la stratigraphie.

En conclusion, la carotte CARKS-13 est la seule carotte qui présente une sédimentation continue sur les cinq derniers cycles climatiques, probablement du MIS 1 au MIS 11, sur la pente occidentale du GBB. Il est possible que cette carotte remonte plus loin que l'évènement du MBE mais sans indice stratigraphique il est difficile de définir l'âge de la base de la carotte.

b) Description de la carotte CARKS-14

La carotte CARKS-14 a été prélevée à l'intérieur d'un pockmark. Sa longueur de 7,8 m atteint le MIS 5 (Figs. 3-33 et 3-35). Les variations du rapport Sr/Ca n'ont pu être mesurées que sur les dépôts des périodes interglaciaires et indiquent des valeurs de $\sim 0,2$. Le signal des éléments terrigènes indique des valeurs relativement faibles ($\sim 0,015$) pendant les périodes interglaciaires. Le sédiment correspond à une *carbonate ooze*.

La partie finale du MIS 1 (0-72 cm) et le MIS 5 correspondent à du wackestone boueux avec un D50 moyen de $\sim 5 \mu\text{m}$ (de 4 à 7 μm). La distribution granulométrique indique deux modes à ~ 5 et $\sim 20 \mu\text{m}$ dont les limites sont mal définies. Parfois, un troisième mode est présent à $\sim 150 \mu\text{m}$ ($\sim 1\%$). La fraction $> 150 \mu\text{m}$ est dominée par les foraminifères planctoniques (30-90 %) et des clastes de ptéropodes (10-56 %). La fraction $< 20 \mu\text{m}$ est dominée par les aiguilles d'aragonite ($\sim 65-80\%$).

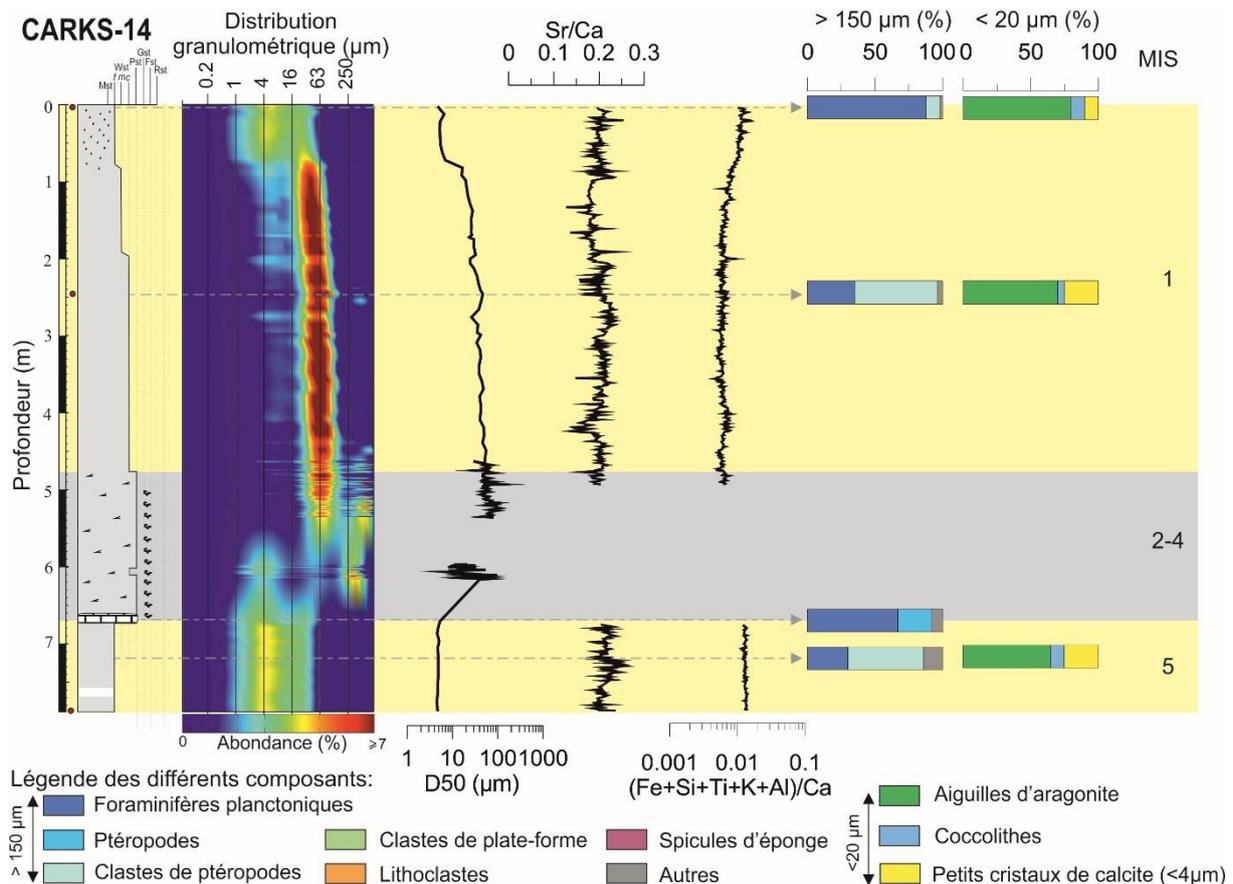


Figure 3-35: Synthèse de la lithologie de la carotte CARKS-14 montrant la distribution granulométrique, les courbes des rapports Sr/Ca et $(\text{Fe}+\text{Si}+\text{Ti}+\text{K}+\text{Al})/\text{Ca}$, les pourcentages des composants principaux des fractions $> 150 \mu\text{m}$ et $< 20 \mu\text{m}$ ainsi que la stratigraphie.

La première partie du MIS 1 correspond à du packstone sablo-silteux qui progressivement devient du wackestone à boue silteuse en profondeur avec un D50 moyen de $\sim 41 \mu\text{m}$ (de 16 à $83 \mu\text{m}$). La distribution granulométrique indique un mode dominant à $\sim 50/60 \mu\text{m}$ associé à un mode à $\sim 4 \mu\text{m}$ ($< 2 \%$) mais les limites entre ces deux modes sont mal définies. Parfois, un troisième mode est présent à $\sim 300 \mu\text{m}$ (1-4 %). La fraction $> 150 \mu\text{m}$ est dominée par les clastes de ptéropodes ($\sim 60 \%$) associés à des foraminifères planctoniques (35 %). La fraction $< 20 \mu\text{m}$ est dominée par les aiguilles d'aragonite ($\sim 70 \%$).

Quelques échantillons pendant les MIS 2-4 ont été réalisés et correspondent à du packstone sablo-silteux avec un D50 moyen de $\sim 65 \mu\text{m}$ (de 42 à $112 \mu\text{m}$). Les autres échantillons étaient trop grossiers pour être mesurés avec le microgranulomètre laser. La distribution granulométrique indique deux modes dominants à ~ 60 et $\sim 650 \mu\text{m}$ associés à un mode à $\sim 3 \mu\text{m}$ ($\sim 1 \%$). Aucun échantillon ne correspond aux MIS 2-4 mais la description visuelle de la carotte a permis de mettre en évidence un nodule induré de 10 cm de diamètre et de forme sub-arrondie à la base du sédiment glaciaire. Ce nodule est constitué de foraminifères planctoniques (70 %) associés à des ptéropodes (25 %) et quelques foraminifères benthiques (5 %). Il est surmonté par des dépôts bioclastiques composés de coraux d'eaux froides et de ptéropodes sur près d' 1,50 m. Ces coraux d'eaux froides pourraient être associés aux genres *Bathypsammia* et *lophelia* (Mullins et al., 1981). Les tests de ptéropodes sont probablement transportés par les courants et vont être piégés au sein des structures branchues formées par certaines espèces de coraux d'eaux froides (Mullins et al., 1981). Une séquence de type wackestone à boue sableuse s'intercale au sein de ces dépôts bioclastiques sur ~ 20 cm, et présente un D50 moyen de $\sim 22 \mu\text{m}$ (de 7 à $58 \mu\text{m}$).

En conclusion, la carotte CARKS-14, présente un faciès de type mont carbonaté, dominé par les coraux d'eaux froides et les ptéropodes, intercalés entre des faciès typiques de pente qui sont dominés par les foraminifères planctoniques et les clastes de ptéropodes. La texture et la composition de ce faciès sont similaires au floatstone observé dans les dépôts du mont carbonaté du Mattherhorn (Sianipar, 2013). Le nodule induré à la base du niveau riche en coraux et ptéropodes est dominé par les foraminifères planctoniques, et représente le niveau de type *hardground* nécessaire à la colonisation par les premiers organismes coralliens d'eaux froides. La formation de ces monts se fait par développement d'une colonie corallienne d'eaux froides, qui va piéger les sédiments et permettre l'accroissement du mont carbonaté (Mullins et al., 1981). Ainsi, il est possible que ce dépôt corresponde à un mont carbonaté en place qui se développe au sein du pockmark et non au remaniement d'un mont carbonaté situé sur les bords du pockmark.

c) Synthèse des processus

Les périodes d'inondation de la plate-forme du GBB vont permettre l'accroissement de la production carbonatée de plate-forme et son export par *density cascading* jusqu'au site de la carotte CARKS-13 (pente inférieure). Cette hypothèse est confortée par la présence de *sediment waves* au nord de la carotte CARKS-13 (Principaud, 2015). La carotte CARKS-14 est située à près de 20 km de la plate-forme, et il est possible que les dépôts de *density cascading* n'atteignent pas le site de la carotte CARKS-14. En effet, dans la carotte CARKS-14, seuls les 80 derniers centimètres du MIS 1 présentent des quantités importantes ($> 50 \%$) de particules fines $< 20 \mu\text{m}$, en comparaison avec les wackestones moyen ($\sim 25 \%$) et grossier ($\sim 15 \%$) de la première partie du MIS 1. De plus, les taux de sédimentation de la carotte CARKS-13 sont ≥ 13 cm/ka pour le MIS 1 alors

qu'ils sont de l'ordre de 40 cm/ka pour la carotte CARKS-09, qui est située à la même distance de la plate-forme (~11 km) un peu plus au sud. Il est possible de la carotte CARKS-09 présente des taux de sédimentation aussi importants en raison de sa position au sein d'une cicatrice de MTC qui joue le rôle de piège à sédiment. La présence de traces de courant d'orientation SE-NW au niveau de la pente inférieure suggère que le courant peut vanner les particules fines dans cette zone et les déposer plus au nord (Fig. 3-31B, Principaud, 2015).

Lorsque le niveau marin relatif passe sous le seuil d'inondation de la plate-forme (-20 m), cela se traduit par des taux de sédimentation plus faibles au niveau de la pente inférieure. Les sédiments sont plus grossiers. Les particules fines issues de la plate-forme sont probablement piratées par le courant de Floride avant de se déposer. Au sein du pockmark, très peu de particules terrigènes sont présentes pendant les MIS 2-4 et pourtant, les taux de sédimentation ne sont pas faibles (~3 cm/ka). Ils correspondent à des dépôts de presque 2 mètres d'épaisseur, riches en ptéropodes et coraux d'eaux froides. Deux hypothèses peuvent l'expliquer : soit ces dépôts grossiers résultent de l'instabilité d'un mont carbonaté situé à proximité du pockmark ; soit ils représentent un mont carbonaté d'eaux froides qui se développe au sein du pockmark pendant la période glaciaire en raison des bonnes conditions de développement (peu d'apport de particules fines au sein du pockmark et présence d'échappements de fluides associés ; Tournadour, 2015). Ces émissions de fluides sont associées avec des échappements de gaz tels que le sulfure d'hydrogène, le dioxyde de carbone, ou le méthane, qui permettent le développement des organismes carbonatés (Hovland, 1990 ; Jensen et al., 1992, Dupré et al., 2014). En mer de Norvège, de tels monts carbonatés en vie ont été observés au sein de grands pockmarks (> 30 m de large ; Hovland, 2005). Les échappements de gaz associés à la formation des pockmarks sont considérés comme essentiels au développement de ces monts carbonatés qui peuvent atteindre 3,5 m de hauteur sur 200 m de long (Hovland, 2005).

La précipitation de ciment carbonaté conduisant à la lithification du sédiment est fréquemment observée en lien avec la migration verticale de fluides à travers les couches sédimentaires (Ritger et al., 1987). Le terme de « lithoherme » a été utilisé pour décrire des monts carbonatés d'eaux froides au niveau de la pente orientale du LBB pour mettre en avant l'importance de la lithification marine (Neumann et al., 1977). Ainsi le nodule induré formé dans ce type d'environnement peut servir de support au développement de coraux d'eaux froides. Cependant, sans image sismique au sein du pockmark il est difficile de déterminer si ce niveau riche en coraux d'eaux froides est en place ou bien issu d'évènements gravitaires.

La stratigraphie de la carotte CARKS-13 n'est pas définitive mais montre que des dépôts remontant aussi loin dans le temps que sur la pente nord du LBB sont préservés dans les 10 premiers mètres de sédiment de surface. Cette observation nécessite un meilleur contrôle chronologique mais il est possible qu'elle pénètre des dépôts pré-MBE, et dans ce cas la sédimentation ressemble à celle enregistrée dans la carotte CARKS-21, située dans la partie distale du *drift* du LBB, c'est-à-dire sans cyclicité observable dans la sédimentation.

II.5. Dépôt de la pente moyenne au nord de Bimini

II.5.1. Contextes spatial et morpho-sédimentaire de la carotte

La carotte CARKS-17 est située au nord des îles de *Bimini* au niveau de la pente moyenne, à 425 m de profondeur d'eau (Principaud, 2015). Elle est située dans une zone où les données d'imagerie se caractérisent par des faibles réflectivités avec des taches de forte réflectivité interprétées comme des blocs glissés recouverts de monts carbonatés (Fig. 3-36 ; Principaud, 2015). La présence de *sediment waves* est observée en dehors de la zone de présence des monts carbonatés, c'est-à-dire préférentiellement au sud et proche de la plate-forme (Fig. 3-36B ; Principaud, 2015). Cette carotte ne pénètre que des dépôts du MIS 1 et en particulier les derniers 6 ka cal BP, dans un prisme sédimentaire caractérisé par un échofaciès lité continu. La stratigraphie de la carotte CARKS-17 permet de proposer que le réflecteur avec la plus forte amplitude, qui constitue la surface sur laquelle repose le prisme à l'échofaciès lité continu, correspond aux MIS 2-4.

II.5.2. Processus sédimentaires de la pente moyenne au nord de Bimini

a) Description de la carotte CARKS-17

La carotte CARKS-17 a été prélevée dans le prisme sédimentaire au nord de *Bimini*. Elle mesure 10,32 m et couvre les derniers ~6 ka cal BP (Figs. 3-37 et 3-38). Les variations du rapport Sr/Ca indiquent des valeurs entre 0,2 et 0,4, ce qui est cohérent avec un dépôt durant le MIS 1. Le signal des éléments terrigènes indique des valeurs relativement faibles (~0,02) sans aucune variation. Les dépôts correspondent à des sédiments de type *carbonate ooze* et plus particulièrement à du wackestone à boue silteuse avec un D50 moyen de ~15 µm (de 9 à 32 µm). La distribution granulométrique indique deux modes dominants à ~4 et ~40 µm, mais les limites entre ces deux modes sont mal définies. On observe à nouveau cette tendance à l'accroissement du diamètre moyen des grains, de 10 µm à ~6 ka cal BP à 30 µm à l'actuel.

La fraction > 150 µm est dominée par les foraminifères benthiques (~55 %, inclus dans la catégorie « Autres » dans la Fig. 3-38), associés à des foraminifères planctoniques (~25 %), quelques ptéropodes (~10 %) et des spicules d'éponge (~5 %). Certains foraminifères benthiques (*e.g.* soritidés) vivent sur la plate-forme. La fraction < 20 µm est dominée par les aiguilles d'aragonite. Ainsi, la carotte CARKS-17 montre une lithologie très homogène et c'est la seule carotte de cette étude où les foraminifères benthiques dominent.

En conclusion, la carotte CARKS-17 est caractérisée par un sédiment interglaciaire relativement fin, mal trié, et dont la composition est dominée par les aiguilles d'aragonite et les foraminifères benthiques. Cette carotte présente les plus forts taux de sédimentation de toute la zone d'étude pendant le MIS 1 (~165 cm/ka). Le prisme sédimentaire dans lequel la carotte CARKS-17 a été prélevée a une épaisseur de ~20 m au site de la carotte, ce qui suggère qu'il représente les derniers 12 ka, en supposant que les taux de sédimentation n'ont pas varié (Fig. 3-37). Ce prisme sédimentaire n'est pas connecté au drift du GBB, situé plus au nord (Mullins et al.,

1981). Il s'étend sur ~20 km du nord au sud et ~5 km de large entre 150 et 550 m de profondeur d'eau (Principaud, 2015).

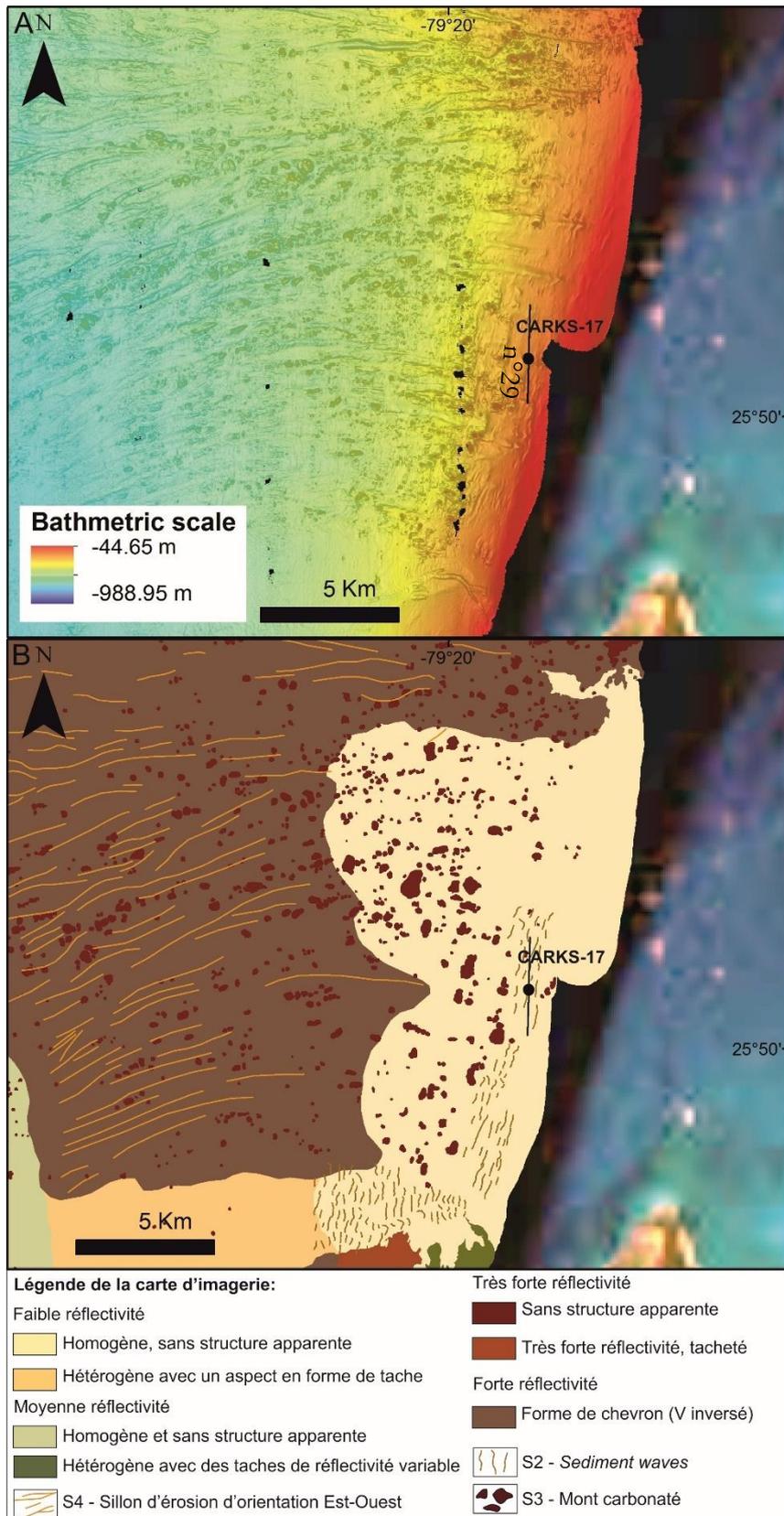


Figure 3-36: Zoom sur la carotte CARKS-17 et localisation des profils CHIRP. A) fond bathymétrique ; B) carte d'imagerie (Principaud, 2015). Les *sediment waves* et les ravines sont issues de l'analyse des données bathymétriques.

b) Synthèse des processus

Le prisme de péri-plate-forme au nord de *Bimini* présente les plus forts taux de sédimentation du MIS 1 sur les pentes ouest du GBB (~165 cm/ka dans la carotte CARKS-17 et 1380 cm/ka pour la MD99-2201 pendant les derniers 7 ka cal BP ; Roth et Reijmer, 2004, 2005), ce qui peut s'expliquer par des processus d'export plus efficaces au nord de *Bimini*.

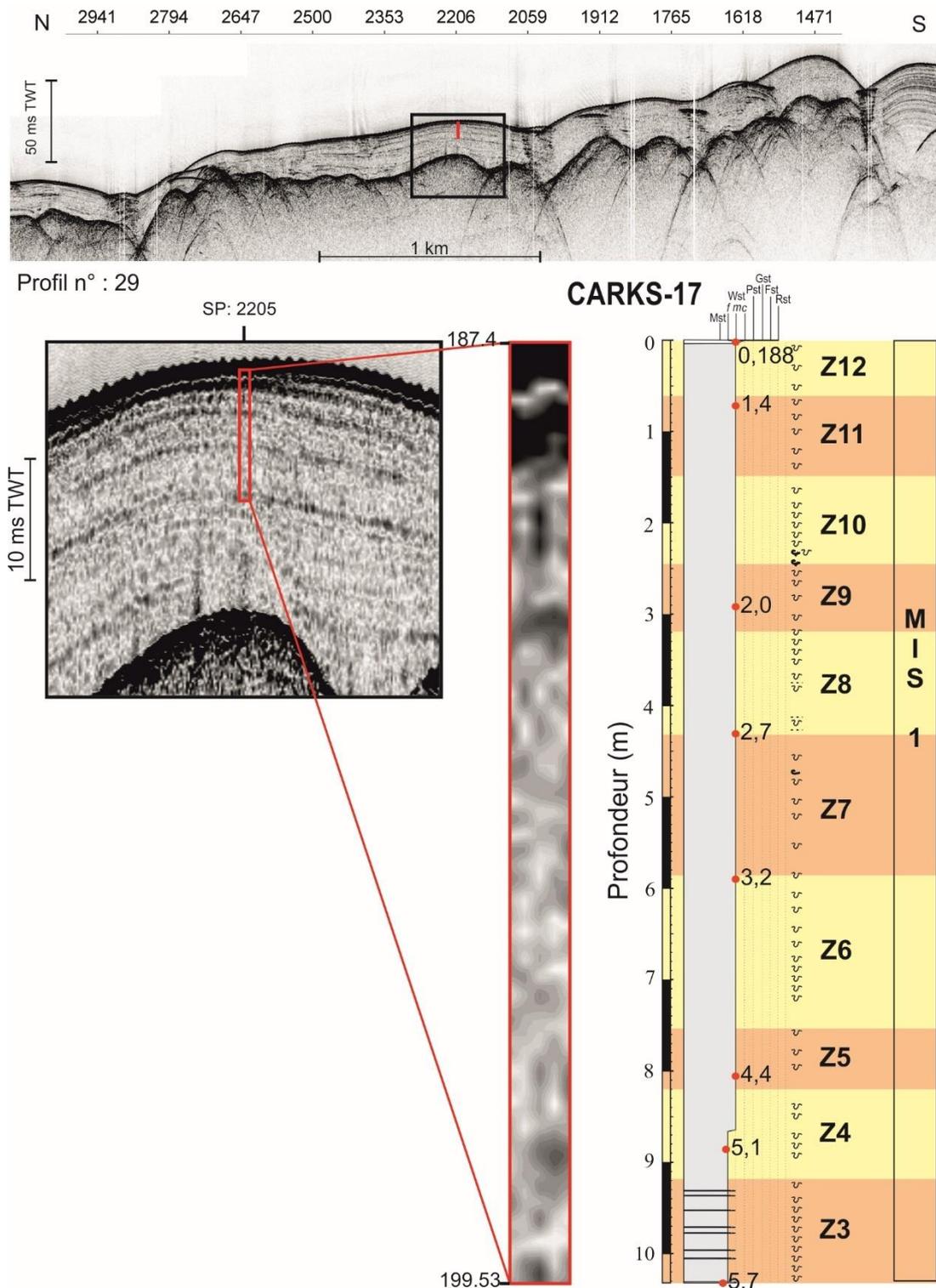


Figure 3-37: Section du profil sismique CHIRP n° 29 avec la position de la carotte CARKS-17 montrant le remplissage au sommet du MTC et la corrélation des données sismiques THR avec la lithologie et la stratigraphie de la carotte.

Pendant la période d'inondation du MIS 1, les dépôts sont homogènes comme dans la carotte CARKS-08. En effet, ils ne montrent pas d'alternance entre des niveaux blancs et des niveaux gris, comme cela avait été observé dans les carottes CARKS-09 et CARKS-06. Cette carotte présente la meilleure résolution sur les derniers 6ka cal BP et les taux de sédimentation sont les plus forts (300 cm/ka) entre 3243 et 2737 ans cal BP. Le reste du temps les taux de sédimentation sont entre 150 et 200 cm/ka cal BP.

La présence de *sediment waves* situées au sud de la carotte CARKS-17 et dont les crêtes sont orientées perpendiculairement à la pente montre l'activité de processus de transport *downslope* (Principaud, 2015). Ainsi, les aiguilles d'aragonite et une partie des silts fins à moyens sont probablement transportées par des processus de transport *off-bank* incluant des plongements d'eaux denses (*density cascading*) mais également lors des tempêtes tropicales et des ouragans jusqu'au site de la carotte CARKS-17.

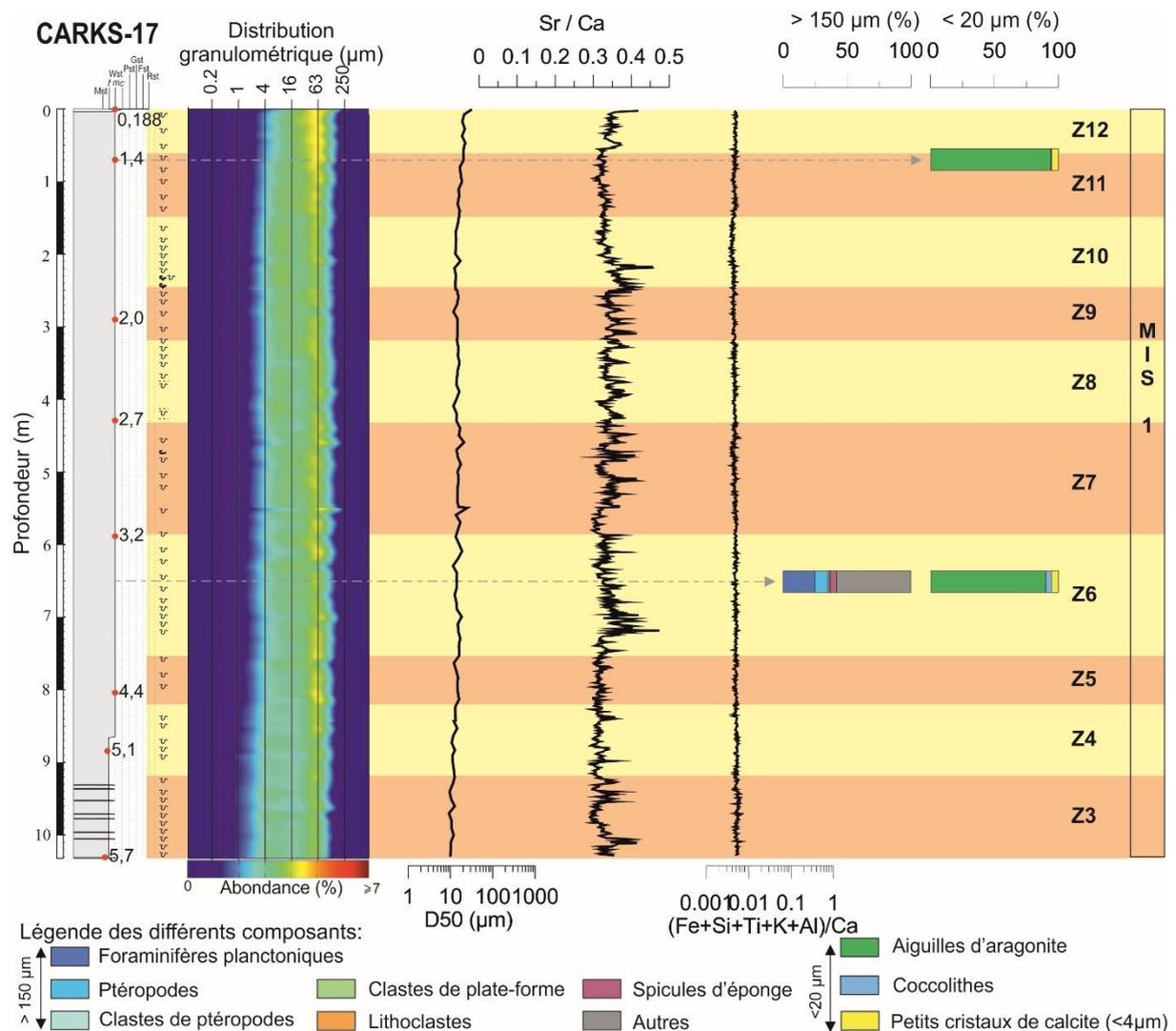


Figure 3-38: Synthèse de la lithologie de la carotte CARKS-17 montrant la distribution granulométrique, les courbes des rapports Sr/Ca et (Fe+Si+Ti+K+Al)/Ca, les pourcentages des composants principaux des fractions > 150 µm et < 20 µm ainsi que la stratigraphie.

La base de ce prisme sédimentaire est estimée à ~12 ka BP, en prenant en compte des taux de sédimentation constants. Cette observation est surprenante car les taux de sédimentation sont considérés importants lorsque la plate-forme est ennoyée. La plate-forme du GBB n'est pourtant pas ennoyée avant 7,23 ka BP (Roth et Reijmer, 2004). Il est probable que les taux de sédimentation ne soient pas constants et que les exports de sédiments aient été plus importants au début de l'ennoisement de la plate-forme et correspondent à la période dite de *reflooding window* (Jorry et al., 2010). Au début de l'ennoisement, la production carbonatée est supposée maximale ce qui induit un export très important au niveau des pentes, qui pourrait expliquer les forts taux de sédimentation entre 5,7 et 7,6 ka cal BP.

III.Synthèse à l'échelle de la pente ouest du GBB

III.1. Période actuelle (0-6 ka cal BP = ennoisement de la plate-forme pendant le MIS 1)

III.1.1. Les sédiments de la pente occidentale du GBB

A l'échelle de la pente occidentale du GBB, **le faciès sédimentaire dominant pendant les derniers 6 ka cal BP est le wackestone à boue silteuse associé à de forts taux de sédimentation** (> 10 cm/ka, Fig. 3-39A). Dans les zones des ravines (CARKS-08, CARKS-11, et CARKS-12) et dans les zones en dépression (CARKS-06 et CARKS-09) le faciès est partiellement ou intégralement de type wackestone boueux (Figs. 3-10, 3-13, 3-22, 3-28 et 3-29). La pente moyenne est caractérisée par des taux de sédimentation importants (> 10 cm/ka), atteignant 165 cm/ka dans la partie nord de la zone d'étude (CARKS-17, Fig. 3-36). La pente inférieure présente des taux de sédimentation faibles (< 2 cm/ka) sauf dans les zones en dépression, comme au niveau du remplissage de la cicatrice de glissement (~72 cm/ka), au sein du pockmark (~34 cm/ka), et au niveau du chenal (~116 cm/ka ; Figs. 3-13, 3-15, 3-22, et 3-35). Les levées du chenal présentent également de forts taux de sédimentation (~74 cm/ka).

Les échofaciès définis par Principaud (2015) représentent la sédimentation récente correspondant probablement aux derniers 6 ka cal BP. Ainsi, les faciès sédimentaires ont été étendus jusqu'aux limites des échofaciès (Fig. 3-40). Le seul faciès sédimentaire observé est un faciès de type wackestone, à l'exception des monts carbonatés qui sont associés à un faciès de type floatstone. Le mont carbonaté, connu sous le nom de « Matterhom », présente une hauteur importante (~110/140 m de haut ; Reed et al., 2006 ; Grasmueck et al., 2007 ; Sianipar, 2013). Deux carottes (CARKS-15 et CARKS-16) ont été prélevées respectivement au niveau du mont et au niveau des pentes de celui-ci pendant la mission CARAMBAR (2010). Le faciès sédimentaire de la CARKS-15 est principalement composé de ptéropodes, de foraminifères planctoniques et benthiques et de coraux d'eaux froides (Sianipar, 2013). Le faciès floatstone est interprété comme issu du piégeage des particules sédimentaires transportées par le courant de Floride, par les structures branchues des coraux d'eaux froides (Roberts et al., 2006 ; Sianipar, 2013). Les monts carbonatés sont au moins datés ~33 ka cal BP dans le détroit de Floride (Paull et al., 2000 ; Neumann et al., 1977, Sianipar, 2013).

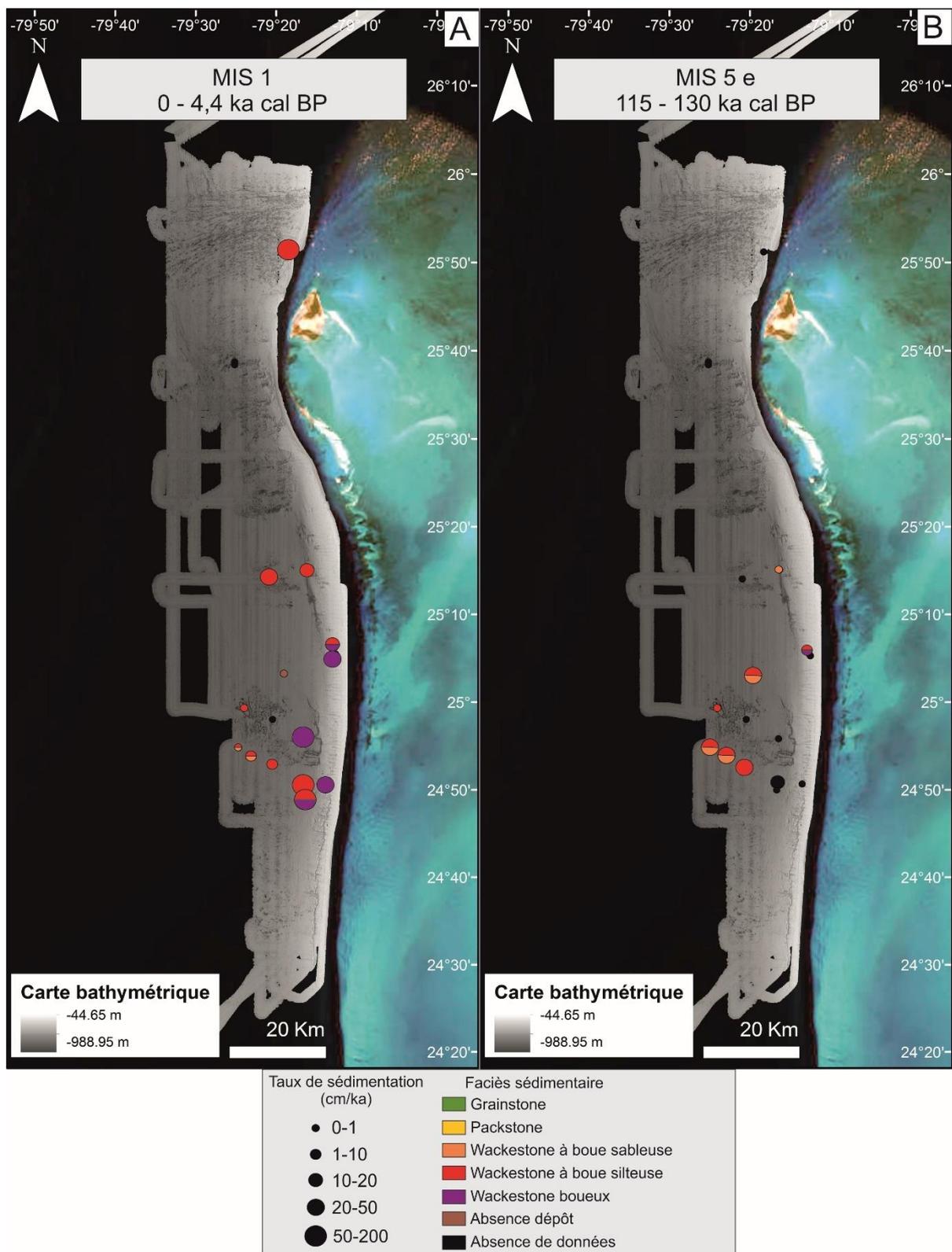


Figure 3-39: Synthèse des faciès sédimentaires et des taux de sédimentation par carotte pendant la période d'enneigement maximal de la plate-forme A) du MIS 1 (0-6 ka cal BP) et B) du MIS 5e (115-130 ka cal BP). La carte morpho-bathymétrique est issue du travail de thèse de Principaud (2015).

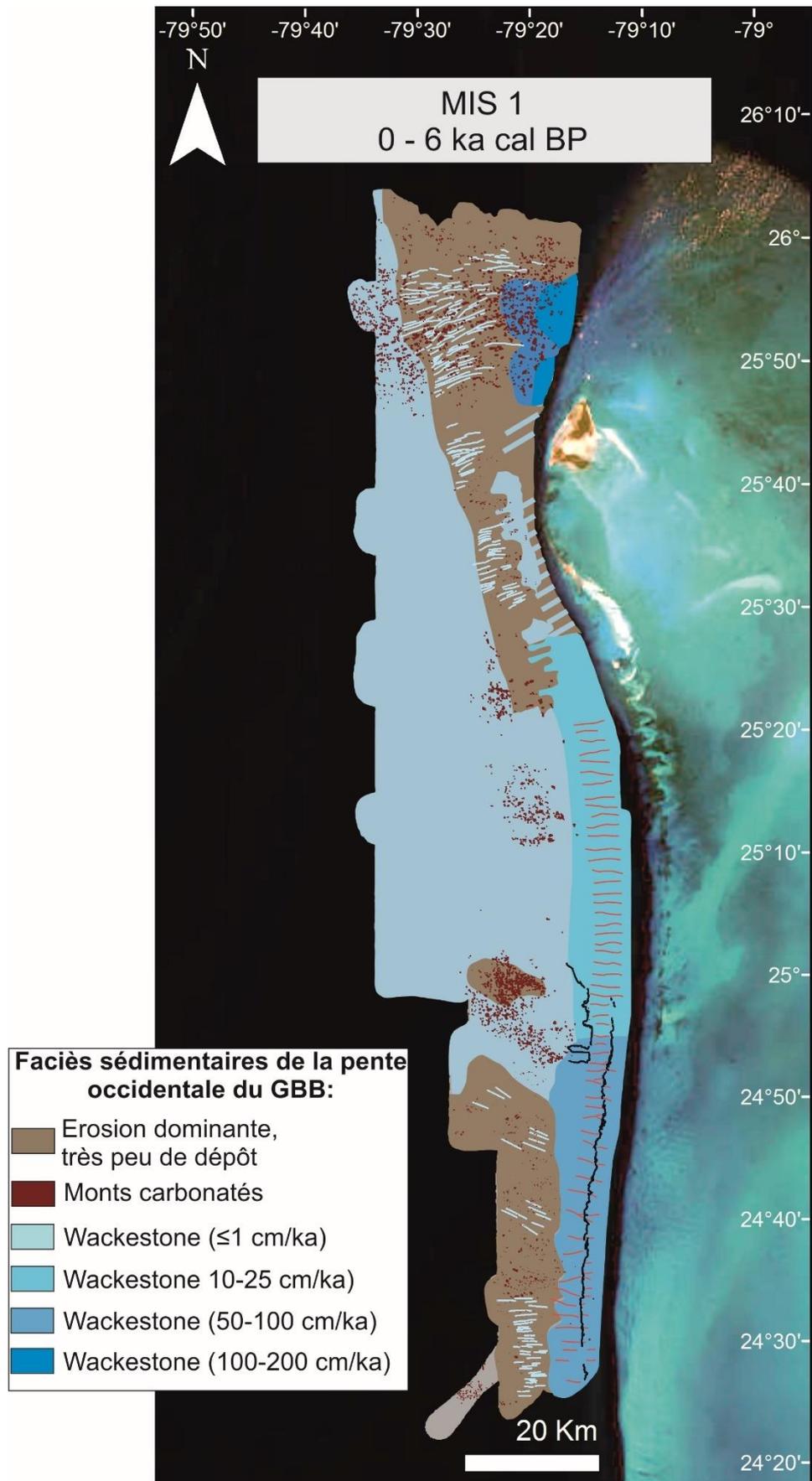


Figure 3-40: Synthèse des faciès sédimentaires en fonction des environnements morpho-sédimentaires définis par Principaud (2015), pendant la période d'enneigement maximal du MIS 1 (0-6 ka cal BP).

Aucune carotte n'est présente dans le bassin (< 800 m de profondeur d'eau), mais les données sismiques THR indiquent de faibles taux de sédimentation, probablement du même ordre de grandeur que ceux déposés au-dessus du lobe pendant les derniers 6 ka cal BP. La pente inférieure est caractérisée au nord et au sud de la zone d'étude par des zones où l'érosion est dominante (Fig. 3-40). Ces zones n'ont pas été calibrées par des carottages mais les données THR couplées aux données d'imagerie mettent en évidence des sillons d'érosion, d'orientation *downslope*, présentant un remplissage sédimentaire de faible épaisseur probablement récent. D'après nos données, la pente moyenne présente les taux de sédimentation les plus forts, en particulier dans la zone nord, où les taux atteignent 165 cm/ka à 425 m de profondeur d'eau (CARKS-17). Ce corps sédimentaire est interprété comme l'extension du prisme sédimentaire présent au niveau de la pente supérieure (Wilber et al., 1990). Ce prisme de la pente supérieure s'étend sur 10 km en direction du bassin à partir de l'escarpement et présente des épaisseurs comprises entre 15 et 50 m en moyenne (Wilber et al., 1990). Au niveau de *Bimini*, les seuls dépôts sédimentaires observés sur la pente moyenne sont des petites lentilles peu épaisses (< 10 m d'épaisseur) de sédiment probablement holocène, qui sont situées dans les dépressions et qui s'étendent sur ~500 m de long (Principaud, 2015). La pente supérieure au niveau de *Bimini* présente un prisme sédimentaire réduit à 5 m d'épaisseur sur 1 à 2 km de long (Wilber et al., 1990).

Au sud de *Bimini*, le prisme holocène présent au niveau de la pente supérieure s'étend de nouveau sur 10 km de long et sur 15 à 50 m d'épaisseur (Wilber et al., 1990). Au niveau de la pente moyenne, les taux de sédimentation sont importants (>10 cm/ka) et deux zones sont distinctes. La zone la plus au nord se caractérise par des ravines régulières (Fig. 2-40, Principaud, 2015). La zone la plus au sud se caractérise par des ravines irrégulières et recoupées par un escarpement (Principaud, 2015). Les taux de sédimentation sont plus forts dans la zone sud des ravines (~50 cm /ka pour la seule carotte disponible : CARKS-08).

III.1.2. Les sédiments de la plate-forme du GBB et exportation

Le faciès sédimentaire dominant sur la plate-forme est le faciès de type grainstone, souvent associé à un faciès de type packstone pauvre en boue (Fig. 3-41, Reijmer et al., 2009 ; Harris et al., 2015). Ces faciès grossiers sont principalement composés de grains squelettiques et localement des sables à ooides sont présents (Newell, 1959 ; Purdy, 1963 ; Enos, 1974 ; Reijmer et al., 2009). Les faciès boueux sont présents à l'ouest des îles, en particulier à l'ouest de l'île d'*Andros* et sont associés aux bathymétries les plus profondes de la plate-forme (Fig. 3-41, Reijmer et al., 2009 ; Harris et al., 2015). Ces faciès fins correspondent à une boue carbonatée composée de pellets et de particules fines aragonitiques (Newell, 1959 ; Purdy, 1963 ; Enos, 1974 ; Reijmer et al., 2009). Ces particules fines aragonitiques correspondent majoritairement aux aiguilles d'aragonite (Macintyre et Reid, 1992).

L'origine des aiguilles d'aragonite est très controversée et a déjà été discutée dans les chapitres précédents (cf. chapitre 2 - Partie A et chapitre 2 - Partie C). La production d'aiguilles d'aragonite est probablement liée aux événements de *whiting* qui correspondent à la précipitation de carbonate directe ou sur du matériel remis en suspension au sein de la colonne d'eau à l'ouest de l'île d'*Andros* (Shinn et al., 1989 ; Macintyre et Reid, 1992 ; Robbins et Blackwelder, 1992 ; Milliman et al., 1993 ; Robbins et al., 1997 ; Morse et al., 2003). Sur la plate-forme du GBB, ces événements de *whiting* sont majoritairement observés dans la zone boueuse à l'ouest de l'île d'*Andros* (Harris et al., 2015).

Dans la synthèse du chapitre 2 - Partie C, l'importance des événements météorologiques favorisant l'export de sédiment a été soulignée, et il semble que les passages de fronts froids soient les plus enclins à exporter de grandes quantités de sédiments. Des études ont mis en évidence une intensification des événements météorologiques à forte énergie, entre ~1 et 3,4 ka cal BP (Liu et Fearn, 1993, 2000 ; Dalman et Park, 2012), qui ont permis l'accumulation de fortes quantités de sédiment entre 2 et 3 ka cal BP au niveau de la pente occidentale du GBB (CARKS-09 et CARKS-17). Dans ce cas, l'intensification des ouragans est reliée à des changements climatiques globaux comme la variabilité de l'oscillation australe (ENSO), l'intensification de la mousson en Afrique de l'ouest (Donnelly et Woodruff, 2007 ; Toomey et al., 2013), ou la position de l'ITCZ (Haug et al., 2001 ; Toomey et al., 2013).

L'ennoisement de la plate-forme a probablement eu un impact direct sur les fortes accumulations de sédiments au niveau de la pente occidentale du GBB pendant les derniers 3 ka cal BP. En effet, l'ennoisement majeur de la plate-forme (~90 % de la plate-forme du GBB inondée) n'est observé qu'à partir de 3 ka cal BP (Fig. 3-42 ; Harris et al., 2015 ; Miller et al., 2011). Ainsi, l'augmentation de la zone de production carbonatée de plate-forme couplée à une augmentation des phénomènes météorologiques de forte énergie pendant les derniers 3 ka cal BP a permis l'export de sédiments en forte quantité. Cela se traduit sur la sédimentation par le dépôt de niveaux très blancs, pauvre en particule terrigènes (10YR9/1 ; Fig. 3-42).

Les processus d'export de sédiment *off-bank* au niveau du GBB sont principalement associés aux plongements d'eaux denses liés aux fronts froids qui peuvent générer des processus de *density cascading*. Ces plongements d'eaux denses vont générer des *plunge pools* au pied de l'escarpement en raison d'un brutal changement topographique (Wilber et al., 1990 ; Principaud, 2015). Des *sediment waves* sont présentes sur la pente moyenne et sont caractérisées par leur flanc à pente raide

orienté vers l'amont et leur crête perpendiculaire à la pente (Principaud, 2015). Elles sont interprétées comme des antidunes générées par des courants *downslope* (Betzler et al., 2014 ; Principaud, 2015). Des *sediment waves* sont également présentes en amont de la cicatrice du MTC et à la surface des dépôts remplissant la cicatrice d'arrachement. Elles attestent de l'occurrence d'écoulements gravitaires turbulents transitant depuis les ravines jusque dans la cicatrice d'arrachement du MTC.

Les aiguilles d'aragonite et les particules silteuses (silt fin à moyen) se déposent jusqu'à la pente moyenne. **Les sédiments au sein de toutes les carottes situées dans la pente moyenne sont caractérisés par un wackestone qui présente une répartition granulométrique avec 2 modes dominants (~3 et ~40 µm) dont les limites sont peu marquées.** Tout comme dans la zone des canyons du LBB, cette répartition granulométrique est caractéristique des processus de *off-bank* et des périodes d'enneiement maximal. Comme pour le LBB, seules les particules très fines de la fraction silteuse peuvent être exportées depuis la plate-forme. En effet, on retrouve très peu de particules grossières sur les pentes qui pourraient avoir pour source les grainstones ou les packstones de la plate-forme.

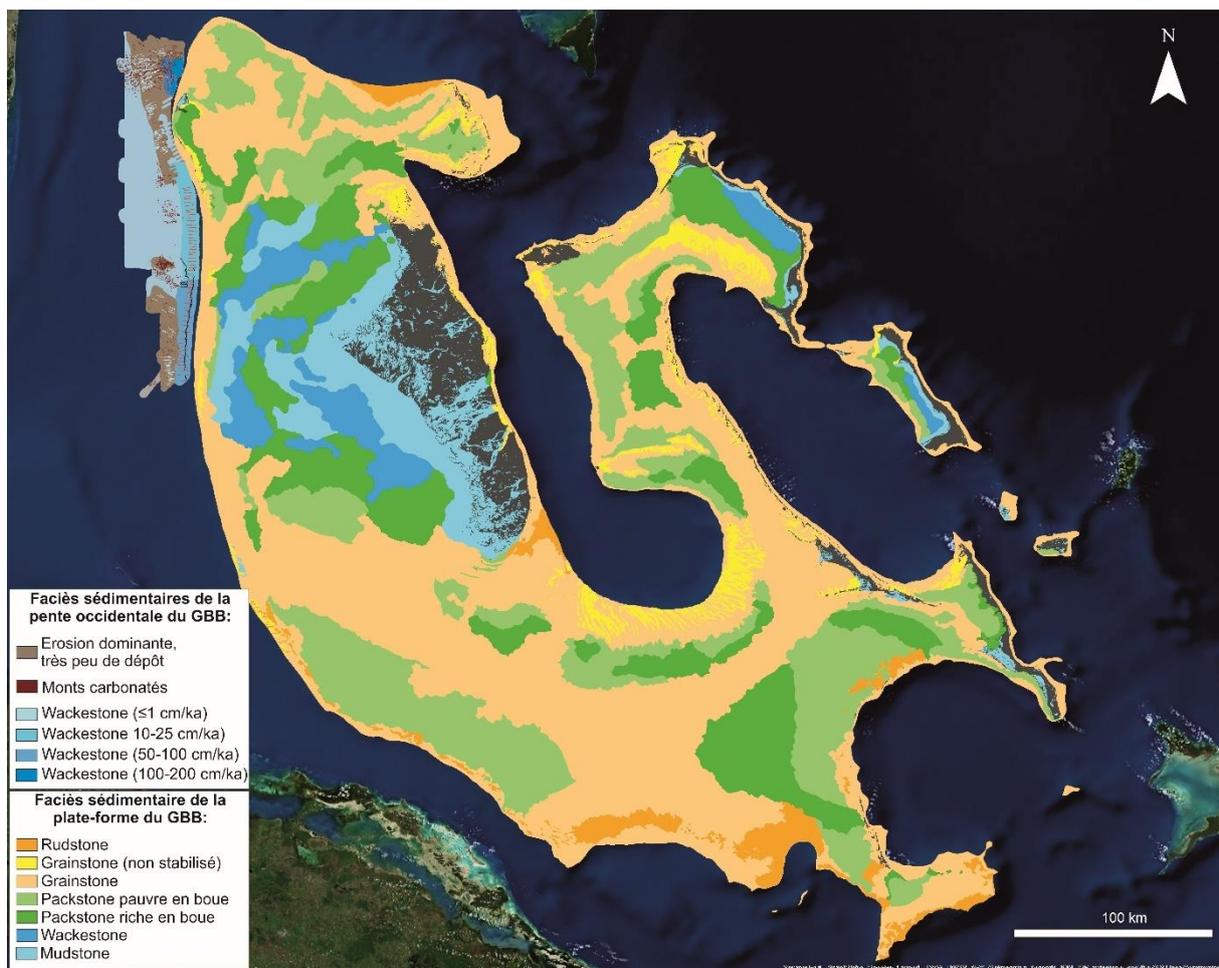


Figure 3-41: Cartographie des faciès de surface de la plate-forme du LBB (Harris et al., 2015) associée à celle des faciès sédimentaires de la pente nord-ouest du GBB pendant la période d'enneiement maximal du MIS 1 (0-6ka cal BP).

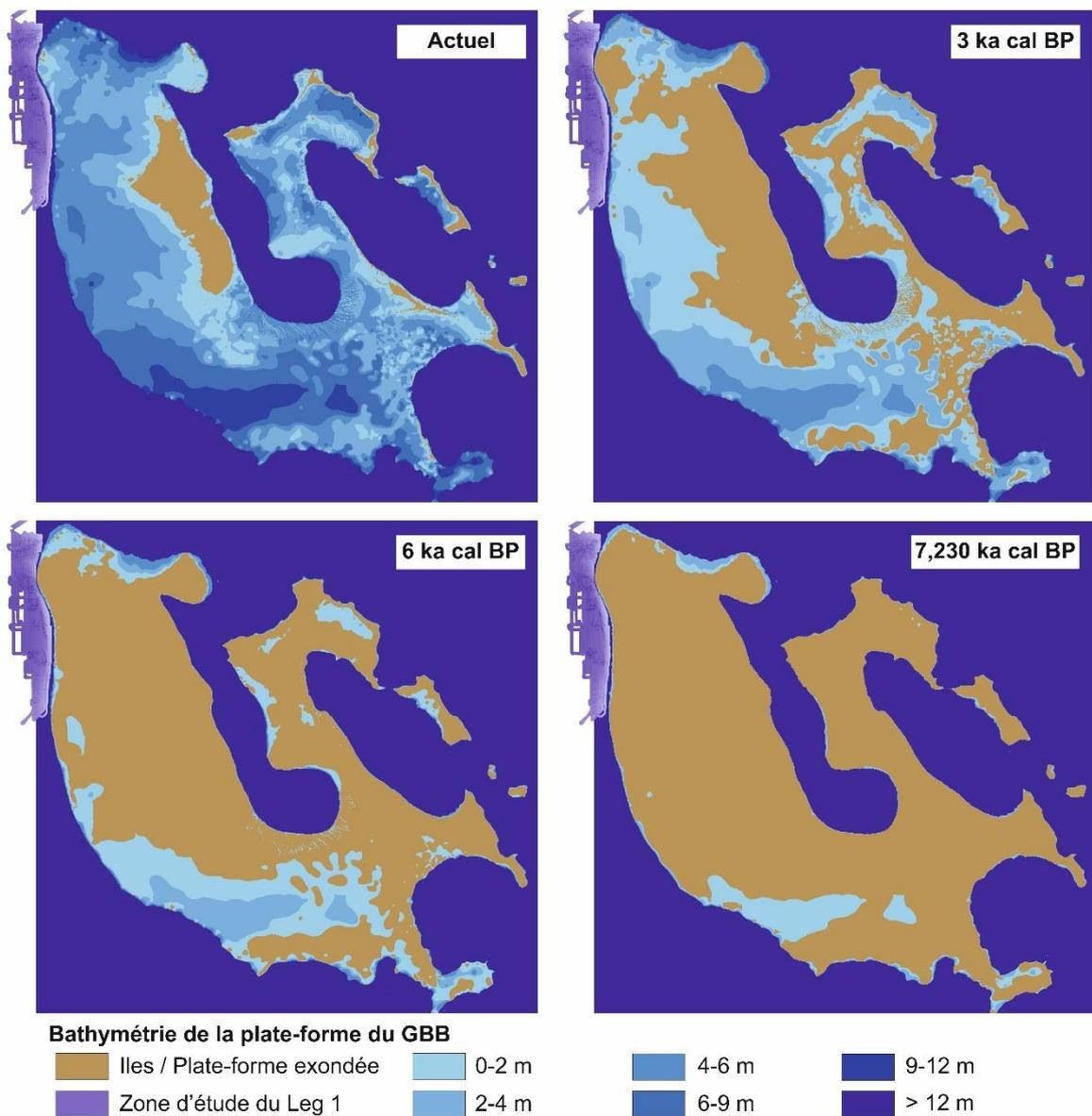
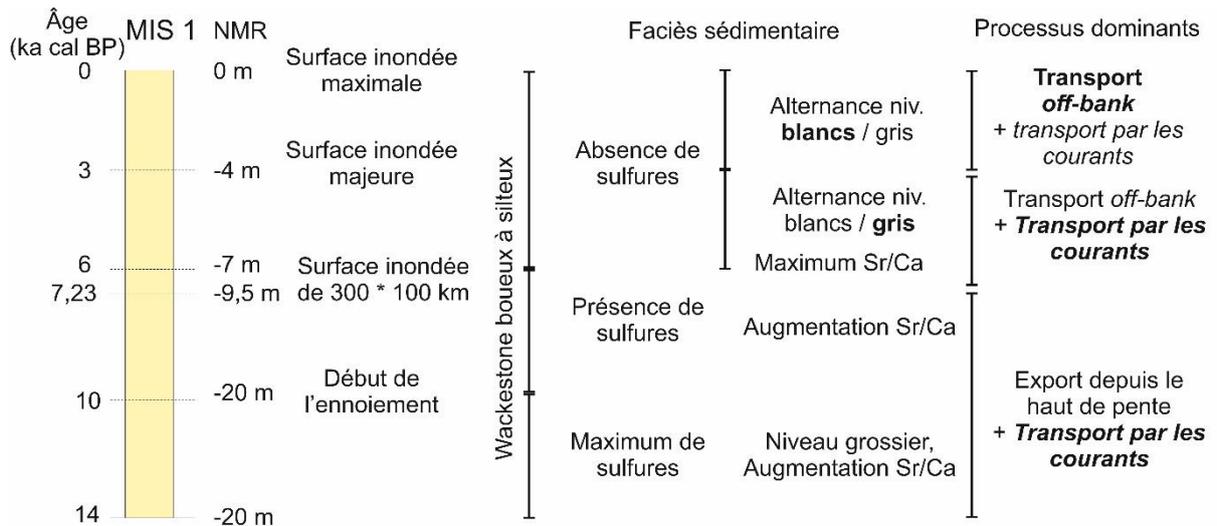


Figure 3-42: Détail du MIS 1 montrant le NMR (niveau marin relatif), les faciès sédimentaires, les processus dominants et les bathymétries à différentes périodes pendant le MIS 1 (actuel, 3, 6 et 7,23 ka cal BP) d'après la carte bathymétrique actuelle (Harris et al., 2015) et le NMR de la courbe de Miller et al. (2011).

La pente à l'ouest de *Bimini* n'est ni caractérisée par des *plunge pools* au pied de l'escarpement ni par des *sediment waves* et le prisme sédimentaire, présent au niveau des pentes supérieure et moyenne, est peu développé. Ces îles forment un haut topographique qui va empêcher l'export de sédiments depuis la plate-forme vers la pente ouest du GBB (Principaud, 2015). Dans la zone nord des ravines, des récifs coralliens sont présents sur le rebord de plate-forme du GBB et peuvent agir comme une barrière naturelle non continue. En effet, la sédimentation sur la pente moyenne est moins développée dans la zone nord que dans la zone sud des ravines, où aucun récif n'est observé en amont sur la plate-forme (Fig. 3-40). **On peut conclure que la topographie du rebord de la plate-forme va influencer la sédimentation de la pente.**

III.1.3. Influence du courant de Floride

Le courant de Floride est plus intense en surface et en particulier sur le côté occidental du détroit de Floride avec des vitesses pouvant dépasser 150 à 200 cm/s (Brooks et Niiler, 1977). A l'ouest de *Bimini*, les courants sur le fond, du côté oriental du détroit de Floride sont de l'ordre de 20 cm/s et atteignent au maximum 50 cm/s (Grasmueck et al., 2006 ; Correa et al., 2012). Leur direction change en moyenne toutes les 6 heures, au rythme du cycle des marées (Grasmueck et al., 2006 ; Correa et al., 2012).

L'analyse des données bathymétriques couplées aux données d'imagerie, issues de la mission océanographique CARAMBAR, a mis en évidence une large gouttière longitudinale s'étendant sur 20 km dans la partie nord de la zone d'étude à 800 m de profondeur d'eau (Fig. 3-1 ; Principaud, 2015). Ce chenal d'érosion (*moat*) s'étend sur 4 km de large et une profondeur de 25 à 40 m, présente des sillons d'érosion et des *crescent marks* sur le fond marin (Principaud, 2015) Il est interprété comme une dépression en érosion liée à l'intensité du courant de contour sur le fond marin (Principaud, 2015).

Des *crescent marks* orientées vers le nord sont présentes au sein de ce chenal d'érosion mais également au niveau du MTC vers ~800/850 m de profondeur d'eau (Principaud, 2015). Leur dimension dépend de la taille de l'obstacle présent sur le fond, et s'étend entre 150 à 600 m de long (Principaud, 2015). L'obstacle génère de l'affouillement à l'amont de l'obstacle et du dépôt sur les côtés en aval de l'obstacle, ce qui induit une zone de non-dépôt juste derrière l'obstacle (Principaud, 2015).

La présence de rides de courant avec leurs flancs doux en direction du nord suggère que des courants de fond s'écoulaient vers le sud à des vitesses ~10 à 30 cm/s à ~850 m de profondeur au niveau de *Bimini* (Hurley et Fink, 1963 ; Düing et Jonhson, 1971).

Dans le détroit de Floride, près de 200 monts carbonatés ont été cartographiés entre 590 et 875 m de profondeur d'eau (Grasmueck et al., 2006, 2007). Ils forment des reliefs de petite taille (<10 m) sur 500 à 1500 m de largeur (Principaud, 2015). D'autres monts carbonatés sont également présents sur la pente à l'ouest de *Bimini* entre 450 et 600 m de profondeur d'eau (Fig. 3-40 ; Principaud, 2015). Leur diamètre s'étendrait sur quelques centaines de mètres pour une hauteur entre 10 à 80 m (Principaud, 2015). Cependant, des observations par ROV ont révélé que la plupart de ces structures étaient des blocs carbonatés recouverts par une fine couche de coraux d'eaux froides (Hebbeln et al., 2012). La présence de coraux d'eaux froides atteste bien de la présence d'un courant favorisant les apports de nutriments essentiels au développement des

coraux, par capture de la matière organique issue de la neige marine (White et al., 2005 ; Correa et al., 2012).

L'analyse des autres carottes sédimentaires suggère aussi une influence du courant dans les dépôts sédimentaires préférentiellement pendant les périodes glaciaires. Lorsque le niveau marin relatif passe sous le seuil d'inondation de la plate-forme (-20 m), cela se traduit par des taux de sédimentation plus faibles au niveau de la pente. Les sédiments y sont plus grossiers à cause de la baisse des apports de particules fines issues de la plate-forme et de l'action de vannage des particules fines par le courant de Floride. L'apport de particules terrigènes en période glaciaire atteste également de l'influence du courant de Floride sur la sédimentation.

En conclusion, ces observations sont cohérentes avec une action érosive du courant de fond vers 800 m de profondeur d'eau au moins pendant certaines périodes. Le courant de Floride agit également comme une barrière dynamique en piratant une partie des particules fines.

III.1.4. Comparaison avec la période d'enneigement maximal précédente (MIS 5e)

Comme le nombre d'enregistrements sédimentaires disponibles diminue pour les périodes plus anciennes, sur les 15 sites de carottages réalisés, l'information sédimentaire n'est connue que pour 7 sites pendant le MIS 5e (Fig. 3-39B). Ainsi la comparaison entre ces deux périodes est biaisée car seuls certains environnements de dépôt sont représentés et ne sont souvent définis que par une seule carotte.

Les faciès sédimentaires et taux de sédimentation au niveau de la pente moyenne observés pendant le MIS 5e (115-130 ka) sont similaires à ceux observés pendant la période d'inondation du MIS 1 (Fig. 3-28). Par contre sur la pente inférieure, les faciès sédimentaires et/ou les taux de sédimentation diffèrent (Figs. 3-16, 3-24, 3-30 et 3-34). En effet, les trois carottes au niveau du lobe (CARKS-01, CARKS-02 et CARKS-03) montrent des taux de sédimentation plus importants pendant le MIS 5e (20 cm/ka) par rapport aux derniers 6 ka cal BP (~1 cm/ka; Fig. 3-39B). La dernière période d'alimentation de ce lobe est datée pendant la période d'enneigement majeur du MIS 5e, mais il a probablement également fonctionné pendant le MIS 11.

Une différence majeure est observée au niveau de la carotte CARKS-10 présente au niveau de l'extension latérale du MTC n°4 (Fig. 3-39B). En effet, pendant le MIS 1, aucun sédiment ne se dépose alors que pendant le MIS 5e, des sédiments de type wackestones à boue silteuse et à boue sableuse se déposent sur près de 4 m d'épaisseur (Figs. 3-30 et 3-39B). Il est probable que la configuration des cayes ait été différente et qu'à cette période la pente en amont de la carotte CARKS-10 correspondait à une zone préférentielle d'export des particules de plate-forme. Il est intéressant de remarquer que pendant ces périodes des alternances entre des niveaux blancs et des niveaux gris sont également présentes, comme observé pendant le MIS 1 sur la carotte CARKS-06 (Figs. 3-8 ; 3-30). Ces niveaux blancs marquent des périodes où l'export *off-bank* est probablement plus intense et/ou plus fréquent. Ils sont particulièrement visibles sur la pente inférieure où les courants de fond peuvent déposer des particules terrigènes pendant les périodes où les exports de la plate-forme sont réduits.

Concernant la carotte CARKS-13, il est difficile de comparer sachant que le modèle stratigraphique n'est pas sûr. Mais il semblerait que les périodes du MIS 11 soient fortement représentées au sein de la carotte CARKS-13. Ces résultats sont en accord avec les forts taux de sédimentation observés pendant ces périodes au niveau du drift du LBB, en raison de l'inondation majeure des plates-formes des Bahamas.

III.2. Comparaison avec les périodes sans ennoisement majeur

III.2.1. MIS 1 (6 - 14 ka cal BP)

La première partie du MIS 1 a été divisée en deux périodes quand la résolution stratigraphique le permettait, c'est-à-dire uniquement pour les carottes CARKS-07 et CARKS-09 (Fig. 3-43 A et B). Le sédiment remplissant la cicatrice d'arrachement (CARKS-09) est caractérisé par un wackestone boueux avec des taux de sédimentation plus importants (20 cm/ka) de 6 ka cal BP à 10,6 ka cal BP, alors que pendant la période de 10,6 ka cal BP à 14 ka cal BP (Terminaison I), le faciès sédimentaire est de type wackestone à boue silteuse avec des taux de sédimentation moins importants (5 cm/ka). Cette différence peut s'expliquer par le fait que le début de l'ennoisement de la plate-forme du GBB à partir de 10 ka cal BP (RSL > -20 m, Miller et al. 2011 ; Roth et Reijmer, 2004) permet une production carbonatée et donc l'export de particules fines. Dès 7,23 ka cal BP (RSL > -9 m, Miller et al. 2011 ; Roth et Reijmer, 2004), la production carbonatée est alors limitée à la partie sud-ouest de la plate-forme du GBB et représente une surface de 300 km de long sur 100 km de large (Fig. 3-42 ; Harris et al., 2015).

De plus, les faciès sédimentaires pendant la première partie du MIS 1(6-14 ka cal BP) sont très similaires à ceux observés pendant la période d'inondation du MIS 1 (Figs. 3-10, 3-15, 3-16, 3-24, 3-28, 3-30, 3-34 et 3-35). En revanche les taux de sédimentation sont globalement réduits pour les deux carottes pendant la période entre 6-14 ka cal BP. **On peut en conclure que la pente moyenne est influencée par l'état d'exondation de la plate-forme du GBB.**

III.2.2. MIS 5a-d (71 - 115 ka cal BP)

Pendant le MIS 5a-d (71-115 ka BP), les taux de sédimentation sont plus faibles que pendant la période d'inondation du MIS 1 (Figs. 3-10, 3-15, 3-16, 3-24, 3-28, 3-30, 3-34 et 3-35). Cette constatation est également observée en comparant avec la première partie du MIS 1 mais est probablement due au fait que les limites au sein du MIS 1 n'ont pas été déterminées pour la plupart des carottes dont les carottes CARKS-08, CARKS-11, CARKS-12 et CARKS-14.

Aucun dépôt n'est observé pendant le MIS 5a-d au sein des carottes CARKS- 01, CARKS-07 et CARKS-10. Ils sont probablement trop peu développés pour être observés (<10 cm, Fig. 3-44 B).

Les faciès sédimentaires au niveau de la zone des ravines et au-dessus du bloc du MTC sont similaires à ceux observés pendant le MIS 1. Ils sont parfois plus grossiers que ceux du MIS 1 avec un faciès de type wackestone à boue sableuse au niveau de la CARKS-13, et un faciès packstone alternant avec un wackestone à boue sableuse au niveau de la CARKS-02. A l'inverse la carotte CARKS-03 présente un faciès plus fin que ceux du MIS 1, de type wackestone boueux.

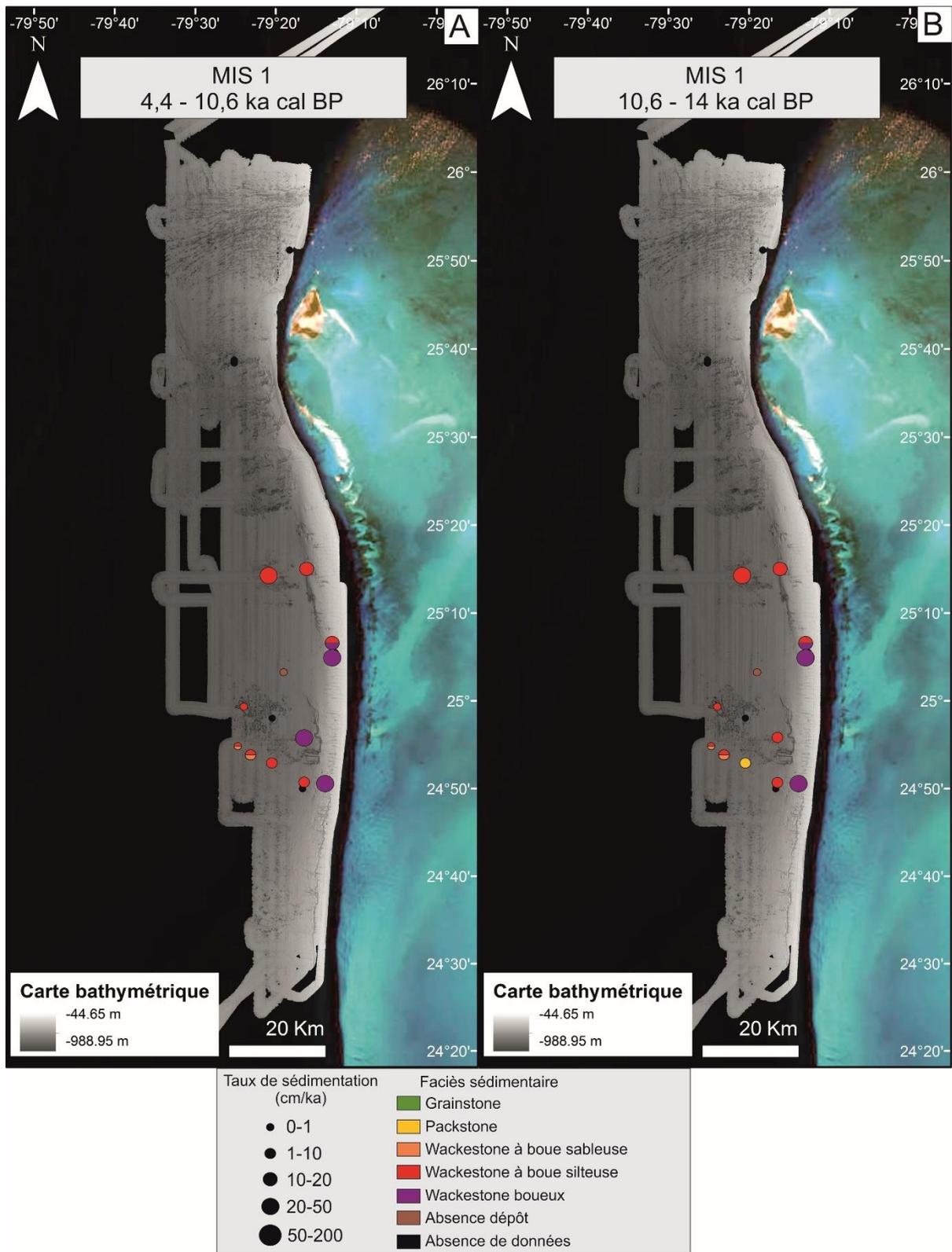


Figure 3-43: Synthèse des faciès sédimentaires et des taux de sédimentation par carotte pendant le MIS 1 A) de 6 à 10,6 ka cal BP et B) de 10,6 à 14,4 ka cal BP. La carte morpho-bathymétrique est issue du travail de thèse de Principaud (2015).

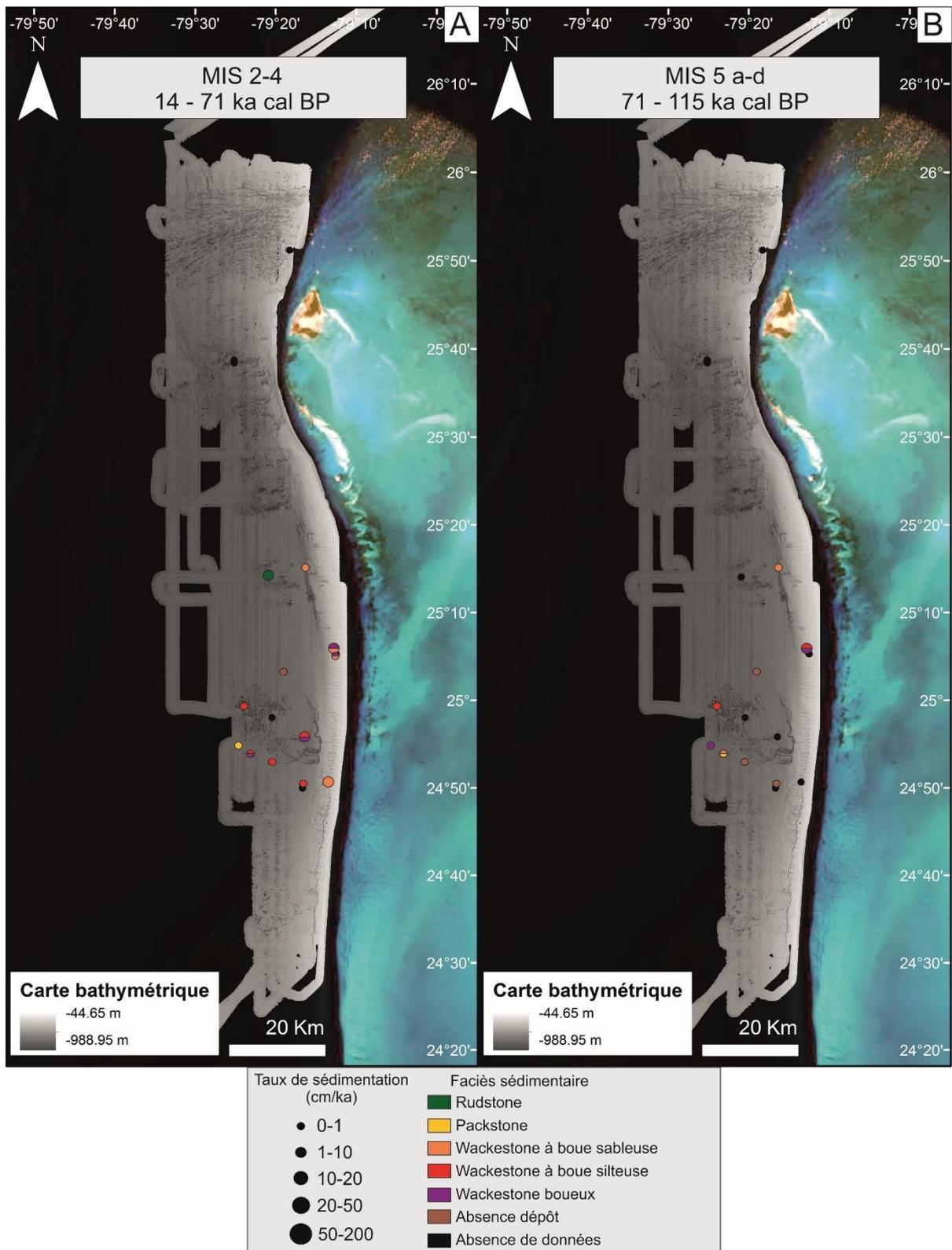


Figure 3-44: Synthèse des faciès sédimentaires et des taux de sédimentation par carotte A) pendant les MIS 2-4 (14-71 ka cal BP) et B) Synthèse des faciès sédimentaires et des taux de sédimentation par carotte pendant la période d'enneigement maximal de la plate-forme du MIS pendant le MIS 5a-d (71-115 ka cal BP). La carte morphobathymétrique est issue du travail de thèse de Principaud (2015).

III.2.3. MIS 7 (191-243 ka cal BP) et MIS 9 (300-337 ka cal BP)

Les MIS 9 et MIS 7 ne sont atteints que dans deux seules carottes (CARKS-12 et CARKS-13). Les dépôts associés aux MIS 9 sont peu représentés. Ce résultat s'explique par le fait que le niveau marin n'est pas assez haut pour inonder suffisamment la plate-forme du GBB pendant le MIS 9 (Siddall et al., 2003 ; Miller et al. 2011).

Les dépôts associés au MIS 7 sont fortement représentés (5 et 3 cm/ka). Bien que le MIS 7 ne corresponde pas à une période d'inondation majeure de la plate-forme, les taux de sédimentation sont supérieurs à ceux observés pendant le MIS 5 (Figs. 3-2). Le niveau marin pendant le MIS 7 permet tout de même l'inondation de la partie sud-ouest de la plate-forme du GBB pendant deux courtes périodes de 3 et 4 ka (Siddall et al., 2003 ; Harris et al., 2015).

III.2.4. Périodes glaciaires

Pendant les MIS 2-4 (14-71 ka cal BP), les taux de sédimentation sont plus faibles que pendant la période d'inondation du MIS 1 (Figs. 3-10, 3-15, 3-16, 3-24, 3-28, 3-30, 3-34 et 3-35). Ils sont du même ordre de grandeur que ceux observés pendant la période de bas niveau marin du MIS 5a-d (Fig. 3-44 A et B).

Les faciès sédimentaires sont parfois plus grossiers que ceux du MIS 1 avec un faciès de type packstone floatstone pour la carotte CARKS-14, de type packstone au niveau de la carotte CARKS-03, de type wackestone à boue sableuse au niveau des carottes CARKS-08 et CARKS-13, et un mélange entre un wackestone à boue sableuse et un wackestone boueux pour les carottes CARKS-11 et CARKS-12. **Nous avons suggéré que la pente moyenne et la pente inférieure sont influencées par l'état d'exondation de la plate-forme du GBB, mais pendant les périodes glaciaires, l'influence des courants de fond sur la sédimentation est également présente. Les courants de fond sont intensifiés pendant les périodes glaciaires dans le détroit de Floride (Brunner, 1975). On peut suggérer que le courant de Floride va vanner les particules fines, parfois déposer des particules terrigènes et permettre le développement des coraux d'eaux froides.**

Les périodes glaciaires des MIS 2-4 et 6 sont marquées à l'inverse des MIS 8 et 10 qui sont moins marqués, comme observé précédemment au niveau des pentes nord du LBB. Le MIS 9 présente peu de dépôt en raison du niveau marin particulièrement bas, ce qui induit peu de sédiment à vidanger pendant le MIS 8. La période d'enneigement du MIS 11 est suivie par une période d'exondation très longue pendant le MIS 11, ce qui induit peu de sédiments à vidanger pendant le MIS 10. Le niveau marin pendant le MIS 7 permet tout de même l'inondation de la partie sud-ouest de la plate-forme du GBB pendant deux courtes périodes de 3 et 4 ka (Siddall et al., 2003 ; Harris et al., 2015).

III.3. Modèle de dépôt de la pente ouest du GBB et lien avec le fonctionnement d'un système chenal-levée

La pente occidentale du GBB est fortement dépendante de l'état d'exondation de la plate-forme, ce qui suggère un fonctionnement de type « on/off » entre périodes de haut niveau marin et périodes de bas niveau marin.

En période de haut niveau marin, la production carbonatée est quasi-maximale ainsi que les processus de transport *off-bank* des particules sédimentaires produites sur la plate-forme (Fig. 3-45). En revanche, les quantités de sédiments exportés ne sont pas équivalentes le long de la pente et varient en fonction de la zone concernée (zones A à D sur la figure 3-45).

Dans la zone A, les processus d'export sont importants en raison de l'exposition sous le vent et de l'absence de barrière naturelle (îles, cayes ou récifs). Le prisme sédimentaire présente les plus forts taux de sédimentation au niveau de la pente supérieure et de la pente moyenne (prisme épais holocène). Au niveau de la pente inférieure, seuls les sillons d'érosion sont remplis de sédiments récents. Il est intéressant de noter que plus au nord, le prisme sédimentaire se développe sur la bordure nord-ouest de la plate-forme du GBB et forme le drift de péri-plate-forme du GBB (Mullins et al., 1981).

Dans la zone B, la présence des îles de *Bimini* réduit fortement l'export de sédiment de plate-forme vers les pentes. Au niveau de la pente supérieure, le prisme sédimentaire est fortement réduit (Wilber et al., 1990). Seules de petites lentilles sédimentaires de faible épaisseur sont présentes au niveau des dépressions de la pente supérieure (<10 m d'épaisseur, < 500 m d'extension).

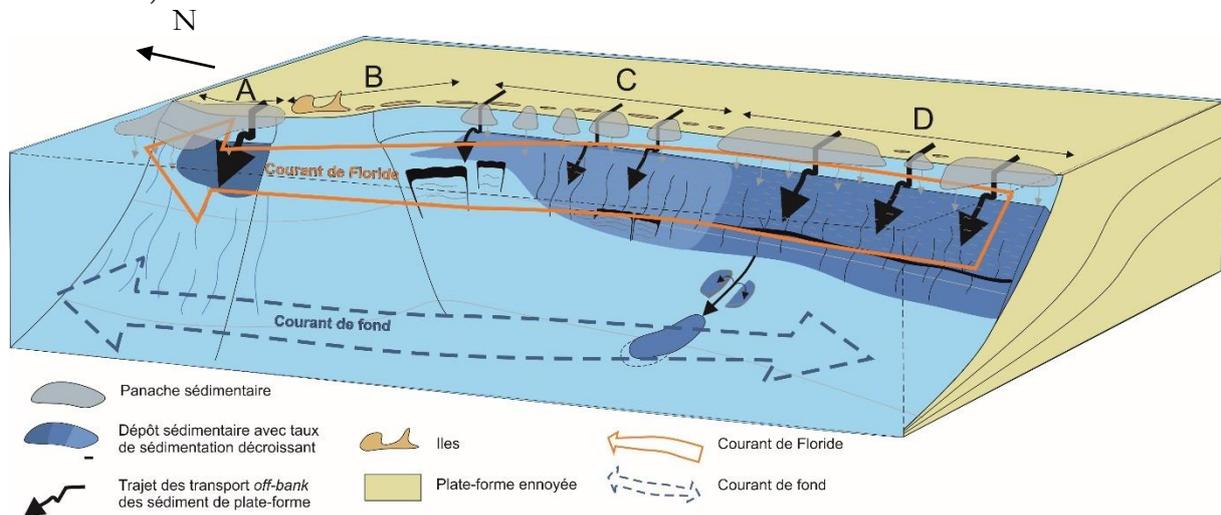


Figure 3-45: Modèle 3D schématisant les différents processus sédimentaires en période de haut niveau marin.

Dans la zone C (zone nord des ravines), la présence de cayes et de récifs va réduire les exports *off-bank* des sédiments de plate-forme par rapport à la zone sud des ravines (zone D). Dans la zone D, les cayes et récifs sont quasiment absents et les exports *off-bank* ne sont pas restreints. Ainsi, au niveau de la pente supérieure, le prisme sédimentaire est bien développé dans les zones C et D mais il s'agit d'un prisme « quaternaire », qui est alimenté pendant plusieurs cycles sédimentaires, contrairement aux prismes « holocènes » de la pente nord-ouest de *Bimini* ou de la pente nord-ouest du LBB. En revanche, au niveau de la pente moyenne, les taux de sédimentation sont moins importants dans la zone C, suggérant un transport *off-bank* plus efficace en l'absence de barrière naturelle. Les processus de *density cascading* les plus faibles vont permettre le drapage des sédiments dans la zone des ravines et les processus les plus intenses pourraient entretenir la morphologie voire creuser les ravines.

Pendant les deux dernières périodes de très haut niveau marin (MIS 5e et MIS 11), les exports de sédiments au niveau de la zone D sont très importants et sont transportés jusqu'à la pente inférieure par l'intermédiaire d'un système chenal-levée jusqu'aux lobes terminaux. Ce système chenal-levée est le premier système chenal-levée à avoir été décrit dans les environnements carbonatés (Mulder et al., 2014). Il s'étend sur 4 km de large (Mulder et al., 2014). Ce système chenal-levée est interprété comme un système aggradant avec des écoulements qui déposent dans le chenal en même temps que sur les levées en période de haut niveau marin. Ce système est alimenté par la boue de péri-plate-forme du prisme sédimentaire où se trouvent les ravines.

En période de bas niveau marin, la production carbonatée peu profonde est quasi-inexistante ou très localisée ainsi que les processus de transport *off-bank* des particules sédimentaires de type plate-forme (Fig. 3-46). Le système chenal-levée n'est plus actif et les dépôts sont très réduits. Pendant les périodes glaciaires, les courants de fond sont intensifiés dans le détroit de Floride (Brunner, 1975). Le courant de Floride, ou les courants de fond vont vanner les particules fines, et parfois déposer des particules terrigènes. Ils permettent également d'apporter des nutriments essentiels au développement de coraux d'eaux froides. Les sédiments au niveau des ravines vont être partiellement lithifiés en raison des faibles taux de sédimentation et du vannage par le courant de Floride. Il va en résulter un sédiment plus poreux car dominé par la sédimentation pélagique, et le vannage des particules fines, ce qui va favoriser les circulations des eaux interstitielles au sein du sédiment et permettre les premières étapes de la diagenèse précoce (Bathurst, 1975).

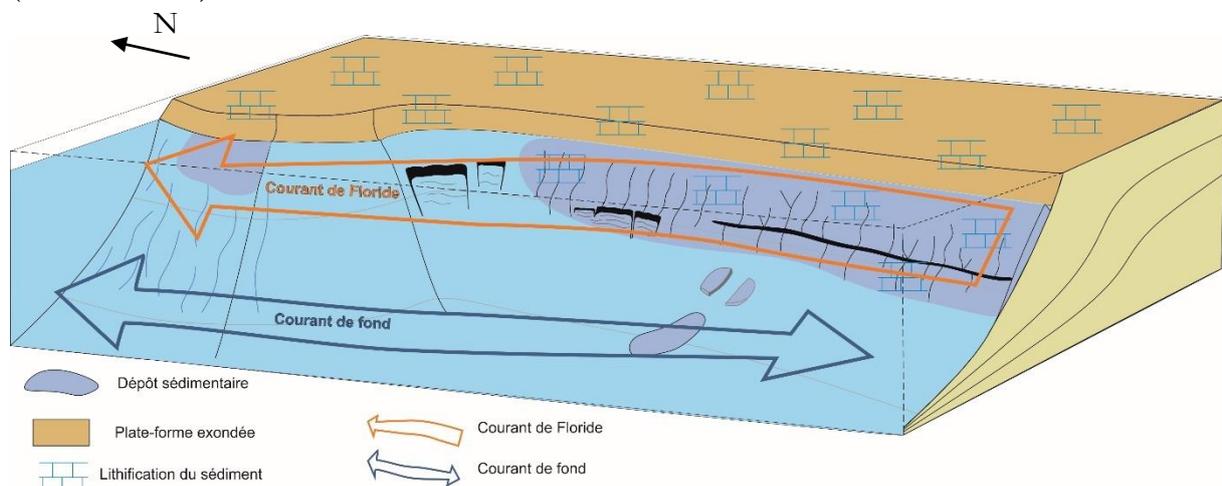


Figure 3-46: Modèle 3D schématisant les différents processus sédimentaires en période de bas niveau marin.

Cette étude a montré que :

- les processus de transport *off-bank* des particules sédimentaires produites sur la plate-forme sont prédominants pendant les périodes d'inondation de cette dernière. Le transfert vers la pente occidentale du GBB est favorisé lors du passage de tempêtes et d'ouragans et lors de la descente de fronts froids qui déclenchent le processus de *density cascading*. Les sédiments préférentiellement exportés depuis la plate-forme sont les aiguilles d'aragonite et les silts fins à moyens, qui se déposent essentiellement au niveau de la pente supérieure et de la pente moyenne. La forte variabilité spatiale des taux de sédimentation est à relier à la topographie du rebord de plate-forme et plus particulièrement à la présence ou non d'îles/cayes/récifs qui réduisent l'efficacité de l'export *off-bank*.
- le courant de Floride est actif en période interglaciaire comme en période glaciaire. Il est notamment responsable de nombreuses figures d'érosion, de la localisation des monts carbonatés et du dépôt de particules terrigènes.
- les processus de diagenèse précoce agissent préférentiellement et de manière généralisée dans les zones de faibles dépôts sédimentaires en particulier sur la pente moyenne uniquement en période glaciaire. Dans ces environnements, la diagenèse précoce s'exprime par la formation de nodules indurés.
- les processus d'érosion intra-pente ont été importants au cours du Quaternaire, surtout dans les zones C et D avec la mise en place de MTC de grande ampleur et plus récemment la construction d'un système chenal-levée-lobe de petite taille mais stable sur plusieurs cycles climatiques.

A l'échelle de la pente occidentale du GBB, la majorité des structures érosives comme les cicatrices d'arrachement et les ravines sont héritées des périodes de chute majeure du niveau marin du Pliocène et du Pléistocène (Principaud, 2015). Les sillons d'érosion dans le nord de la zone d'étude se sont probablement formés pendant la dernière période glaciaire. Même si, comme observé sur la pente nord du LBB, la sédimentation peut être localement conditionnée par ces structures, l'importance de l'export *off-bank* favorise l'accumulation sédimentaire et l'enfouissement rapide de l'héritage plio-pléistocène. Même pendant les périodes glaciaires, la sédimentation domine.

Synthèse, conclusions et perspectives

I. Synthèse des résultats principaux

Les principaux résultats de cette étude concernent (1) les modèles stratigraphiques établis pour les pentes du GBB et du LBB, (2) les faciès sédimentaires, et (3) les processus sédimentaires dominants au niveau des pentes septentrionale du LBB (*windward*) et occidentale du GBB (*leeward*).

(1) L'ensemble des carottages issus de la mission CARAMBAR (2010) a permis d'établir un cadre chrono-stratigraphique robuste à l'échelle des pentes occidentale du GBB et septentrionale du LBB. Cela a été possible en couplant des méthodes isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$, datations ^{14}C , $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$), géochimiques (rapport Sr/Ca), lithologiques (niveaux riches en argiles de la pente nord du LBB) et micropaléontologiques (acmé des coccolithophores, écostratigraphie des foraminifères planctoniques). Le couplage des différentes méthodes permet d'une part d'améliorer la précision, d'autre part d'en combiner les différents avantages afin d'éviter de potentielles erreurs, qui sont principalement liées aux variations de taux de sédimentation et à la diagenèse précoce. En particulier, cette étude a mis en avant l'utilité de l'approche écostratigraphique basée sur les foraminifères planctoniques pour déterminer la chrono-stratigraphie des dépôts carbonatés de pente.

Ainsi, le premier schéma écostratigraphique comprend treize écozones (Y5 à Z12) pendant le MIS 1 dont douze écozones (Z1 à Z12) durant l'Holocène, ainsi que quatre écozones (Y1 à Y4) durant la dernière période glaciaire (MIS 2 à 4 ; Tableau 1). Le second schéma écostratigraphique comprend 25 écozones (Z à V1) durant les derniers 424 ka, du MIS 1 au 11 (Tableau 1).

Tableau 1: Synthèse des résultats écostratigraphiques de cette étude et de la résolution moyenne d'une écozone par période, hors datations ^{14}C .

Périodes	Âges	Ecozones	Résolution
MIS 1	14 ka cal BP - Actuel	Y5 à Z12	~1080 ans
dont Holocène	11,7 ka cal BP - Actuel	Z1 à Z12	~980 ans
MIS 2-4	71-14 ka BP	Y1 à Y4	~14250 ans
MIS 5	130-71 ka BP	X1 à X8	~7380 ans
MIS 7 à 11	424-130 ka BP	V1 à V14	~21000 ans

(2) La description des carottes sédimentaires a soulevé un point : la majorité des sédiments de pente sont caractérisés comme du wackestone selon la classification de Dunham (1962) ou de la biomicrite selon la classification de Folk (1959 ; 1962). Les classifications de Dunham (1962) et de Folk (1959 ; 1962) ne sont donc pas adaptées pour décrire les sédiments meubles de pente. L'analyse sédimentaire détaillée des carottages a permis de proposer une nouvelle classification des sédiments carbonatés modernes. Cette classification se base sur une description visuelle pour déterminer le nom de la texture selon la classification de Dunham associée à des mesures granulométriques. Quatorze subdivisions ont ainsi été créées au sein de la classification de Dunham afin de caractériser les sédiments carbonatés modernes.

L'avantage majeur de cette nouvelle classification est qu'elle caractérise les fractions dominantes du sédiment au moment du dépôt en tenant compte de la distribution des tailles granulométriques. Cet élément est important pour comprendre l'origine des différentes populations de particules voire d'en déduire les processus de transport/dépôt. Cette version modifiée de la classification de Dunham, adaptée aux dépôts sédimentaires meubles, propose des interprétations directes des faciès en processus de dépôt pour certaines sous-classes. Par exemple, le type « sandy mud » du faciès wackestone correspond principalement à des sédiments légèrement altérés par la diagenèse précoce. Cependant le contexte à la fois stratigraphique et spatial est encore nécessaire pour interpréter la plupart des faciès.

(3) Cette étude a montré que différents processus sédimentaires agissent sur les pentes des Bahamas au cours du Quaternaire, mais leur influence a varié au cours du temps et en fonction des environnements de dépôts (Fig. 1).

- les processus de transport *off-bank* des particules sédimentaires produites sur la plate-forme prédominent pendant les périodes d'inondation de cette dernière (Fig. 1). Les aiguilles d'aragonite et les silts fins à moyens sont les principales particules exportées lors du passage de tempêtes et d'ouragans et lors de la descente de fronts froids qui déclenchent le processus de *density cascading*. Ils alimentent le prisme Holocène à la base de l'*uppermost slope*.

- les processus d'érosion intra-pente transportant du sable ou de la boue sont prépondérants pendant les périodes de bas niveau marin au niveau des terrasses des canyons sur la pente nord du LBB (Fig. 1). Les dépôts mis en place sur l'*uppermost slope* lors des hauts niveaux sont totalement ou en partie purgés en particulier sur la pente nord du LBB. Le déclenchement de MTC est observé sur les deux pentes et se produit pendant les maximums d'enneigement ou les baisses du niveau marin relatif quand le flux sédimentaire est maximal.

- des systèmes turbiditiques (systèmes chenal-levée) de petite taille sont mis en place durant les maximums d'enneigement de la plate-forme (e.g. MIS 5^e; Fig. 1). Ils sont constitués de particules fines et sont actifs durant des périodes de temps relativement courtes.

- le courant des Antilles et le courant de Floride, bien qu'ils soient des courants de surface, permettent le vannage des particules fines carbonatées et le dépôt de particules argileuses terrigènes, notamment en période glaciaire jusqu'à 800 m de profondeur d'eau. Il est probable que des courants de fond agissent, en particulier dans le détroit de Floride. L'influence des courants sur la sédimentation est prépondérante en période glaciaire, avec le développement de séquences contouritiques au niveau de la pente moyenne du LBB, et la lithification partielle du sédiment (diagenèse précoce) au niveau de la pente supérieure du LBB et de la pente moyenne du GBB (Fig. 1).

- les processus de diagenèse précoce agissent préférentiellement et de manière généralisée dans les zones de faibles dépôts sédimentaires en période glaciaire (Fig. 1). Dans ces environnements, la diagenèse précoce s'exprime par la formation de petits ciments subcristallins, de nodules indurés formant des pseudo-brèches ou par des dépôts de *hardground*.

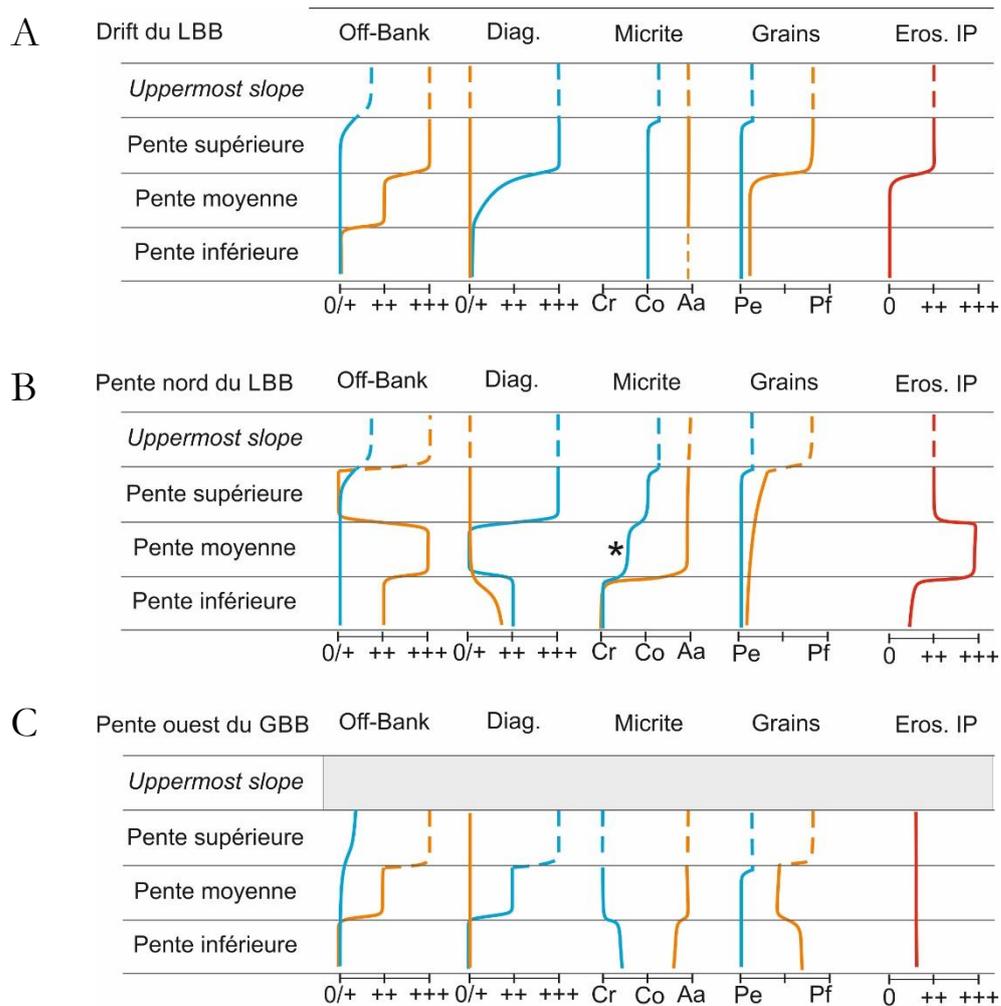


Figure 47: Synthèse des processus sédimentaires au cours des derniers 424 ka : A) sur le drift du LBB, B) la pente nord du LBB et C) la pente ouest du GBB. Les courbes orange (bleues) représentent les périodes d'envoiment (d'exondation) de la plate-forme. Les lignes en pointillés indiquent les zones qui ont été uniquement calibrées par des données sismiques. Les processus diagenétiques s'expriment sous la forme de ciments subcristallins (++) de taille < 4 μm ou sous la forme de nodules indurés (+++), quand ceux-ci sont plus avancés. La micrite est différenciée en trois types : les petits cristaux de calcite, les coccolithes, et les aiguilles d'aragonite. L'étoile noire indique un dépôt où la fraction micritique est constituée d'un mélange de coccolithes, d'aiguilles d'aragonite et de petits cristaux de calcite (~10 %). Le terme « Pf » signifie plate-forme et comprend les grains de type foraminifères benthiques de plate-forme (e.g. soritidés, *Amphistegina*), bryozoaires, plaques d'*Halimeda*. Le terme « Pe » signifie pélagique et comprends les grains de type foraminifères planctoniques et ptéropodes (entiers ou clastes). Le terme « Eros. IP » regroupe les phénomènes d'érosion intra-pente qui s'expriment sous la forme de turbidites fine ou grossière.

II. Comparaison des processus sédimentaires entre la pente occidentale du GBB (*leeward*) et la pente septentrionale du LBB (*windward*)

II.1. Erosion intra-pente et héritage néogène (Pliocène)

Les limites stratigraphiques sur la pente septentrionale du LBB sont moins précises mais il semble que certains **MTC** soient présents sur les pentes occidentale du GBB (MTC 1 et 2) et septentrionale du LBB aux mêmes périodes (Miocène moyen, Pliocène). Cependant deux autres glissements de grande ampleur se sont produits au cours du Pléistocène sur la pente occidentale du GBB (Tableau 2 ; Principaud, 2015). Ces larges glissements présentent des dimensions similaires, seul le MTC sur la pente supérieure du LBB est particulièrement imposant (Tableau 2). Ils pourraient être initiés par plusieurs mécanismes, comme une accentuation locale de pente, liée à une surcharge sédimentaire, des changements relatifs du niveau marin ou encore des séismes et mouvements tectoniques (Principaud, 2015 ; Tournadour, 2015). En effet, au Pliocène, des mouvements tectoniques ont pu être initiés au niveau de la zone de fracture de *Great Abaco* (Tournadour, 2015). Sur les deux pentes, ces larges glissements se font au niveau d'une surface de décollement qui correspond à une surface indurée, probablement formée lors d'une période de bas niveau marin (Principaud, 2015 ; Tournadour, 2015).

Tableau 2 : synthèse des glissements de grande taille et MTC les plus récents des deux pentes étudiées (d'après Principaud, 2015 et Tournadour, 2015).

MTC		Cicatrice d'arrachement			Extension	Age
		Bathymétrie	Escarpeement	Longueur		
GBB	4	~600 m	40-50 m	1,5 km	~10 km	Pléistocène inférieur (NN19-NN20)
	3		80-100 m	9 km	~20 km	
	2		40-50 m	1 km	~10 km	Pliocène (syn ou post Zancléen, NN14)
	1		80-100 m	2 km	≥ 20 km	
LBB	Gl 1	~580 m	30-60 m	17 km	11 km	Pliocène
	Gl 2	~580 m	50-60 m	12 km	3 km	Pliocène
	MTC	275-460 m	40-70 m	44 km	10-14 km	Pliocène

La formation des **canyons** est estimée au Pliocène, probablement pendant la baisse importante du niveau marin à la fin du Zancléen, sur les pentes occidentale du GBB et septentrionale du LBB (Fig. 1 ; Principaud, 2015). Leurs dimensions semblent du même ordre de grandeur et ils se sont formés et ont probablement fonctionné en même temps (Tableau 3). **Au Pliocène, il ne semble pas y avoir de différence majeure entre une pente *windward* et une pente *leeward*.** Il est toutefois important de noter que nous ne connaissons pas la sédimentologie de la plate-forme à cette époque. Les apports étaient suffisamment importants pour permettre la formation et le fonctionnement de structures telles que des canyons et la genèse de MTC.

Tableau 3 : synthèse des canyons pliocènes observés sur les deux pentes étudiées (d'après Principaud, 2015 et Tournadour, 2015).

CANYONS	Incision	Longueur	Age
GBB	85-170 m	-	Pliocène (Zancléen, NN14)
LBB	50-190 m	17 km	

Sur la pente septentrionale du LBB, les canyons ne sont pas actuellement comblés, notamment dans la partie ouest. En revanche, sur la pente occidentale du GBB, les canyons du Pliocène se sont rapidement comblés (Fig. 1 ; Principaud, 2015). Pendant le Pléistocène, les variations du niveau marin sont de plus haute fréquence et la plate-forme est régulièrement inondée, favorisant l'export de sédiments préférentiellement sur la pente occidentale du GBB et la pente nord-ouest du LBB. Le comblement des canyons, sur la pente occidentale du GBB, est lié à de forts taux de sédimentation, qui vont par la suite favoriser de larges glissements en masse et une forte progradation de la pente. Pendant le Pléistocène, le système de ravines sur la pente occidentale du GBB est interprété comme le résultat de l'érosion puis du remplissage par des courants de *density cascading* successifs qui constituent le principal moteur d'export de sédiment de plate-forme vers le bassin pendant les périodes de haut niveau marin (Principaud, 2015). **La distinction entre des pentes *windward* et *leeward* est donc appropriée pour décrire les processus du Quaternaire au niveau des pentes septentrionale du LBB et occidentale du GBB.**

II.2. L'action du courant de Floride et du courant des Antilles

Au Langhien, le drift de *Santaren* se met en place dans le détroit de Floride en raison d'une réorganisation géodynamique globale (Principaud, 2015). Les glaciations de l'hémisphère sud deviennent pérennes et l'isthme de Panama se ferme, ce qui va permettre l'intensification de la circulation océanique dans le Golfe du Mexique dès le Langhien (Principaud, 2015). Il est possible que le prisme sédimentaire au nord-ouest du LBB soit déjà sous l'influence de courants au Miocène moyen/inférieur (Tournadour, 2015). Il est cependant difficile de différencier en sismique les apports de type *alongslope* et *downslope* dans ce type de corps sédimentaire qui correspond à un drift de péri-plate-forme (Tournadour, 2015).

Depuis le Pliocène, les drifts du LBB et de *Santaren*, présents respectivement sur les pentes nord du LBB et occidentale du GBB, se sont fortement développés (Fig. 1 ; Principaud, 2015 ; Tournadour, 2015). Au Pliocène, le drift de *Santaren* passe d'une morphologie plane à une morphologie très aggradante (~200 m dans le bassin). Il va également migrer vers la pente occidentale du GBB sur près de 5 km et développer un *moat*, présent au nord de la zone d'étude à ~850 m de profondeur d'eau (Principaud, 2015). La dépression créée par le *moat* va permettre le confinement des dépôts gravitaires (calciturbidites, débrites), et former une ceinture de dépôts grossiers en bas de pente (Principaud, 2015). Le drift de péri-plate-forme du LBB présente une surcroissance, entre 650 et 800 m de profondeur, interprétée comme résultant de la remobilisation des particules par le courant des Antilles et d'un important transport *off-bank* des particules sédimentaires de plate-forme (Tournadour, 2015). Au Pliocène, les glaciations dans l'hémisphère nord deviennent pérennes et la fermeture de la *Central American Seaway* va permettre une nouvelle intensification de la circulation thermohaline en Atlantique Nord (Steph et al., 2006 ; Tournadour, 2015).

Le Pliocène est donc à nouveau une période clef dans la structuration des pentes des Bahamas, avec l'accentuation du rôle des courants et la construction de drifts contouritiques. Au cours du Quaternaire, ces courants de surface agissent sur le fond de différentes manières :

(1) l'érosion domine à certaines périodes avec des figures d'érosion entre 800 et 850 m de profondeur d'eau (GBB) et < 1000 m de profondeur d'eau (LBB) et,

(2) le dépôt ne peut se faire où les particules fines sont vannées favorisant les processus de diagenèse précoce entre 400 et 600 m de profondeur d'eau (GBB), ~400 m et > 1000 m de profondeur d'eau (LBB) et,

(3) le dépôt de particules terrigènes et de séquences contouritiques (uniquement sur le LBB entre 600-800 m de profondeur d'eau). Les zones d'action de ces courants ont varié de façon similaire aux oscillations du niveau marin au cours des derniers cycles climatiques.

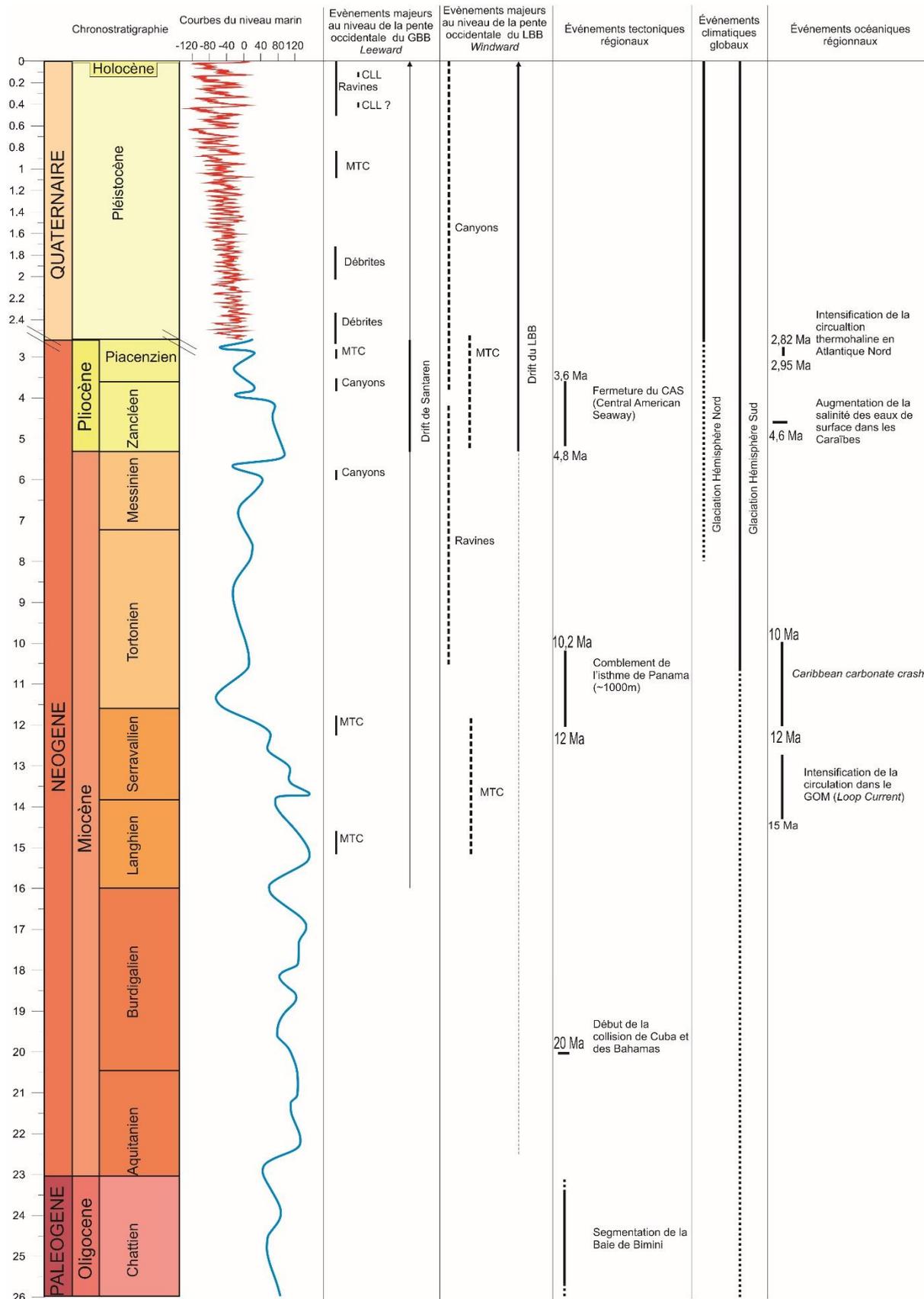


Figure 48: Comparaison entre les événements majeurs au niveau des pentes occidentale du GBB et septentrionale du LBB et corrélation avec les événements majeurs tectoniques, climatiques et océaniques (modifié d'après Zachos et al., 2001 ; Principaud, 2015). Courbe eustatique bleue d'après Haq et al. (1987) ; courbe eustatique rouge d'après Miller et al. (2011).

II.3. Les processus *off-bank* et la diagenèse précoce sur les pentes *windward* et *leeward* au Quaternaire

Les pentes *leeward* ou sous le vent des Bahamas sont situées sous les trajets préférentiels des tempêtes et ouragans, c'est à dire en direction de l'ouest. Elles se caractérisent par la forte accumulation de sédiments au niveau des pentes supérieure et moyenne en période de haut niveau marin. En période de bas niveau marin, les taux de sédimentation y sont très faibles. Les phénomènes de diagenèse précoce se traduisent par la formation de nodules indurés ou partiellement lithifiés donnant au sédiment un aspect bréchiq. Ces phénomènes vont dissoudre les aiguilles d'aragonite présentes en forte quantité sur les pentes *leeward* et les reprécipiter sous forme de ciment calcitique.

Les pentes *windward* ou face aux vents dominants, présentent une accumulation de sédiments moins importante que sur les pentes *leeward* pendant les périodes d'inondation majeure. Cette situation ne favorise pas l'export de particules depuis la plate-forme. En revanche, les processus d'érosion intra-pente de faible volume sont plus fréquents sur les pentes *windward* avec le transfert de sédiments au sein des canyons qui sont encore non comblés. Les phénomènes de diagenèse précoce sont localisés sur la pente supérieure où les taux de sédimentation sont presque nuls.

Les processus *off-bank* ont la même origine sur les deux pentes étudiées (tempêtes et ouragans, passages de fronts froids) et les mêmes caractéristiques sédimentologiques (wackestone boueux ou à boue silteuse avec deux modes mal délimités à ~ 3 et $\sim 40 \mu\text{m}$; le mode autour de $3 \mu\text{m}$ étant largement dominé par les aiguilles d'aragonite). Ces processus génèrent des prismes de péri-plate-forme qui n'ont pas les mêmes caractéristiques selon le type de pente (Tableau 4). En effet, le prisme du LBB est moins important en extension que ceux du GBB mais cette zone de stockage de sédiments de péri-plate-forme alimente la sédimentation dans les terrasses des canyons, les sillons distributaires et les zones de dépôt distales même pendant les périodes glaciaires. Il est possible que ce prisme se vidange, au moins partiellement, pendant les périodes de bas niveau marin. Le prisme du GBB au nord de Bimini pourrait avoir un fonctionnement similaire et nourrir les sillons d'érosion qui naissent dans la zone distale de ce prisme. Certains d'entre eux semblent comblés (Principaud, 2015). Une partie des particules remobilisées par des processus d'érosion internes au prisme doit être piratée par le courant de Floride et alimenter le drift du GBB, situé à quelques kilomètres au nord. Le prisme du GBB situé au sud de Bimini se caractérise par la continuité des dépôts au cours du Quaternaire, même si les périodes glaciaires s'enregistrent avec des dépôts de faible épaisseur partiellement lithifiés. Les taux de sédimentation y sont bien plus faibles que dans les autres prismes mais un système de ravines répartit les sédiments sur une plus grande zone et alimente notamment un système chenal-levée-lobe pendant les maxima d'enneigement de la plate-forme au cours des derniers cycles climatiques. Les dépôts de boue de péri-plate-forme sont également particulièrement épais à des bathymétries dépassant 600 m, dans les creux topographiques laissés par les cicatrices d'arrachement des MTC.

Tableau 4 : synthèse des caractéristiques des prismes de péri-plate-forme des deux marges étudiées.

PRISMES de péri-plate-forme	Bathymétrie	Extension	Epaisseur maximale	Alimentation	Agés
GBB nord Bimini	150-550 m	~10 km	≥ 40-50 m	Sillons d'érosion	Holocène
GBB sud Bimini (ravines)	150-600 m	~10 km	~6 m (Holocène) ~80-100 m (Plio- quaternaire)	Système chenal- levée-lobe	Plio- Quaternaire
LBB	150-300 m	~4 km	~35 m	Terrasses des canyons, sillons distributaires et zones de dépôt de la pente inférieure	Holocène

La convergence des courants de Floride et des Antilles va créer une zone d'accumulation préférentielle, le **drift de péri-plate-forme du LBB**, où l'accumulation sédimentaire est régie par les exports *off-bank* pendant les périodes d'inondation majeure mais également par le transport de particules sédimentaires par les courants. Les taux de sédimentation sont du même ordre de grandeur que ceux observés au niveau de la pente *leeward* et au niveau des terrasses des canyons pour les périodes interglaciaires. Des phénomènes de diagenèse précoce sont observés sur les pentes moyennes pendant les périodes glaciaires, comme sur la pente *leeward* du GBB. La sédimentation du drift de péri-plate-forme du LBB semble intermédiaire entre une pente *leeward* et *windward*.

Il est important de comprendre que lorsqu'on étudie les dépôts de pentes carbonatées, les périodes bien représentées dans l'enregistrement sédimentaire correspondent principalement à celles où **la plate-forme est inondée**. Toutes les autres périodes dites de bas niveau marin vont présenter des taux de sédimentation extrêmement faibles, à l'exception de certains environnements sédimentaires particuliers. Ils concernent les creux topographiques ou des zones de drift qui enregistrèrent l'influence du courant via l'apport de particules terrigènes, le vannage de particules fines et l'apport de particules plus grossières (*e.g.* clastes de ptéropodes). Certaines périodes glaciaires sont particulièrement difficiles à identifier en raison de la faible épaisseur des dépôts (*e.g.* MIS 8).

Les dépôts traduisant des périodes où **l'érosion intra-pente** est importante peuvent être bien représentés localement. La vidange du prisme sédimentaire de haut niveau marin pendant les périodes de bas niveau marin, s'enregistre bien au niveau des terrasses et des interfluves des canyons (LBB). Les dépôts de lobe sont peu représentés au niveau des pentes *windward* et *leeward*. En effet, plusieurs lobes ont été observés sur la pente *leeward* du GBB et montrent de fortes accumulations uniquement pendant les périodes d'inondation où ils ont été actifs (*e.g.* MIS 5e, et peut-être pendant la première partie du MIS 11).

III.Perspectives

III.1. Etude de l'uppermost slope

Ce travail de thèse a permis d'illustrer la variabilité de la sédimentation et les processus sédimentaires influençant les pentes occidentale du GBB et septentrionale du LBB. Un des résultats met en évidence l'importance de connaître la morphologie de l'intégralité de la pente, et notamment la zone de transition avec la plate-forme, pour comprendre l'influence du niveau marin sur la production carbonatée de plate-forme. Dans cette optique, la mission CARAMBAR 1.5 avait pour but de collecter des données afin de caractériser la morphologie et la sédimentation au niveau de l'*uppermost slope* d'une partie de la pente nord du LBB (-20 m à -300 m). La mission a eu lieu du 7 au 18 novembre 2014 à bord du catamaran *F.G. Walton Smith* et un travail de thèse est en cours depuis novembre 2015 (thèse de Kelly Fauquemberg). Quelques données bathymétriques et sismiques de CARAMBAR 1.5 ont été utilisées dans le cadre de cette thèse. Elles ont permis d'illustrer l'*uppermost slope* au niveau du drift du LBB et de montrer que cette zone a joué un rôle important dans le stockage et la production carbonatée de plate-forme quand le niveau marin relatif était situé à -40 m de profondeur d'eau. Quelques données lithologiques issues de la mission CARAMBAR 1.5 ont également été utilisées pour tester la gamme et l'adaptabilité de la nouvelle classification de faciès carbonatés proposée dans cette étude et basée sur celle de Dunham

Si l'écostratigraphie a été un outil très important dans cette étude pour corréler et dater les différents dépôts des pentes du LBB et du GBB, il va prendre toute sa mesure pour dater les dépôts de l'*uppermost slope* du LBB (carottages de CARAMBAR 1.5). En effet, ceux-ci sont, aux vues des premières observations, uniquement d'âge holocène donc des outils stratigraphiques comme les acmés des coccolithes ou le rapport élémentaire Sr/Ca ne seront que peu adaptés en termes de résolution. D'autre part, la faible profondeur de ces dépôts (~150-300 m) ne permet pas d'obtenir une quantité suffisante de foraminifères planctoniques pour des datations ^{14}C . Le besoin statistique pour identifier une écozone n'étant que de 300 individus, cette méthode, et notamment le modèle établi pour le MIS 1, sera particulièrement utile pour dater et corréler systématiquement les dépôts des 21 carottes prélevées dans cette zone.

Il serait également intéressant d'acquérir des données bathymétriques, sismiques ainsi que des carottages au niveau de la partie supérieure de la pente occidentale du GBB. En effet, les données existantes dans la littérature (Wilber et al., 1990 ; Betzler et al. 2014) ne permettent d'imager que partiellement cette zone clef dans les transferts sédimentaires depuis la plate-forme vers la pente.

III.2. Etude de la partie distale des systèmes carbonatés bahamiens

Il est important de noter que la pente nord du LBB ne constitue que la partie proximale du système. En effet, des écoulements gravitaires provenant de la plate-forme des Bahamas incisent le *Blake Bahamas Escarpment* entre 2000 et 4000 m de profondeur d'eau pour former le *Great Abaco Canyon*. La mission CARAMBAR 2 a pour but de caractériser deux systèmes très profonds : le *Great Abaco Canyon*, qui représente l'exutoire de la pente du Petit Banc des Bahamas, et le débouché de l'*Exuma Sound* vers l'Atlantique. Dans ces systèmes, des faciès gravitaires grossiers ont été identifiés. La mission est programmée du 30 novembre 2016 au 3 janvier 2017 à bord du navire océanographique *L'Atalante*. Le modèle stratigraphique, établi pour les derniers 430 ka, ainsi que la classification des faciès carbonatés, basée sur la granularité, proposés dans cette étude seront adaptés à l'étude chronologique et sédimentologique des carottages prévus pendant cette mission. La caractérisation des systèmes dans leur ensemble permettra de comprendre à quelles périodes de temps ces écoulements gravitaires se sont produits. En outre, les données permettront de caractériser la source de sédiment, régionale (banc carbonaté) ou locale (parois de l'escarpement) et d'identifier des lieux et des périodes de stockage des particules carbonatées avant leur transport vers les grands fonds.

III.3. Lithologie et stratigraphie

Des petits cristaux de calcite ont été observés très régulièrement, et parfois en abondance, dans les différents faciès de pente. Certains de ces cristaux sont très probablement des ciments de type sub-cristallin qu'il serait intéressant de caractériser par microscopie à balayage électronique (MEB). Leur morphologie mais également leur composition (calcite fortement magnésienne ?) donneraient de précieuses informations sur leur origine et leur implication dans la sédimentologie des pentes carbonatées.

Les niveaux riches en argiles sont présents à des périodes clés et leur source n'a pu être déterminée avec précision. La quantification et la détermination des particules terrigènes dans les niveaux carbonatés pourraient permettre de mieux définir ces sources en étudiant leur variabilité au cours du temps.

Le MIS 5e et le début du MIS 11 sont des périodes importantes des derniers cycles climatiques en termes de processus sédimentaires au niveau des pentes bahamiennes. Il serait intéressant de dater de manière précise les écozones, en particulier au sein du MIS 5e (X1 à X4) et au début du MIS 11 (V14) à l'aide de datations de type U/Th. Cela permettrait, par analogie avec la chronologie des processus décrits au MIS 1, de comprendre le fonctionnement entre la plate-forme et la pente.

Références bibliographiques

- Adelseck, C.G. et Berger, W.H. (1975). On the dissolution of planktonic foraminifera and associated microfossils during settling and on the sea floor. In *Dissolution of Deep-Sea Carbonates*, eds. Sliter, W.V., et al., p. 70-81. Cushman Found. Foram. Res. Spec. Publ.
- Adey, W.H. et Macintyre, I.G. (1973). Crustose coralline algae: a re-evaluation in the geological sciences. *GSA Bulletin*, 84, 883-904.
- Albury, P. (1975). *The story of the Bahamas*. St. Martin's Press, p. 294, New York.
- Alexandersson, E.T. (1969). Recent littoral and sub-littoral high Mg-calcite lithification in the Mediterranean. *Sedimentology*, 12, 47-61.
- Anselmetti, F.S., Eberli, G.P. et 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. *GSA Bulletin*, 112, 829-844.
- Antonov, J., Seidov, D., Boyer, T., Locarnini, R., Mishonov, A., Garcia, H., Baranova, O., Zweng, M. et Johnson, D. (2010). World Ocean Atlas 2009, Volume 2: Salinity. . In *NOAA Atlas NESDIS*, ed. S. Levitus, E., p. 184 pp. . Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office.
- Arnaud Vanneau, A. (2004). Quelques notions d'écologie et de paléoécologie. In *Ecole d'été: Carbonates récifaux et de plate-forme, Grenoble*, eds. Preat, A., Arnaud Vanneau, A., Carrio, E., Arnaud, H., Ferry, S., p. 171 p. Paris: Association des sédimentologistes français.
- Arrhenius, G. (1952). Sediment cores from the east Pacific: Swedish Deep-Sea Exped. . 1947-1948, *Repts*, 5, fasc. 1, 227.
- Aurell, M., McNeill, D.F., Guyomard, T. et Kindler, P. (1995). Pleistocene shallowing-upward sequences in New Providence, Bahamas; signature of high-frequency sea-level fluctuations in shallow carbonate platforms. *Journal of Sedimentary Research*, 65, 170-182.
- Austin, J.A.J., Schlager, W., Palmer, A.A. et et al. (1986). *Proc. ODP, Init. Repts., 101*. College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- Bahr, A., Jiménez-Espejo, F.J., Kolasinac, N., Grunert, P., Hernandez-Molina, F.J., Röhl, U., Voelker, A.H.L., Escutia, C., Stow, D.A.V., Hodell, D. et C.A., A.-Z. (2014). Deciphering bottom current velocity and paleoclimate signals from contourite deposits in the Gulf of Cadiz during the last 140 kyr: An inorganic geochemical approach. *Geochemistry, geophysics, geosystems*, 15, 3145-3160.
- Ball, M.M. (1967). Carbonate sand bodies of LFlorida and the Bahamas. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37, 556-591.
- Barbara, L., Crosta, X., Schmidt, S. et Massé, G. (2013). Diatoms and biomarkers evidence for major changes in sea ice conditions prior the instrumental period in Antarctic Peninsula. *Quaternary Science Reviews*, 79, 99-110.
- Baringer, M.O. (2001). Sixteen years of Florida current transport at 27°N. *Geophysical Research Letters*, 28, 3189-3182.
- Bathurst, R.G.C. (1975). *Carbonate sediments and their diagenesis*. Amsterdam: Elsevier.
- Baudin, F., Tribovillard, N. et Trichet, J. (2007). *Géologie de la matière organique*. Paris: Vuibert.
- Bé, A.W.H. (1967). *Foraminifera, families.- Globigerinidae and Globorotaliidae, Fiche no. 108*. Charlottenlund, Denmark.: Conseil International pour l'Exploration de la Mer.
- Bé, A.W.H. et Gilmer, R.W. (1977). A zoogeographic and taxonomic review of Euthecosomatous pteropoda. In *Oceanic Micropaleontology*, ed. Ramsay, A.T.S., p. 733-808. New York: Academic Press.
- Bé, A.W.H. et Tolderlund, D.S. (1971). Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans. In *Micropaleontology of oceans*, eds. Funell, B., Riedel, W.R., p. 105-149. London: Cambridge Univ. Press.
- Bé, A.W.H., Vilks, G. et Lott, L. (1971). Winter distribution of planktonic foraminifera between the Grans Banks and the Caribbean. *Micropaleontology*, 17, 31-42.

- Beach, D.K. (1982). Depositional and diagenetic history of Pliocene-Pleistocene carbonates of Northwestern Great Bahama Bank; Evolution of a carbonate platform. p. 1-447. University of Miami.
- Beach, D.K. et Ginsburg, R.N. (1980). Facies succession of Pliocene-Pleistocene carbonates, northwestern Great Bahama Bank. *AAPG Bulletin*, 64, 1634-1642.
- Beard, J.H. (1969). Pleistocene paleotemperature record based on planktonic foraminifers, Gulf of Mexico. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, 26, 185-254.
- Beard, J.H. (1973). Pleistocene-Holocene boundary, Wisconsinan substages, Gulf of Mexico. *Geological Society of America Memoir*, 136, 277-316.
- Beard, J.H. et Lamb, J.L. (1968). The lower limit of the Pliocene and Pleistocene in the Caribbean and Gulf of Mexico. In *Eighteenth annual meeting of the Gulf Coast association of geological societies*, ed. Snowden, J., p. 174-186. Jackson, Mississippi: Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.
- Beauchamp, J. (2005) *La sédimentation littorale carbonatée*. Available at: <https://www.u-picardie.fr/~beaucham/cours-sed/sed-8.htm>.
- Berger, W.H. (1968). Planktonic foraminifera: selective solution and paleoclimatic interpretation. *Deep-Sea research*, 15, 31-43.
- Berger, W.H. (1975). Deep-sea carbonates: dissolution profiles from foraminiferal preservation. In *Dissolution of Deep-Sea Carbonate*, eds. Sliter, W.V., Bé, A.W.H., Berger, W.H., p. 82-86. Cushman Found, Foraminiferal Res.
- Berger, W.H. (1978). Deep-sea carbonate: pteropod distribution and the aragonite compensation depth. *Deep-Sea Res.*, 25, 447-452.
- Berger, W.H. et Piper, D.J.W. (1972). Planktonic foraminifera: differential settling, dissolution and redeposition. *Limnol. Oceanogr.*, 17, 275-287.
- Berggren, W.A., Hilgen, F.J., Langereis, C.G., Kent, D.V., Obradovich, J.D., Raffi, I., Raymo, M.E. et Shackleton, N.J. (1995b). A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. eds. Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.-P., Hardenbol, J., p. 129-212. Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. Spec. Publ.—SEPM (Soc. Sediment. Geol.).
- Bergman, K.L. (2005). Seismic analysis of paleocurrent features in the Florida Straits: insights into the paleocurrent, upstream tectonics, and the Atlantic-Caribbean connection. p. 190. University of Miami.
- Bergman, K.L., Hildegard, W., Janson, X. et Poiriez, A.E., G.P. (2010). Controlling Parameters on Facies Geometries of the Bahamas, an Isolated Carbonate Platform Environment. In *Carbonate Depositional Systems: Assessing Dimensions and Controlling Parameters*, eds. Westphal, H., Riegl, B., Eberli, G.P., p. 235 pp. Dordrecht, Heidelberg, London, New York: Springer.
- Berner, R.A. (1975). The role of magnesium in the crystal growth of calcite and aragonite from sea water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39, 489-504.
- Berra, I. (2005) *Les roches carbonatées*. Available at: <http://www.ulb.ac.be//sciences/dste/sediment/Micropaleontologie/index.html>.
- Betzler, C., Lindhorst, S., Eberli, G.P., Lüdmann, T., Möbius, J., Ludwig, J., Schutter, I., Wunsch, M., Reijmer, J.J.G. et Hübscher, C. (2014). Periplatform drift: The combined result of contour current and off-bank transport along carbonate platforms. *Geology*, 42, 871-874.
- Betzler, C., Lüdmann, T., Hübscher, C. et Fürstenau, J. (2013). Current and sea-level signals in periplatform ooze (Neogene, Maldives, Indian Ocean). *Sedimentary Geology*, 290, 126-137.
- Betzler, C., Pfeiffer, M. et Saxena, S. (2000). Carbonate shedding and sedimentary cyclicities of a distally steepened carbonate ramp (Miocene, Great Bahama Bank). *International Journal of Earth Sciences*, 89.

- Betzler, C., Reijmer, J.J.G., Bernet, K., Eberli, G.P. et Anselmetti, F.S. (1999). Sedimentary patterns and geometries of the Bahamian outer carbonate ramp (Miocene-Lower Pliocene, Great Bahama Bank). *Sedimentology*, 46, 1127-1143.
- Biscaye, P.E., Kolla, V. et Turekian, K.K. (1976). Distribution of calcium carbonate in surface sediments of the Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 81, 2595-2603.
- Bishop, J.K.B., Edmond, J.M., Ketten, D.R., Bacon, M.P. et Silker, W.B. (1977). The chemistry, biology and vertical flux of particulate matter from the upper 400 m of the equatorial Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research*, 24, 511-548.
- Blanc, G., Lapaquellerie, Y., Maillet, N. et Anschutz, P. (1999). A cadmium budget for the Lot-Garonne fluvial system (France). *Hydrobiologica*, 410, 331-341.
- Blow, W.H. (1969). Late middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *First Int. Conf. Plankt. Microfoss. Proc., Geneva 1967*, p. 199.
- Boardman, M. et Carney, C. (1991). Origin and accumulations of lime mud in ooid tidal channels, Bahamas. *Journal of sedimentary Petrology*, 61, 661-680.
- Boardman, M.R., McCartney, R.F. et Eaton, M.R. (1995). Bahamian paleosols: origin, relation to paleoclimate, and stratigraphic significance. In *Terrestrial and shallow marine geology of the Bahamas and Bermuda*, eds. Curran, H.A., White, B., p. 33-49. Geological Society of America, Special Paper.
- Boardman, M.R. et Neumann, A.C. (1984). Sources of periplatform carbonates: Norwest Providence Channel, Bahamas. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 1110-1123.
- Boardman, M.R., Neumann, A.C., Baker, P.A., Dulin, L.A., Kenter, R.J., Hunter, G.E. et Kiefer, K.B. (1986). Banktop responses to Quaternary fluctuations in sea level recorded in periplatform sediments. *Geology*, 14, 28-31.
- Bolli, H.M. et Premoli Silva, I. (1973). Oligocene to recent planktonic foraminifera and stratigraphy of the Leg 15 Sites in the Caribbean Sea. *Initial Reports Deep Sea Drilling Project*, 15, 475-497.
- Bolli, H.M. et Saunders, J.B. (1985). Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera. In *Plankton stratigraphy*, eds. Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K., p. 155-262. New York: Cambridge University Press.
- Boltovskoy, E. (1969). Living planktonic foraminifera at the 90° E meridian from the equator to the Antarctic. *Micropaleontology*, 15, 237.
- Bosart, L.F. et Schwartz, B.E. (1979). Autumnal Rainfall Climatology of the Bahamas. *Monthly Weather Review*, 107, 1663-1672.
- Boss, S.K. et Rasmussen, K.A. (1995). Misuse of Fischer plots as sea-level curves *Geology*, 23, 221-224.
- Boulvain, F. (2014) *Identification microscopique des principaux constituants des roches sédimentaires (notes de travaux pratiques)*.
- Bouma, A.H. (1962). *Sedimentology of Some Flysch Deposits: a Graphic Approach to Facies Interpretation*. Amsterdam: Elsevier.
- Bramlette, M.N. (1961). Pelagic sediments. In *Oceanography*, ed. Sears, M., p. 345-366. Am. Assoc. Adv. Sci. Publ.
- Bridge, J.S. et Demicco, R.V. (2008). *Earth surface processes, landforms and sediment deposits*. New York: Cambridge University Press.
- Broecker, W.S. et Peng, T.-H. (1982). *Tracers in the Sea*. New York: Palisades.
- Brooks, I.H. et Nüller, P.P. (1977). Energetics of the Florida Current. *Journal of Marine Research*, 35, 163-191.
- Brunner, C.A. (1975). Evidence for intensified bottom current activity in the Straits of Florida during the last glaciation. *Geological Society of America*, 7, 1012-1013.
- Brunner, C.A. et Keigwin, L.D.J. (1981). Late Neogene biostratigraphy and stable isotope stratigraphy of a drilled core from the Gulf of Mexico. *Mar. Micropaleontology*, 6, 397-418.

- Bustos-Serrano, H., Morse, J.W. et Millero, F.J. (2009). The formation of whittings on the Little Bahama Bank. *Marine Chemistry*, 113, 1-8.
- Candy, I., Coope, G.R., Lee, J.R., Parfitt, S.A., Preece, R.C., Rose, J. et Schreve, D.C. (2010). Pronounced warmth during early Middle Pleistocene interglacials: Investigating the Mid-Brunhes Event in the British terrestrial sequence. *Earth-Science Reviews*, 103, 183-196.
- Candy, I.A.N. et McClymont, E.L. (2013). Interglacial intensity in the North Atlantic over the last 800 000 years: investigating the complexity of the mid-Brunhes Event. *Journal of Quaternary Science*, 28, 343-348.
- Caquineau, S., Gaudichet, A., Gomes, L. et Legrand, M. (2002). Mineralogy of Saharan dust transported over northwestern tropical Atlantic Ocean in relation to source regions. *Journal of Geophysical Research*, 107, 1-10.
- Carew, J. et Mylroie, J.E. (1995b). Quaternary tectonic stability of the Bahamian archipelago: Evidence from fossil coral reefs and flank margin caves. *Quaternary Science Reviews*, 14, 145-153.
- Carew, J.L. et Mylroie, J.E. (1995a). Depositional model and stratigraphy for the Quaternary geology of the Bahama Islands, . In *Terrestrial and shallow marine geology of the Bahamas and Bermuda*, ed. Curran, H.A., and White, B., p. 5-32. Geological Society of America, Special paper.
- Carew, J.L. et Mylroie, J.E. (1997). Geology of the Bahamas. In *Geology and Hydrogeology of Carbonate Islands*, eds. Vacher, H.L., Quinn, T., p. 91-140. Developments in Sedimentology.
- Carrio-Schaffhauser, E. (2004). La diagenèse en domaine carbonaté. In *Ecole d'été: Carbonates récifaux et de plate-forme, Grenoble*, eds. Preat, A., Arnaud Vanneau, A., Carrio, E., Arnaud, H., Ferry, S., p. 171 p. Paris: Association des sédimentologues français.
- Carson, B.E. (2007). LATE QUATERNARY SEDIMENT ACCUMULATIONS AND FORAMINIFERAL POPULATIONS ON THE SLOPES OF GLADDEN BASIN (OFFSHORE BELIZE) AND SOUTHERN ASHMORE TROUGH (GULF OF PAPUA) MIXED SILICICLASTIC-CARBONATE SYSTEMS. p. 183. Houston, Texas: Rice University.
- Cartwright, R.A. (1985). Provenance and sedimentology of carbonate turbidites from two deep-sea fans, Bahamas. p. 1-114. University of Miami.
- Cayeux, L. (1935). *Les roches sédimentaires de France: roches carbonatées calcaires et dolomies*. Paris: Masson.
- Chabaud, L., Ducassou, E., Tournadour, E., Mulder, T., Reijmer, J.J.G., Conesa, G., Giraudeau, J., Hanquiez, V., Borgomano, J. and Ross, L., 2016, Sedimentary processes determining the modern carbonate periplatform drift of Little Bahama Bank, *Marine Geology*, v. 378, p. 213-229.
- Chamley, H. et Deconinck, J.-F. (2011). *Bases de sédimentologie*. Paris: Dunod.
- Chapmann, F. (1902). *The foraminifera : an introduction to the study of the protozoa*. London: Longmans, Green and Co.
- Chen, C. (1968). Pleistocene pteropods in pelagic sediments. *Nature*, 219, 1145-1149.
- Cifeli, R. et Benier, C.S. (1976). Planktonic foraminifera from near the west african coast and a consideration of faunal parcelling in the North Atlantic. *Journal of Foraminiferal Research*, 6, 258-273.
- Cloud, P.E.J. (1962). Environment of calcium carbonate deposition west of Andros Island. *U.S Geol. Surv. Profess. Papers*, 350, 1-138.
- Coplen, T.B. (1988). Normalization of oxygen and hydrogen isotope data. *Chemical Geology (Isotope Geosciences Section)*, 72, 293-297.
- Correa, T.B.S., Grasmueck, M., Eberli, G.P., Reed, J.K., Verwer, K. et Purkis, S.A.M. (2012). Variability of cold-water coral mounds in a high sediment input and tidal current regime, Straits of Florida. *Sedimentology*, 59, 1278-1304.

- Costin, J.M. (1968). Direct Current Measurements in the Antilles Current. *Journal of Geophysical Research*, 73, 3341-3345.
- Coynel, A., Blanc, G., Marache, A., Schäfer, J., Dabrin, A., Maneux, E., Bossy, C. et Lavaux, G. (2009). Assessment of metal contamination in a small mining- and smelting-affected watershed: High resolution monitoring coupled with spatial analysis by GIS. *Journal of Environmental Monitoring*, 11, 962-976.
- Crevello, P.D. et Schlager, R., W. (1980). Carbonate debris sheets and turbidites, Exuma Sound, Bahamas. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 1121-1147.
- Cry, G.W. (1965). *Tropical cyclones of the North Atlantic Ocean: tracks and frequencies of hurricanes and tropical storms, 1871-1963*. Washington, D.C: U.S. Govt. Printing Office.
- Cuffey, R.J. (1973). Bryozoan distribution in the modern reefs of Eniwetok Atoll and the Bermuda Platform. *Pacific Geology*, 6, 25-50.
- Culver, S.J. (1991). Early Cambrian foraminifera from West Africa. *Science*, 254, 689-691.
- Curry, D. (1965). *The english Palaeogene pteropods*. London.
- Curry, W.B. et Oppo, D.W. (1997). Synchronous, high-frequency oscillations in tropical sea surface temperatures and North Atlantic Deep Water production during the Last Glacial Cycle. *Paleoceanography*, 12, 1-14.
- Cushman, J.A. (1928). *Foraminifera: their classification and economic use*. Sharon, Mass.
- Dalman, M.R. et Park, L.E. (2012). Tracking hurricane and climate change records in a Bahamian coastal lake: CLear Pond, San Salvador Island, bahamas. In *Proceedings of The 15th Symposium on the Geology of the Bahamas and other Carbonate Regions*, eds. Gamble, D.W., Kindler, P., p. 15-32. San Salvador, bahamas: Gerace Research Center.
- Davies, P.J., Bubela, B. et Ferguson, J. (1978). The formation of ooids. *Sedimentology*, 25, 703-730.
- Davies, P.J., McKenzie, J.A., Palmer-Julson, A. et et al. (1991). *Proc. ODP, Init. Repts., 133*. College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- de Vries, H. (1958). *Variation in concentration of radiocarbon with time and location on earth*.
- Diaz, M.R., Swart, P.K., Eberli, G.P., Oehlert, A.M., Devlin, Q., Saeid, A. et Altabet, M.A. (2015). Geochemical evidence of microbial activity within ooids. *Sedimentology*, n/a-n/a.
- Dill, R.F. et Steinen, R.P. (1988). *Deposition of carbonate mud beds within high-energy subtidal sand Dunes, Bahamas*.
- Donnelly, J.P. et Woodruff, J.D. (2007). Intense hurricane activity over the past 5,000 years controlled by El Nino and the West African monsoon. *Nature*, 447, 465-468.
- Douglas, A.E. (2003). Coral bleaching—how and why? *Marine Pollution Bulletin*, 46, 385-392.
- Droxler, A.W., Morse, J.W., Glaser, K.S., Haddad, G.A. et Baker, P.A. (1991). Surface sediment carbonate mineralogy and water column: Nicaragua Rise versus the Bahamas. *Marine Geology*, 100, 277-289.
- Droxler, A.W., Morse, J.W. et Kornicker, W.A. (1988). Controls on carbonate mineral accumulation in Bahamian basins and adjacent atlantic ocean sediments. *Jour. Sed. Petrol.*, 58, 120-130.
- Droxler, A.W. et Schlager, W. (1985b). Glacial versus interglacial sedimentation rates and turbidite frequency in the Bahamas. *Geology*, 13, 799-802.
- Droxler, A.W., Schlager, W. et Whallon, C.C. (1983). Quaternary aragonite cycles and oxygen-isotope record in Bahamian carbonate ooze. *Geology*, 11, 235-239.
- Düing, W. et Johnson, D. (1971). Southward flow under the Florida Current. *Science*, 173, 428-430.
- Duncan, D.S. (1997). The geologic and paleoceanographic evolution of the Serranilla Basin: northern Nicaragua Rise, Caribbean Sea. p. 424. University of South Florida, Coral Gables, U.S.A.
- Dunham, R.J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In *Classification of carbonate rocks*, ed. Ham, W.E., p. 108-121. American Association of Petroleum Geologists Memoir.

- Dupré, S., Berger, L., Le Bouffant, N., Scalabrin, C. et Bourillet, J.-F. (2014). Fluid emissions at the Aquitaine Shelf (Bay of Biscay, France): A biogenic origin or the expression of hydrocarbon leakage? *Continental Shelf Research*, 88, 24-33.
- Dürkoop, A., Hale, W., Mulitza, S., Pätzold, J. et Wefer, G. (1997). Late Quaternary variations of sea surface salinity and temperature in the western tropical Atlantic: Evidence from $\delta^{18}\text{O}$ of Globigerinoides sacculifer. *Paleoceanography*, 12, 764-772.
- Eaton, M.R. (1986). Origin of insoluble residues in a deep-sea sediment core from Northwest Providence Channel, Bahamas. . In *Oxford*, p. 91. Ohio: Miami University.
- Eberli, G.P. (1991). Calcareous turbidites and their relationship to sea-level fluctuations and tectonism. In *Cycles and events in stratigraphy*, eds. Einsele, G.R., Seilacher, W., p. New York: Springer-Verlag.
- Eberli, G.P. (2000). The record of Neogene sea-level changes in the prograding carbonates along the Bahamas Transect - Leg 166 synthesis. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results: 166: College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, eds. Swart, P.K., Eberli, G.P., Malone, M.J., Sarg, J.F., p. 166-177.
- Eberli, G.P., Anselmetti, F.S., Kroon, D., Sato, T. et Wright, J.D. (2002). The chronostratigraphic significance of seismic reflections along the Bahamas Transect. *Marine Geology*, 185, 1-17.
- Eberli, G.P. et Ginsburg, R.N. (1987). Segmentation and coalescence of Cenozoic carbonate platforms, northwestern Great Bahama Bank. *Geology*, 15, 75-79.
- Eberli, G.P., Swart, P.K. et Malone, M.J. (1997). Site 1006. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, eds. Eberli, G.P., Swart, P.K., Malone, M.J., p. 223-287.
- Eberli, G.P., Swart, P.K., McNeil, D.F., Kenter, J.A.M., Anselmetti, F.S., Melim, L.A. et Ginsburg, R.N. (1997b). A SYNOPSIS OF THE BAHAMAS DRILLING PROJECT: RESULTS FROM TWO DEEP CORE BORINGS DRILLED ON THE GREAT BAHAMA BANK. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, eds. Eberli, G.P., Swart, P.K., Malone, M.J., p.
- Eberli, P.E. et Ginsburg, R.N. (1989). Cenozoic Progradation of Northwestern Great Bahama bank, a record of lateral platform growth and sea-level fluctuations. *SEPM Special Publication*, 44, 339-351.
- Embry, A.F. et Klovan, J.E. (1971). A late devonian reef tract on northeastern banks island, N.W.T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19, 730-781.
- Emiliani, C. (1955). Pleistocene temperatures. *The Journal of Geology*, 63, 538-578.
- Emiliani, C. (1966). Paleotemperature analysis of caribbean cores P6304-8 and P6304-9 and generalized temperature curve for the past 425 000 years. *The Journal of Geology*, 74, 109-126.
- Enos, P. (1974). Surface sediment facies map of the Florida–Bahamas Plateau: Geological Society of America, Map 5. p.
- Enriquez, S. et Schubert, N. (2014). Direct contribution of the seagrass *Thalassia testudinum* to lime mud production. *Nat Commun*, 5.
- Ericson, D.B., Ewing, M. et Wollin, G. (1964). Pleistocene climates in the Atlantic and Pacific Oceans: A comparison based on deep-sea sediments. *Science*, 167, 1483-1485.
- Ericson, D.B., Ewing, M., Wollin, G. et Heezen, B.C. (1961). Atlantic Deep-Sea Sediment Cores. *Geological Society of America Bulletin*, 72, 193-286.
- Ericson, D.B. et Wollin, G. (1956). Micropaleontological and isotopic determinations of Pleistocene climates. *Micropaleontology*, 2, 257-270.
- Ericson, D.B. et Wollin, G. (1968). Peistocene climates and chronology in deep-sea sediments. *Science*, 162, 1227-1234.
- Ericson, D.B., Wollin, G. et Wollin, J. (1954). Coiling direction of Globorotalia truncatulinoides in deep-sea cores. *Deep-sea Research*, 2, 152-158.
- Faugères, J.-C. et Mulder, T. (2011). Contour Currents and Contourite Drifts. In *Deep-sea sediments*, eds. Hüeneke, H., Mulder, T., p. 149-214. Developments in sedimentology.

- Faugères, J.-C. et Stow, D.A.V. (1993). Bottom-current controlled sedimentation: a synthesis of the contourite problem. 82 (1–4), 287–297. *Sediment. Geol.*, 82, 287-297.
- Faugères, J.C., Gonthier, E. et Stow, D.A.V. (1984). Contouritic drift molded by deep Mediterranean outflow. *Geology*, 12, 296-300.
- Faugères, J.C. et Stow, D.A.V. (2008). Contourite drifts. Nature, evolution and controls. In *Developments in Sedimentology*, eds. Rebesco, M., Camerlenghi, A., p. 259-288.
- Faugères, J.C., Stow, D.A.V., Imbert, P. et Viana, A.R. (1999). Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Marine Geology*, 162, 1-38.
- Feely, R.A., Sabine, C.L., Lee, K., Berelson, W., Kleypas, J., Fabry, V. et Millero, F.J. (2004). Impact of Anthropogenic CO₂ on the CaCO₃ System in the Oceans. *Science*, 305, 362-366.
- Ferguson, R.I. et Church, M. (2004). A Simple Universal Equation for Grain Settling Velocity. *Journal of Sedimentary Research*, 74, 933-937.
- Fernandez-Partegas, J. et Mooers, C.N.K. (1975). A synoptic study of winter cold fronts in Florida. *Monthly Weather Review*, 103, p. 742-744.
- Fisher, G.J., Godefroid, F., Kindler, P. et Baldessin, E. (2015). Biostratigraphic and geochemical evidence for a tectonically induced change in the aggradation rate of the Mayaguana Bank (SE Bahamas) during the Early Miocene. In *Proceedings of the 16th Symposium on the Geology of the Bahamas and other carbonate regions*, eds. Glumac, B., Savarese, M., p. 1-12. San Salvador, Bahamas.
- Flower, B.P. et Kennett, J.P. (1995). Biotic responses to temperature and salinity changes during last deglaciation, Gulf of Mexico. In *Effects of Past Global Change.*, p. 209-220. Washington D.C: National Academic Press.
- Fok-Pun, L. et Komar, P.D. (1983). Settling velocities of planktonic foraminifera; density variations and shape effects. *The Journal of Foraminiferal Research*, 13, 60-68.
- Folk, R. (1959). Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 43, 1-38.
- Folk, R. (1962). Spectral subdivision of limestone types. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem*, 1, 62-84.
- Freile, D., Milliman, J.D. et Hillis, L. (1995). Leeward bank margin Halimeda meadows and draperies and their sedimentary importance on the western Great Bahama Bank slope. *Coral Reefs*, 14.
- Freiwald, A., Henrich, R. et Pätzold, J. (1997). Anatomy of a deep-water coral reef mound from Stjernsund, West-Finnmark, northern Norway. In *Cool-Water Carbonates*, eds. James, N.P., Clarke, J.L., p. 141-161. SEPM.
- Friedman, G.M. (1964). Early diagenesis and lithification in carbonate sediments. *Journal of Sedimentary Research*, 34, 777-813.
- Friedman, G.M. (1985). The term micrite or micritic cement is a contradiction; discussion of micritic cement in microrings is not necessarily a shallow-water indicator; discussion. *Journal of Sedimentary Research*, 55, 777.
- Friedman, G.M., Amiel, A.J. et Schneidermann, N. (1974). Submarine cementation in reefs; example from the Red Sea. *Journal of Sedimentary Research*, 44, 816-825.
- Gallagher, J.J. (1968). Discussion or Paper by J. Michael Costin, 'Direct Current Measurements in the Antilles Current'. *Journal of Geophysical Research*, 73, 7148.
- Garcia, H.E., Locarnini, R.A., Boyer, T.P., Antonov, J.I., Zweng, M.M., Baranova, O.K. et Johnson, D.R. (2010). *World Ocean Atlas 2009, Volume 4: Nutrients (phosphate, nitrate, silicate)*. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office.
- Gardin, S., Krystyn, L., Richoz, S., Bartolini, A. et Galbrun, B. (2012). Where and when the earliest coccolithophores? *Lethaia*, 45, 507-523.
- Gartner, S. (1977). Calcareous nannofossil biostratigraphy and revised zonation of the Pleistocene. *Marine Micropaleontology*, 2, 1-25.

- GEBCO. (2014) *General Bathymetric Chart of the Oceans*. Available at: http://www.gebco.net/general_interest/faq/.
- Gebelein, C.D. (1974). Guidebook for Modern Bahamian Platform Environments. *Geology of Society of America Annual Meeting - Field trip*, 93.
- Gibbard, P. et Head, M.J. (2009a). The Definition of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch. *Quaternaire*, 20, 125-133.
- Gibbard, P., Head, M.J., Walker, M.J.C. et Stratigraphy, S.o.t.Q. (2009b). Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. *Journal of Quaternary Science*, 25, 96-102.
- Ginsburg, R.N. (2005). Disobedient sediments can feedback on their transportation, deposition and geomorphology. *Sedimentary Geology*, 175, 9-18.
- Ginsburg, R.N., Harris, P.M., Eberli, G.P. et Swart, P.K. (1991). The growth potential of a bypass margin, Great Bahama bank. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61, 976-987.
- Ginsburg, R.N., Lloyd, R.M., McCallum, J.S., Stockman, K.W. et Moody, R.A. (1958). *Surface sediments of Great Bahama Bank*. Houston, Texas, USA.: Shell Development Company.
- Ginsburg, R.N., Marszalek, D.S. et Schneidermann, N. (1971). Uphastructure of carbonate cements in a Holocene algal reef of Bermuda. *J. Sediment. Petrol.*, 41, 472-482.
- Gischler, E., Dietrich, S., Harris, D., Webster, J.M. et Ginsburg, R.N. (2013). A comparative study of modern carbonate mud in reefs and carbonate platforms: Mostly biogenic, some precipitated. *Sedimentary Geology*, 292, 36-55.
- Gischler, E. et Zingeler, D. (2002). The origin of carbonate mud in isolated carbonate platforms of Belize, Central America. *International Journal of Earth Sciences*, 91, 1054-1070.
- Glaser, K.S. et Droxler, A.W. (1993). Controls and development of the Late Quaternary periplatform carbonate stratigraphy in Walton Basin (northeastern Nicaragua Rise, Caribbean Sea). *Paleoceanography*, 8, 243-274.
- Godefroid, F. (2012). Géologie de Mayaguana, SE de l'archipel des Bahamas. In *Terre & Environnement*, p. 230. Genève: Faculté des sciences de l'Université de Genève.
- Gonthier, E.G., Faugères, J.C. et Stow, D.A.V. (1984). Contourite facies of the Faro Drift, Gulf of Cadiz. In *Geological Society Special Publication*, p. 275-292.
- Gonzalez, R. et Eberli, G.P. (1997). Sediment transport and bedforms in a carbonate inlet; Lee Stocking Island, Exumas, Bahamas. *Sedimentology*, 44, 1015-1030.
- Grabeau, A.W. (1904). On the classification of sedimentary rocks. *American Geologist*, 33, 228-247.
- Grammer, G.M. (1991). Formation and evolution of quaternary carbonate foreslopes, Tongue of the Ocean, Bahamas. p. 1-314. Coral Gables, Florida: University of Miami.
- Grammer, G.M. et Ginsburg, R.N. (1992). Highstand versus lowstand deposition on carbonate platform margins: insight from Quaternary foreslopes on the Bahamas. *Marine Geology*, 103, 125-136.
- Grammer, G.M., Ginsburg, R.N. et Harris, P.M. (1993). Timing of deposition, diagenesis, and failure of steep carbonate slopes in response to a high-amplitude/high-frequency fluctuation in sea level, Tongue of the Ocean, Bahamas. In *Carbonate Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications*, eds. Loucks, R.G., F., S.J., p. 107-131. AAPG.
- Grasmueck, M., Eberli, G.P., Correa, T.B.S., Viggiano, D.A., Luo, J., Wyatt, Q.T., Wright, A.E. et Pomponi, S.A. (2007). AUV-Based Environmental Characterization of Deep-Water Coral Mounds in the Straits of Florida. In *2007 Offshore Technology Conference*, p. Houston, Texas, U.S.A.
- Grasmueck, M., Eberli, G.P., Viggiano, D.A., Correa, T., Rathwell, G. et 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*, 33, L23616.

- Grousset, F.E., Parra, M., Bory, A., Matinez, P., Bertrand, P., Shimmield, G. et Ellam, R.M. (1998). Saharan wind regimes traced by the Sr-Nd isotopic composition of subtropical Atlantic Sediments: Last glacial maximum vs today. *Quaternary Science Reviews*, 17, 395-409.
- Gunn, J.T. et Watt, D.R. (1982). On the currents and water masses north of the Antilles/Bahamas Arc. *Journal of Marine Research*, 40, 1-48.
- Haak, A.B. et Schlager, W. (1989). Compositional variations in calciturbidites due to sea level fluctuations, late Quaternary, Bahamas. *Int. J. Earth Sci. Geol Rundsch*, 78, 477-486.
- Haddad, G.A. et Droxler, A.W. (1996). Metastable CaCO₃ dissolution at intermediate water depths of the Caribbean and western North Atlantic: Implications for intermediate water circulation during the past 200,000 years. *Paleoceanography*, 11, 701-716.
- Halley, R.B., Harris, P.M. et Hine, A.C. (1983). Bank margin. In *Carbonate depositional environments*, eds. Scholle, P.A., Bedout, B.M., Moore, A., p. 463-506. AAPG Memoir.
- Haltikis, M., Smith, S. et Rigg, K. (1982). The climate of the Bahamas. *The Bahamas Geographical Association, Nassau, Bahamas*.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. et Vail, P.R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, 235, 1156–1167.
- Harris, P.M., Purkis, S.J., Ellis, J., Swart, P.K. et Reijmer, J.J.G. (2015). Mapping bathymetry and depositional facies on Great Bahama Bank. *Sedimentology*, 62, 566-589.
- Harwood, G.M. et Towers, P.A. (1988). Seismic sedimentologic interpretation of a carbonate slope, north margin of little bahama bank. In *Proceeding of the Ocean Drilling Program Scientific result*, ed. Austin J. A., S.W., et al. , p. 263-277. College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- Hatch, F.H., Rastall, R.H. et Black, M. (1938). *The petrology of the sedimentary rocks*. London: Geirge Allen and Unwin Ltd.
- Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C. et Röhl, U. (2001). Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through the Holocene, . *Science*, 293, 1304-1308.
- Hearty, P.J. et Kaufman, D.S. (2000). Whole-rock aminostratigraphy and Quaternary sea-level history of the Bahamas. *Quaternary Research*, 54, 163-173.
- Heath, K.C. et Mullins, H.T. (1984). Open-ocean, off-bank transport of fine-grained carbonate sediment in the Northern Bahamas. *Geological Society*, 15, 199-208.
- Hebbeln D., Wienberg, C. et participants, a.c. (2012). Report and preliminary results of R/V Maria S. Merian cruise MSM20-4. WACOM. In *West Atlantic Cold-Water Coral Ecosystems: The west side story*, p. 120. Bridgetown–Freeport, 14 March – 7 April, 2012: Berichte, MARUM – Zentrum für Marine Umweltwissenschaften, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen.
- Heezen, B.C. et Hollister, C.D. (1971). *The Face of the Deep*. London: Oxford University Press.
- Heezen, B.C., Hollister, C.D. et Ruddiman, W.F. (1966). Shaping of the continental rise by deep geostrophic bottom currents. *Science*, 152, 502-508.
- Hemleben, C., Spindler, M. et Anderson, O.R. (1989). *Modern Planktonic Foraminifera*. New York: Springer Verlag.
- Hernández-Molina, J., Llave, E., Somoza, L., Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., León, R., Medialdea, T., Barnolas, A., García, M., del Río, V.D., Fernández-Salas, L.M., Vázquez, J.T., Lobo, F., Dias, J.M.A., Rodero, J. et Gardner, J. (2003). Looking for clues to paleoceanographic imprints: A diagnosis of the Gulf of Cadiz contourite depositional systems. *Geology*, 31, 19-22.
- Hickey, B.M., MasCready, P., Elliott, E. et Kachel, N.B. (2000). Dense saline plumes in Exuma Sound, Bahamas. *Journal of Geophysical Research*, 105, 471-488.
- Hine, A.C. (1977). Lily Bank, Bahamas; history of an active oolite sand shoal. *Journal of Sedimentary Research*, 47, 1554-1581.

- Hine, A.C. et Neumann, A.C. (1977). Shallow carbonate-bank-margin growth and structure, Little Bahama Bank, Bahamas *AAPG Bulletin*, 61, 376-406.
- Hine, A.C., Wilber, R.J., Bane, J.M., Neumann, A.C. et Lorenson, K.R. (1981a). Offbank transport of carbonate sands along open, leeward bank margins: Northern Bahamas. *Marine Geology*, 42, 327-348.
- Hine, A.C., Wilber, R.J. et Neumann, A.C. (1981b). Carbonate sand bodies along contrasting shallow bank margins facing open seaways in northern Bahamas. *AAPG Bulletin*, 65, 261-290.
- Hjulstrom, F. (1935). Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. *Bulletin of the Geological Institute University of Uppsala*, 25, 221-527.
- Hodson, J.M. et Alexander, J. (2010). The Effects of Grain-Density Variation on Turbidity Currents and Some Implications for the Deposition of Carbonate Turbidites. *Journal of Sedimentary Research*, 80, 515-528.
- Holden, P.B., Edwards, N.R., Wolff, E.W., Valdes, P.J. et Singarayer, J.S. (2011). The Mid-Brunhes Event and West Antarctic ice sheet stability. *Journal of Quaternary Science*, 26, 474-477.
- Hollister, C.D. et Heezen, B.C. (1972). Geological effects of ocean bottom currents: western north Atlantic. In *Studies in Physical Oceanography*, ed. Gordon, A.L., p. 37-66. New York: Gordon and Breach.
- Holtzapffel, T. (1986). Les minéraux argileux. *Société géologique du Nord*, 12, 9-11 et 31-96.
- Honjo, S. (1975). Dissolution of Suspended Coccoliths in the Deep-Sea Water Column and Sedimentation of Coccolith Ooze. In *Dissolution of Seep-Sea Carbonates*, eds. Sliter, W.V., Bé, A.H., Berger, W.H., p. 114-128. Washington, D. C: Cushman Foundation Foraminifera Research.
- Honjo, S. (1976). Coccoliths: Production, Transportation, and Sedimentation. *Marine Micropaleontology*, 1, 65-79.
- Honjo, S. (1977). Biogenic carbonate particles in the ocean: Do they dissolve in the water column? In *The Fate of Fossil Fuel CO₂ in the Oceans*, eds. Andersen, N.R., Malahoff, A., p. 269-294. New York: Plenum Press.
- Honjo, S. (1980). Material fluxes and modes of sedimentation in the mesopelagic and bathypelagic zones. *Journal of Marine Research*, 38, 53-97.
- Hook, J.E., Golubic, S. et Milliman, J.D. (1984). Micritic cement in microborings is not necessarily a shallow-water indicator. *Journal of Sedimentary Research*, 54, 425-431.
- Hooke, R.L. et Schlager, W. (1980). Geomorphic evolution of the Tongue of the Ocean and the Providence Channels, Bahamas. *Marine Geology*, 35, 343-366.
- Hopley, D. (2011). *Encyclopaedia of modern coral reefs: structure, form and processes*. Springer.
- Hoskin, C.M., Reed, J.K. et Mook, D.H. (1986). Production and off-bank transport of carbonate sediment, Balck Rock, southwest Little Bahama bank. *Marine Geology*, 73, 125-144.
- Hovland, M. (1990). Do carbonate reefs form due to fluid seepage? *Terra Nova*, 2, 8-18.
- Hovland, M. (2005). Pockmark-associated coral reefs at the Kristin field off Mid-Norway. In *Cold-Water Corals and Ecosystems*, eds. Freiwald, A., Roberts, J.M., p. 623-632. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Hüggenberg, H. et Füchtbauer, H. (1988). Clay mineral and their diagenesis in carbonate-rich sediments (Leg 101, Sites 626 and 627). In *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific results*, ed. Austin J. A., S.W., et al., p. 171-177. College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- Hurley, R.J. et Fink, L.K. (1963). Ripple marks show that counter-current exists in Florida Straits. *Science*, 139, p. 603-605.
- Hut, G. (1987). Advisory Group Meeting on Stable Isotope Reference Samples for Geochemical and Hydrological Investigations. ed. Gen., R.t.D., p. 42. Vienna, 16-18 September 1985: Int. At. Energy Agency.

- Hutchings, P.A. (1986). Biological destruction of coral reefs: a review. *Coral Reefs*, 4, 239-252.
- Illing, L.V. (1954). Bahamian calcareous sands. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 38, 1-95.
- Imbrie, J.E. et Kipp, N. (1971). A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: Application to a late Pleistocene caribbean core. In *The late Cenozoic glacial ages*, ed. Turekian, K.K., p. 71-179. New Haven: Yale Univ. Press.
- Ingham, C. (1974). Velocity and transport of the Antilles current northeast of the Bahama Islands. *Fish Bulletin*, 73, 626-632.
- IPCC. (2007). Climate Change 2007: Synthesis Report. ed. Working Group contributions to the Fourth Assessment Report. Core Writing Team, P., R.K. and Reisinger, A. (Eds.), p. 104. Geneva.
- Isern, A.R., Anselmetti, F.S., Blum, P. et et al. (2002). *Proc. ODP, Init. Repts., 194*. College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- Jackson, K.L., Eberli, G.P., Cantwell, K. et R., A. (2015). Rapid assessment of the impact of hurricane Irene on the depositional environments of the Bahamas. *The 16th Symposium on the Geology of the Bahamas and other Carbonate Regions*, 254-262.
- James, N.P., Ginsburg, R.N., Marszalek, D.S. et Choquette, P.W. (1976). Facies and fabric specificity of early subsea cements in shallow Belize (British Honduras) reefs. *Journal of Sedimentary Research*, 46, 523-544.
- Jansen, E., Raymo, M.E., Blum, P. et et al. (1996). *Proc. ODP, Init. Repts., 162*. College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- Jansen, J.H.F., Van der Gaast, S.J., Koster, B. et Vaars, A.J. (1998). CORTEX, a shipboard XRF-scanner for element analyses in split sediment cores. *Marine Geology*, 151, 143-153.
- Jansen, J.H.F.K.A.T.S.R. (1986). A Mid-Brunhes Climatic Event: Long-Term Changes in Global Atmosphere and Ocean Circulation. *Science*, 232, 619-622.
- Jensen, P., Aagaard, R.A.B.J., Dando, P.R., Jorgensen, N.O., Kuijpers, A., Laier, T., O'Hara, S.C.M. et Schmaljohann, R. (1992). 'Bubbling reefs' in the Kattegat: submarine landscapes of carbonate-cemented rocks support a diverse ecosystem at methane seeps. *Marine Ecology Progress Series*, 83.
- Jo, A., Eberli, G.P. et Grasmueck, M. (2015). Margin collapse and slope failure along southwestern Great Bahama Bank. *Sedimentary Geology*, 317, 43-52.
- Johns, B. (2011). CRUISE REPORT R/V Knorr Cruise KN-200-4. p. 1-14. RAPID/MOCHA Program.
- Jorry, S.J., Droxler, A.W. et Francis, J.M. (2010). Deepwater carbonate deposition in response to re-flooding of carbonate bank and atoll-tops at glacial terminations. *Quaternary Science Reviews*, 29, 2010-2026.
- Joumes, M. (2014). Analyse morpho-sédimentaire sur le haut de pente supérieure du Petit Banc des Bahamas, Bahamas. In *Stage de Master 2*, p.: Université de Bordeaux.
- Kaczmarek, S.E., Fullmer, S.M. et Hasiuk, F.J. (2015). A Universal Classification Scheme For the Microcrystals That Host Limestone Microporosity. *Journal of Sedimentary Research*, 85, 1197-1212.
- Karpoff, A.M., Destrigneville, C., Bartier, D. et Dejardin, P. (2002). Phyllosilicates and zeolite assemblages in the carbonate periplatform of the Great Bahama Bank: origin and relation to diagenetic processes (ODP Leg 166, Sites 1006 and 1007). *Marine Geology*, 185, 55-74.
- Kench, P.S. et McLean, R.F. (1996). Hydraulic characteristics of bioclastic deposits: new possibilities for environmental interpretation using settling velocity fractions. *Sedimentology*, 43, 561-570.
- Kennett, J.P. et Huddleston, P. (1972). Late Pleistocene Paleoclimatology, Foraminiferal Biostratigraphy and Tephrochronology, Western Gulf of Mexico. *Quaternary research*, 2, 38-69.

- Kier, J.S. et Pilkey, O. (1971). The influence of sea level changes on sediment carbonate mineralogy, Tongue of the Ocean, Bahamas. *Marine Geology*, 11, 189-200.
- Killingley, J.S. (1983). Effects of diagenetic recrystallization on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ values of deep-sea sediments. *Nature*, 301, 594-597.
- Kindler, P., Godefroid, F., Chiaradia, M., Ehlert, C., Eisenhauer, A., Frank, M., Hasler, C.-A. et Samankassou, E. (2011). Discovery of Miocene to early Pleistocene deposits on Mayaguana, Bahamas: Evidence for recent active tectonism on the North American margin. *Geology*, 39, 523-526.
- Kindler, P., Godefroid, F. et Samankassou, E. (2008). Pre-Holocene island geology of the Caicos and Mayaguana (Bahamas) Platforms: similarities and differences. *Society for Sedimentary Geology, SEPM Core Workshop*, 22, 211-213.
- Kindler, P. et Hearty, P.J. (1997). Chapter 3B - Geology of the Bahamas: Architecture of Bahamian Islands. In *Geology and hydrogeology of carbonate islands*, eds. Vacher, H.L., Quinn, T., p.: Developments in Sedimentology.
- Knutz, P.C. (2008). Palaeoceanographic Significance of Contourite Drifts. In *Contourites*, eds. Rebesco, M., Camerlenghi, A., p. 511-535. Developments in Sedimentology.
- Kroon, D., Reijmer, J.J.G. et Rendle, R. (2000). Mid- to late-Quaternary variations in the oxygen isotope signature of Globigerinoides ruber at Site 1006 in the western subtropical Atlantic In *Proc. ODP, Sci. Results, 166: College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, eds. Swart, P.K., Eberli, G.P., Malone, M.J., Sarg, J.F., p. 13-22.
- Ladd, J.W. et Sheridan, R.E. (1987). Seismic stratigraphy of the Bahamas. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71, 719-736.
- Lamb, J.L. et Beard, J.H. (1972). Late Neogene planktonic foraminifers in the Caribbean, Gulf of Mexico, and Italian stratotypes. *University of Kansas Paleontological Contributions. University of Kansas Paleontological Institute*, Article 57, 67 p.
- Land, L.S. et Moore, C.H. (1980). Lithification, micritization and syndepositional diagenesis of biolithites on the Jamaican Island slope. *J. sedim. Petrol.*, 50, 357-370.
- Lang, J.C. (1974). Biological zonation at the base of a reef. *Am Scientist*, 62, 272-281.
- Lantzsch, H., Roth, S., Reijmer, J.J.G. et Kinkel, H. (2007). Sea-level related resedimentation processes on the northern slope of Little Bahama Bank (Middle Pleistocene to Holocene). *Sedimentology*, 54, 1307-1322.
- Lapuyade, J. (2015). Transferts sédimentaires sur une pente carbonatée moderne - Le lobe de la pente occidentale du Grand Banc des Bahamas. In *Rapport de stage de M2*, p. Pessac: Université de Bordeaux.
- Larson, E.B. et Mylroie, J.E. (2014). A review of whiting formation in the Bahamas and new models. *Carbonates Evaporites*, 29, 337-347.
- Leaman, K.D., Vertes, P.S., Atkinson, L.P., Lee, T.N., Hamilton, P. et 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*, 100, 8561-8569.
- Lee, T.N., Johns, W., Schott, F. et Zantopp, R. (1990). Western boundary current structure and variability east of Abaco, Bahamas at 26.5°N. *Journal of physical oceanography*, 20, 446-466.
- Lee, T.N., Johns, W.E. et 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*, 26, 962-963.
- Lee, T.N.S.F.A.Z.R. (1985). *Science*, 227, 298-302.
- Lee, Z.P., Hu, C., Casey, B., Shang, S., Dierssen, H. et Arnone, R. (2010). Global shallow-water high resolution bathymetry from ocean color satellites. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 91, 429-430.

- Li, M.Z. et Komar, P.D. (1992). Selective entrainment and transport of mixed size and density sands: flume experiments simulating the formation of black-sand placers. *Journal of Sedimentary Research*, 62, 584-590.
- Lind, A.O. (1969). Coastal landforms of Cat Island, Bahamas. In *Dept. of Geography Research Paper No. 122*, p. 156. Univ. of Chicago.
- Linke, P. et Lutze, G.F. (1993). Microhabitat preferences of benthic foraminifera – a static concept or a dynamic adaptation to optimise food acquisition? *Marine Micropaleontology*, 20, 215-234.
- Lisiecki, L.E. et Raymo, M.E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography*, 20.
- Littler, M.M. et Littler, D.S. (1984). A relative dominance model for biotic reefs. In *Proceedings of the joint meeting of the Atlantic Reef committee and international society of Reef studies*, ed. sciences, A.i.r., p. 73-74. Miami, Florida.
- Littler, M.M., Littler, D.S. et Hanisak, M.D. (1991). Deep-water rhodolith distribution, productivity and growth history at sites of formation and subsequent degradation. *J Exp Biol Ecol*, 150, 163-182.
- Liu, K.B. et Fearn, M.L. (1993). Lake-sediment record of the late Holocene hurricane activities from the coastal Alabama. *Geology*, 21, 793-796.
- Liu, K.B. et Fearn, M.L. (2000). Reconstruction of prehistoric landfall frequencies of catastrophic hurricanes in northwestern Florida from lake sediment records. *Quaternary Research*, 54, 238-245.
- Llave, E., Schönfeld, J., Hernández-Molina, F.J., Mulder, T., Somoza, L., Díaz del Río, V. et Sánchez-Almazo, I. (2006). High-resolution stratigraphy of the Mediterranean outflow contourite system in the Gulf of Cadiz during the late Pleistocene: The impact of Heinrich events. *Marine Geology*, 227, 241-262.
- Loeblich, J.A.R. et Tappan, H. (1974). Recent advances in the classification of the foraminiferida. In *Foraminifera*, eds. Hedley, R.H., Adams, C.G., p. 1-53. London: Academic Press.
- Loreau, J.-P. (1982). Sédiments aragonitiques et leur gènèse. *Mémoire du Muséum National d'Histoire Naturelle*, Nouvelle Série C47, 1-312.
- Lowe, D.R. (1982). Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Research*, 52, 279-297.
- Lüthi, S. (1980). Some new aspects of two-dimensional turbidity currents. *Sedimentology*, 28, 97-105.
- Lyle, M., Olivarez, L.A., Gorgas, T., Holbourn, A., Westerhold, T., Hathorne, E., Kimoto, K. et Yamamoto, S. (2012). Data report: Raw and normalized elemental data along the Site U1338 splice from X-ray fluorescence scanning. In *Proceeding of Integrated Ocean Drilling Program 320/321.*, eds. Pälike, H., Lyle, M., Nishi, H., Raffi, I., Garnage, K., Klaus, A., p. Tokyo: IODP.
- Lynts, G.W., Judd, J.B. et Stehman, C.F. (1973). Late Pleistocene history of Tongue of the Ocean, Bahamas: . *Geological Society of America Bulletin*, 84, 2665-2684.
- Macintyre, I.G. (1977). Distribution of submarine cements in a modern Caribbean fringing reef, Galeta Point, Panama. *Journal of Sedimentary Research*, 47, 503-516.
- Macintyre, I.G. (1984). Extensive submarine lithification in a cave in the Belize barrier reef platform. *Journal of Sedimentary Research*, 54, 221-235.
- Macintyre, I.G. et Aronson, R.B. (2006). Lithified and Unlithified Mg-Calcite Precipitates in Tropical Reef Environments. *Journal of Sedimentary Research*, 76, 81-90.
- Macintyre, I.G. et Reid, P.R. (1992). Comment on the origin of aragonite needle mud: a picture is worth a thousand words. *Journal of Sedimentary Research*, 62, 1095-1097.
- Maiklem, W.R. (1968). SOME HYDRAULIC PROPERTIES OF BIOCLASTIC CARBONATE GRAINS. *Sedimentology*, 10, 101-109.

- Maita, Y., Odate, T. et Yanada, M. (1988). Vertical transport of organic carbon by sinking particles and the role of zoo and phyto-genic matters in neritic waters. *Bull. Fac. Fish. Hokkaido Univ.*, 39, 265-274.
- Malone, M.J., Slowey, N.C. et Henderson, G.M. (2001). Early diagenesis of shallow-water periplatform carbonate sediments, leeward margin, Great Bahama Bank (Ocean Drilling Program Leg 166). *GSA Bulletin*, 113, 881-894.
- Maloof, A.C. et Grotzinger, J.P. (2012). The Holocene shallowing-upward parasequence of north-west Andros Island, Bahamas. *Sedimentology*, 59, 1375-1407.
- Marshall, J.F. (1983). Submarine cementation in a high-energy platform reef; One Tree Reef, southern Great Barrier Reef. *Journal of Sedimentary Research*, 53, 1133-1149.
- Marshall, J.F. et Davies, P.J. (1981). Submarine lithification on windward reef slopes; Capricorn-Bunker Group, southern Great Barrier Reef. *Journal of Sedimentary Research*, 51, 953-960.
- Martín-García, R., Alonso-Zarza, A.M. et Martín-Pérez, A. (2009). Loss of primary texture and geochemical signatures in speleothems due to diagenesis: Evidences from Castañar Cave, Spain. *Sedimentary Geology*, 221, 141-149.
- Martin, R.E., Johnson, G.W., Neff, E.D. et Krantz, D.W. (1990). Quaternary planktonic foraminiferal assemblage zones of the northeast Gulf of Mexico, Colombia basin (Caribbean sea), and tropical Atlantic ocean: Graphic correlation of microfossil and oxygen isotope datums. *Paleoceanography*, 5, 531-555.
- Martini, E. (1971). Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In *Proc. 2nd Int. Conf. Planktonic Microfossils Roma*, ed. Farinacci, A., p. 739-785. Rome: Tecnosci.
- Masaferro, J.L. et Eberli, G.P. (1999). Jurassic-Cenozoic structural evolution of the southern Great Bahama Bank. In *Caribbean basins: sedimentary basins of the world*, ed. Mann, P., p. 167-193.
- McNeill, D.F., Grammer, G.M. et Williams, S.C. (1998). A 5 MY chronology of carbonate platform margin aggradation, southwestern Little Bahama Bank, Bahamas. *Journal of Sedimentary Research*, 68, 603-614.
- Members, C.P. (1976). The surface of the ice-age Earth. *Science*, 191, 1131-1137.
- Menzel, D.W. (1974). Primary productivity dissolved and particulate organic matter, and the sites of oxidation of organic matter. In *The sea*, ed. Goldberg, E.D., p. 659-678. New York: John Wiley and Sons.
- Messenger, R.W., Hart, M.B., Smart, C.W., Leng, M., Lock, E.J. et Howard, A. (2010). Pteropods faunas as indicators of Late Pleistocene climate change in the Caribbean Sea. In *Micropalaeontology, Sedimentary Environments and Stratigraphy: a tribute to Denis Curry (1912-2001)*, eds. Whittaker, J.E., Hart, M.B., p. 17-28. The Micropalaeontological Society, Special Publications.
- Messing, C.G., Neumann, A.C. et Lang, J.C. (1990). Biozonation of deep-water lithoherms and associated hardgrounds in the northeastern Straits of Florida. *PALAIOS*, 5, 15-33.
- Methods. (Expedition 307 Scientist, 2006). In *Proc. IODP, 307*, eds. Ferdelman, T.G., Kano, A., Williams, T., Henriot, J.-P., Scientists, a.t.E., p. Washington, DC Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.
- Methods. (Expedition 339 Scientists, 2013). In *Proc. IODP, 339*, eds. Stow, D.A.V., Hernández-Molina, F.J., Alvarez Zarikian, C.A., Scientists, t.E., p. Tokyo: Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.
- Meyerhoff, A.A. et Hatten, C.W. (1974). Bahamas Salient of North America: Tectonic Framework, Stratigraphy, and Petroleum Potential. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 58, 1201-1239.
- Michard, G., Boulad, A.-P., Boulegue, J., Grimaud, D., Kornprobst, C., Lavergne, D. et Renard, D. (1977). Synthèse des différentes études sur le manganèse des fonds océaniques. In *Rapports scientifiques et techniques*, ed. océans, C.n.p.l.e.d., p.: Laboratoire de Géochimie des Eaux - Université de Paris VII.

- Middleton, G.V. et Hampton, M.A. (1973). Sediment gravity flows: Mechanics of flow and deposition. In *Turbidites and deep-water sedimentation: Pacific section*, eds. Middleton, G.V., Bouma, A.H., p. 1-38. Los Angeles: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- Migeon, S., Weber, O., Faugères, J.-C. et Saint-Paul, J. (1999). SCOPIX: a new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Marine Letters*, 18, 251-255.
- Miller, K.G., Mountain, G.S., Wright, J.D. et V., B.J. (2011). A 180-million-year record of sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic records. *Oceanography*, 24, 40-53.
- Milliman, J.D. (1974). Marine carbonates. In *Recent sedimentary carbonates*, eds. Milliman, J.D., Müller, G., Förstner, U., p. 375 p. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag.
- Milliman, J.D., Freile, D., Steinen, R.P. et Wilber, R.J. (1993). Great Bahama Bank Aragonitic Muds: Mostly Inorganically Precipitated, Mostly Exported. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63, 589-595.
- Moore, C.H. (2001). *Carbonate reservoirs - Porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework*. Elsevier.
- Morrison, J.O. et Brand, U. (1986). Geochemistry of recent marine invertebrates. *Geoscience Canada*, 13, pp. 237-254.
- Morse, J.W. (1983). The kinetics of calcium carbonate dissolution and precipitation. In *Carbonates: mineralogy and chemistry*, ed. Reeder, R.J., p. 227-264. Reviews in Mineralogy.
- Morse, J.W. et Hé, S. (1993). Influences of T, S and PCO₂ on the pseudo-homogeneous precipitation of CaCO₃ from seawater: implications for whiting formation. *Marine Chemistry*, 41, 291-297.
- Morse, J.W. et Mackenzie, F.T. (1990). *Geochemistry of sedimentary carbonates*. Developments in sedimentology.
- Mulder, T. (2011). Chapter 2 - Gravity Processes and Deposits on Continental Slope, Rise and Abyssal Plains. In *Deep-sea sediments*, eds. Hüneke, H., Mulder, T., p. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier
- Mulder, T. et Alexander, J. (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48, 86-93.
- 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. et Pakiades, M. (2012a). New insights into the morphology and sedimentary processes along the western slope of Great Bahama Bank. *Geology*, 40, 603-606.
- Mulder, T., Ducassou, E., Gillet, H., Hanquiez, V., Principaud, M., Chabaud, L., Eberli, G.P., Kindler, P., Billeaud, I., Gonthier, E., Fournier, F., Léonide, P. et Borgomano, J. (2014). First discovery of channel-levee complexes in a modern deep-water carbonate slope environment. *Journal of Sedimentary Research*, 84, 1139-1146.
- Mulder, T., Ducassou, E., Gillet, H., Hanquiez, V., Tournadour, E., Combes, J., Eberli, G.P., Kindler, P., Gonthier, E., Conesa, G., Robin, C., Sianipar, R., Reijmer, J.J.G. et François, A. (2012b). Canyon morphology on a modern carbonate slope of the Bahamas: evidence of a regional tectonic tilting. *Geology*, 40, 771-774.
- Mulder, T., Hassan, R., Ducassou, E., Zaragosi, S., Gonthier, E., Hanquiez, V., Marchès, E. et Toucanne, S. (2013). Contourites in the Gulf of Cadiz: a cautionary note on potentially ambiguous indicators of bottom current velocity. *Geo-Marine Letters*, 33, 357-367.
- Mulder, T., Joumes, M., Hanquiez, V., Gillet, H., Reijmer, J.J.G., Tournadour, E., Chabaud, L., Principaud, M., Schnyder, J.S.D., Borgomano, J., Fauquembergue, K., Ducassou, E. et Busson, J. (in preparation). Carbonate slope morphology revealing sediment transfer from bank-to-slope (Little Bahama Bank, Bahamas).
- Mullins, H.T. (1983). Comments and Reply on 'Eustatic control of turbidites and winnowed turbidites'. *Geology*, 11, 57-60.

- Mullins, H.T., Heath, K.C., Van Buren, H.M. et Newton, C.R. (1984). Anatomy of a modern open-ocean carbonate slope: northern Little Bahama Bank. *Sedimentology*, 31, 141-168.
- Mullins, H.T. et Lynts, G.W. (1976). Stratigraphy and structure of Northeast Providence Channel, Bahamas. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 60, 1037-1053.
- Mullins, H.T. et Lynts, G.W. (1977). Origin of the northwestern Bahama Platform: Review and reinterpretation. *Geological Society of America Bulletin*, 88, 1447-1461.
- Mullins, H.T. et Neumann, A.C. (1979). Deep carbonate bank margin structure and sedimentation in the northern Bahamas. *SEPM Special Publication*, 7, 165-192.
- Mullins, H.T., Neumann, A.C., Wilber, R.J., Hine, A.C. et Chinburg, S.J. (1980). Carbonate sediment drifts in northern Straits of Florida. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 64, 1701-1717.
- Mullins, H.T., Newton, C.R., Heath, K. et Vanburen, H.M. (1981). Modern deep-water coral mounds north of Little Bahama Bank: criteria for recognition of deep-water coral bioherms in the rock record. *J. Sedim. Petrol.*, 51, 999-1013.
- Mullins, H.T., Wise, S.W.J., Gardulski, A.F., Hinchey, E.J., Masters, P.M. et Siegel, D.I. (1985). Shallow subsurface diagenesis of Pleistocene periplatform ooze: northern Bahamas. *Sedimentology*, 32, 473-494.
- Munsell, A.H. (1909). Munsell Soil Color Book p.
- Murdmaa, I., Borisov, D., Ivanova, E., Levchenko, O., Emelyanov, E., Dorokhova, E., Dara, O. et Sivkov, V. (2016). The Ioffe calcareous contourite drift, western south Atlantic. *Marine Geology*.
- Murray, J. et Renard, A.F. (1891). *Deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H.M.S. Challenger in the years 1872 to 1876*. London: Rept. Voyage H.M.S. Challenger, esp.
- Muscatine, L. (1990). The role of symbiotic algae in carbon and energy flux in reef corals. In *Ecosystems of the world. Coral reefs*, ed. Dubinsky, Z., p. 75-87.
- Myroie, J.E. (2008). Late Quaternary sea level position: Bahamian carbonate deposition and dissolution cycles. *Quaternary International*, 183, 61-75.
- Neumann, A.C. et Ball, M.M. (1970). Submersible Observations in the Straits of Florida: Geology and Bottom Currents. *Geological Society of America Bulletin*, 81, 2861-2874.
- Neumann, A.C., Kofoed, J.W. et Keller, G.H. (1977). Lithoherms on the Straits of Florida. *Geology*, 5, 4-10.
- Neumann, A.C. et Land, L. (1975). Lime mud deposition and calcareous algae in the bight of Abaco, Bahamas: a budget. *Journal of Sedimentary Petrology*, 45, 763-786.
- Neumann, G. et Pierson, W.J. (1966). *Principles of physical oceanography*. Englewood Cliffs, N.J: Prentice-Hall, Inc.
- Newell, N.D. (1955). Bahamian platforms. In *The crust of the earth, a symposium*, p. 303-315. Special paper Geol. Soc. Amer.
- Newell, N.D., Imbrie, J., Purdy, E.G. et Thurber, D.L. (1959). Organism communities and bottom facies, Great Bahama Bank. *Bulletin of the american museum of natural history*, 117, 177-228.
- Newell, N.D., Purdy, E.G. et Imbrie, J. (1960). Bahamian oölitic sand. *The journal of Geology*, 68, 481-497.
- Newell, N.D. et Rigby, J.K. (1957). Geological Studies on the Great Bahama Bank. In *Regional Aspects of Carbonate Deposition*, p. 15-79. SEPM Society for Sedimentary Geology.
- Niiler, P.P. et Richardson, W.S. (1973). Seasonal variability of the Florida Current. *J. Mar. Res.*, 31.
- NOAA. (2015) *What is coral bleaching?* Available at: http://oceanservice.noaa.gov/facts/coral_bleach.html.
- NOAA. (2016) *National hurricane center*. Available at: <http://www.nhc.noaa.gov/>.
- Noel, P.J. et Jones, B. (2015). *Origin of Carbonate Rocks*. Wiley.
- Opfergelt, S., Georg, R.B., Delvaux, B., Cabidoche, Y.M., Burton, K.W. et Halliday, A.N. (2012). Silicon isotopes and the tracing of desilication in volcanic soil weathering sequences, Guadeloupe. *Chemical Geology*, 326–327, 113-122.

- Parker, F.L. et Berger, W.H. (1971). Fauna and solution patterns of planktonic foraminifera in surface sediments of the South Pacific. *Deep-sea research*, 18, 73-107.
- Party, S.S. (1986). Site 627: southern Blake Plateau. . In *Proc. ODP, Init. Repts.*, eds. Austin, J.A., Jr., Schlager, W., Palmer, A.A., al., e., p. 111-212. College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- Party, S.S. (1995). Explanatory notes. In *Proc. ODP, Init. Repts.*, eds. Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A., al., e., p. 47-81. College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Party, S.S. (1998). Explanatory notes. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 175*, eds. Wefer, G., Berger, W.H., Richter, C., p. 27-46. College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Party, S.S. (2002). Chapter 2 - Explanatory Notes. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, eds. Bralower, T.J., Premoli Silva, I., Malone, M.J., p.
- Paull, C.K., Neumann, A.C., Ende, B.A.A., Ussler, W. et Rodriguez, N.M. (2000). Lithoherms on the Florida-Hatteras slope. *Marine Geology*, 166, 83-101.
- Perry, C.T., Salter, M.A., Harborne, A.R., Crowley, S.F., Jelks, H.L. et Wilson, R.W. (2011). Fish as major carbonate mud producers and missing components of the tropical carbonate factory. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 108, 3865-3869.
- Peterson, M.N.A. (1966). Calcite—rates of dissolution in a vertical profile in the central Pacific. *Science*, 154, 1542-1544.
- Phleger, F. et Parker, F.L. (1951). *Ecology of foraminifera, Northwest Gulf of Mexico*. New York The Geological Society of America
- Pilskaln, C.H., Neumann, A.C. et Bane, J.M. (1989). Periplatform carbonate flux in the northern Bahamas. *Deep-Sea Research*, 36, 1391-1406.
- Piper, D.J.W., Cochonat, P. et 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*, 46, 79-97.
- Poag, C.W. et Valentine, P.C. (1976). Biostratigraphy and ecostratigraphy of the Pleistocene basin, Texas-Louisiana continental shelf. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, 26, 185-254.
- Prager, E.J., Southard, J.B. et Vivoni-Gallart, E.R. (1996). Experiments on the entrainment threshold of well-sorted and poorly sorted carbonate sands. *Sedimentology*, 43, 33-40.
- Pratt, B.R. (1995). The origin, biota and evolution of deep-water mud-mound. In *Carbonate Mud-Mounds: Their Origin and Evolution*, eds. Monty, C.L.V., Bosence, D.W.J., Bridges, P.H., Pratt, B.R., p. 49-126. IAS Spec. Publ.
- Prell, W.L. et Hays, J.D. (1976). Late Pleistocene faunal and temperature patterns of the Columbia Basin, Caribbean Sea. In *Investigations of Late Quaternary Paleooceanography and Paleoclimatology*, eds. Cline, R.M., Hays, J.D., p. 201-220. New York: Geological Society of America.
- Principaud, M. (2015). Morphologie, architecture et dynamique sédimentaire d'une pente carbonatée moderne: Le Great Bahama Bank (Bahamas). p. 284. Pessac, France: Université de Bordeaux.
- Principaud, M., Mulder, T., Gillet, H. et 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. et Borgomano, J. (2016). 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*, n/a-n/a.
- Prognon, F. (2006). Provenance du matériel à l'origine des formations pédologiques quaternaires des archipels des Bermudes et des Bahamas. In *Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires*, p. 281. Mine Paris.

- Proni, J.R., Rona, D.C., Lauter, C.A. et Sellers, R.L. (1975). Acoustic observations of suspended particulate matter in the ocean. *Nature*, 254, 413-415.
- Pujos, A. (1988). Stratigraphical and paleocological distribution of calcareous nanofossils throughout the Quaternary in the Caribbean Sea. In *Transactions of the 11th Caribbean Geological Conf.*, p. 8:1-8-13. Barbados.
- Purdy, E.G. (1963). Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 2. Sedimentary facies. *J Geo*, 71, 472-497.
- Purkis, S.J., Kerr, J., Dempsey, A., Calhoun, A., Metsamaa, L., Riegl, B., Kourafalou, V., Bruckner, A. et Renaud, P. (2014). Large-scale carbonate platform development of Cay Sal Bank, Bahamas, and implications for associated reef geomorphology. *Geomorphology*, 222, 25-38.
- Quinby-Hunt, M.S. et Turehian, K.K. (1983). Distribution of elements in sea water. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 64, 130-130.
- Raffi, I., Backman, J., Rio, D. et Shackleton, N.J. (1993). Plio-Pleistocene nannofossil biostratigraphy and calibration to oxygen isotopes stratigraphies from Deep Sea Drilling Project Site 607 and Ocean Drilling Program Site 677. *Paleoceanography*, 8, 387-408.
- Rankey, E.C. (2002). Spatial Patterns of Sediment Accumulation on a Holocene Carbonate Tidal Flat, Northwest Andros Island, Bahamas. *Journal of Sedimentary Research*, 72, 591-601.
- Rankey, E.C. et Doolittle, F. (2012). Geomorphology of carbonate platform-marginal uppermost slopes: Insights from a Holocene analogue, Little Bahama Bank, Bahamas. *Sedimentology*, 59, 2146-2171.
- Rankey, E.C. et Reeder, R.J. (2010). Controls on platform-scale patterns of surface sediments, shallow Holocene platforms, Bahamas. *Sedimentology*, 57, 1545-1565.
- Rankey, E.C. et Reeder, S.L. (2011). Holocene Oolitic Marine Sand Complexes of the Bahamas. *Journal of Sedimentary Research*, 81, 97-117.
- Rankey, E.C., Riegl, B. et Steffen, K. (2006). Form, function and feedbacks in a tidally dominated ooid shoal, Bahamas. *Sedimentology*, 53, 1191-1210.
- Ravenne, C. et Beghin, P. (1983). Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins. *Rev. Instit. Fr. Pétrol.*, 38, 279-297.
- Rebesco, M. et Camerlenghi, A. (2008). *Contourites*. Elsevier.
- Rebesco, M., Hernández-Molina, F.J., Van Rooij, D. et Wählin, A. (2014). Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations. *Marine Geology*, 352, 111-154.
- Rebesco, M., Wählin, A., Laberg, J.S., Schauer, U., Beszczynska-Möller, A., Lucchi, R.G., Noormets, R., Accettella, D., Zarayskaya, Y. et Diviacco, P. (2013). Quaternary contourite drifts of the Western Spitsbergen margin. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 79, 156-168.
- Reed, J.K. (2002). Comparison of deep-water coral reefs and lithoherms off southeastern USA. *Hydrobiologia*, 471, 57-69.
- Reed, J.K., Weaver, D. et Pomponi, S.A. (2006). Habitat and fauna of deep-water *Lophelia pertusa* coral reefs off the Southeastern U.S.A.: Blake Plateau, Straits of Florida, and Gulf of Mexico. *Bulletin of Marine Science*, 78, 343-375.
- Reeder, S.L. et Rankey, E.C. (2008). Interactions between tidal flows and ooid shoals, northern Bahamas. *Journal of Sedimentary Research*, 78, 175-186.
- Reeder, S.L. et Rankey, E.C. (2009). Controls on morphology and sedimentology of carbonate tidal deltas, Abacos, Bahamas. *Marine Geology*, 267, 141-155.
- Regenberg, M., Nürnberg, D., Schönfeld, J. et Reichart, G.J. (2007). Early diagenetic overprint in Caribbean sediment cores and its effect on the geochemical composition of planktonic foraminifera. *Biogeosciences*, 4, 957-973.

- Reid, P.R., Macintyre, I.G. et James, N.P. (1990). Internal precipitation of microcrystalline carbonate: a fundamental problem for sedimentologists. *Sedimentary Geology*, 68, 163-170.
- Reid, R.P., Macintyre, I.G., Browne, K.M., Steneck, R.S. et Miller, T. (1995). Modern marine stromatolites in the Exuma Cays, Bahamas. *uncommonly common*, 33, 1-17.
- Reid, R.P., Visscher, P.T., Decho, A.W., Stolz, J.F., Bedout, B.M., Dupraz, C., Macintyre, I.G., Paerl, H.W., Pinckney, J.L., Prufert-Bedout, L., Steppe, T.F. et DesMarais, D.J. (2000). The role of microbes in accretion, lamination and early lithification of modern marine stromatolites. *Nature*, 406, 989-992.
- Reijmer, J.J.G. (2014). Carbonate factories. In *Encyclopedia in Marine Geosciences*, eds. Harff, J., Meschede, M., Petersen, S., Thiede, J., p. Berlin-Heidelberg, Germany: Springer.
- Reijmer, J.J.G. et Andresen, N. (2007). Mineralogy and grain size variations along two carbonate margin-to-basin transects (Pedro Bank, Northern Nicaragua Rise). *Sedimentary Geology*, 198, 327-350.
- Reijmer, J.J.G., Mulder, T. et Borgomano, J. (2015). Carbonate slopes and gravity deposits. *Sedimentary Geology*, 317, 1-8.
- Reijmer, J.J.G., Schlager, W. et Droxler, A.W. (1988). Site 632: Pliocene-Pleistocene sedimentation in a Bahamian basin. In *Proceedings Ocean Drilling Program, Scientific Results*, eds. Austin J. A., Schlager W., Palmer, A., p. 213-220. College Station: Ocean Drilling Program.
- Reijmer, J.J.G., Swart, P.K., Bauch, T., Otto, R., Reuning, L., Roth, S. et Zechel, S. (2009). A re-evaluation of facies on Great Bahama Bank I: new facies maps of western Great Bahama Bank. *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, 41, 29-46.
- Reijmer, J.J.G., W., S., Bosscher, H., Beets, C.J. et McNeil, D.F. (1992). Pliocene/Pleistocene platform facies transition recorded in calciturbidites (Exhuma Sound, Bahamas). *Sedimentary Geology*, 78, 171-179.
- Rendle-Bühring, R.H. et Reijmer, J.J.G. (2005). Controls on grain-size patterns in periplatform carbonates: Marginal setting versus glacio-eustacy. *Sedimentary Geology*, 175, 99-113.
- Rendle, R. et Reijmer, J.J.G. (2002). Quaternary slope development of the western leeward margin of the Great Bahama Bank. *Marine Geology*, 185, 143-164.
- Rendle, R.H., Reijmer, J.J.G., Kroon, D. et Henderson, G.M. (2000). Mineralogy and sedimentology of the Pleistocene to Holocene on the Leeward margin of Great Bahama Bank. In *Proc. ODP, Sci. Results, 166*, eds. Swart, P.K., Eberli, G.P., Malone, M.J., Sarg, J.F., p. 61-76. College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Reuning, L., Reijmer, J.J.G., Betzler, C., Timmermann, A. et Steph, S. (2006a). Sub-Milankovitch cycles in periplatform carbonates from the early Pliocene Great Bahama Bank. *Paleoceanography*, 21, PA1017.
- Reuning, L., Reijmer, J.J.G., Mattiolo, E., Aragonite cycles: diagenesis caught in the act, *Sedimentology*, V. 53, 849-886
- Richardson, W.S., Schmitz, J., W.J. et Nüiler, P.P. (1969). The velocity structure of the Florida Current from the Straits of Florida to Cape Fear. *Deep-Sea Research*, Supplement to Vol. 16, 225-231.
- Riding, R. (2000). Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, 47, 179-214.
- Ritger, S., Carson, B. et Suess, E. (1987). Methane-derived authigenic carbonates formed by subduction-induced porewater expulsion along the Oregon/Washington margin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 98, 147-156.
- Robbins, L.L. et Balckwelder, P.L. (1992). Biochemical and ultrastructural evidence for the origin of whittings: a biologically induced calcium carbonate precipitation mechanism. *Geology*, 20, 464-468.
- Robbins, L.L., Tao, Y. et Evans, C.A. (1997). Temporal and spatial distribution of whittings on Great Bahama Bank and a new lime mud budget. *Geology*, 25, 947-950.

- Roberts, H.H., Rouse, J., L.J., Walker, N.D. et Hudson, J.H. (1982). Cold-water Stress in Florida Bay and Northern Bahamas: A Product of Winter Cold-Air Outbreaks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, pp. 145-155.
- Roberts, J.M., Wheeler, A.J. et Freiwald, A. (2006). Reefs of the deep: the biology and geology of cold-water coral ecosystems. *Science*, 312, 543-547.
- Rögl, F. et Bolli, H.M. (1973). Holocene to Pleistocene Planktonic Foraminifera of Leg 15, Site 147 (Cariaco Basin [Trench], Caribbean Sea) and Their Climatic Interpretation. In *Init. Repts. DSDP*, eds. Edgar, N.T., Saunders, J.B., al., e., p. 553-615. Washington: U.S. Govt. Printing Office), .
- Roth, S. et Reijmer, J.J.G. (2004). Holocene Atlantic climate variations deduced from carbonate periplatform sediments (leeward margin, Great Bahama Bank). *Paleoceanography*, 19, PA1003.
- Roth, S. et Reijmer, J.J.G. (2005). Holocene millennial to centennial carbonate cyclicity recorded in slope sediments of the Great Bahama Bank and its climatic implications. *Sedimentology*, 52, 161-181.
- Rousset, C. et Beal, L.M. (2014). Closing the transport budget of the Florida Straits. *Geophysical Research Letters*, 41, 1-7.
- Rowe, E., Mariano, A.J. et Ryan, E.H. (2015) "The Antilles Current" Ocean Surface Currents. *World wide web article, accessed April 2005. Available online at: <<http://oceancurrents.rsmas.miami.edu/atlantic/antilles.html>>*.
- Ruddiman, W.F. (1971). Pleistocene sedimentation in the equatorial Atlantic: stratigraphy and faunal paleoclimatology. *Geological Society of America Bulletin*, 82, 283-302.
- Ruhlemann, C.S. (1999). Warming of the tropical Atlantic Ocean and slowdown of thermohaline circulation during the last. *Nature*, 402, 511.
- Sato, T., Kameo, K. et Takayama, T. (1991). Coccolith biostratigraphy of the Arabian Sea. In *Proceeding ODP, Sciences Results*, eds. Prell, W.L., Nütsuma, N., p. College Station, TX (Ocean Drilling Program): 37-54.
- SCHLAGER, W. (1981). The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *Geological Society of America Bulletin*, 92, 197-211.
- Schlager, W. (2005). *Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy*. Tulsa: SEPM (Society for Sedimentary Geology).
- Schlager, W., Bourgeois, F., Mackenzie, G. et Smit, J. (1988). **Boreholes at Great Isaac and Site 626 and the history of the Florida Straits**. In *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, eds. Austin, J.A., Schlager, W., p. 425-437. College Station, Texas: Ocean Drilling Program.
- Schlager, W. et Chermak, A. (1979). Sediment facies of platform-basin transition, Tongue Of The Ocean, Bahamas. *SEPM Special Publication*, 27, 193-208.
- Schlager, W. et Ginsburg, R.N. (1981). Bahama carbonate platforms — The deep and the past. *Marine Geology*, 44, 1-24.
- Schlager, W. et James, N.P. (1978). Low-magnesian calcite limestones forming at the deep-sea floor, Tongue of the Ocean, Bahamas. *Sedimentology*, 25, 675-702.
- Schlager, W., Reijmer, J.J.G. et Droxler, A.W. (1994). Highstand shedding of carbonate platforms. *Journal of Sedimentary Research*, B64, 270-281.
- Schmidt, M.W., Vautravers, M.J. et Spero, H.J. (2006). Western Caribbean sea surface temperatures during the late Quaternary. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7, Q02P10.
- Schmidt, S., Jouanneau, J.-M., Weber, O., Lecroart, P., Radakovitch, O., Gilbert, F. et Jézéquel, D. (2007). Sedimentary processes in the Thau Lagoon (France): From seasonal to century time scales. *Estuarine coastal and shelf science*, 72, 534-542.
- Scholle, P.A. et Ulmer-Scholle, D.S. (2003). *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis*. Tulsa, OK: American Association of Petroleum Geologists

- Schwartz, J.P. (1996). Late quaternary periplatform sediments and paleoenvironmental analysis of Pedro Channel, northeastern Nicaragua Rise, Caribbean Sea., p. 1-142. Rice University, Houston, U.S.A.
- Sealey, N.E. (1990). *The Bahamas Today*. London: MacMillan Education Ltd.
- Sealey, N.E. (1994). *Bahamian Landscapes: An introduction to the geography of the Bahamas*. Nassau, Bahamas: Media Publishing.
- Seears, H. (2011). Biogeography and Phylogenetics of the Planktonic Foraminifera. p. 380. University of Nottingham.
- Seibold, E. et Berger, W.H. (1996). *The sea floor: An introduction to marine geology*. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag.
- Sen Gupta, B.K. (1999). Introduction to Modern Foraminifera. In *Modern Foraminifera*, ed. Sen Gupta, B.K., p. 3-6. Kluwer Academic Publishers.
- Shackleton, N.J. et Opdyke, N.D. (1973). Oxygen isotope and palaeo-magnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10⁵ and 10⁶ year scale. *Quaternary Research*, 3, 39-55.
- Shaklee, R.V. (1989). Hurricanes in the Bahamas. p. 82. San Salvador, Bahamas: The Bahamian Field Station Ltd.
- Shaklee, R.V. (1996). *Weather and climate, San Salvador Island, Bahamas*. San Salvador, Bahamas: The Bahamian Field Station Ltd.
- Shanmugan, G. (2000). *50 years of the turbidite paradigm (1950s--1990s): deep-water processes and facies models- A critical perspective*.
- Sheridan, R.E., Crosby, J.T., Kent, K.m., Dillon, W.P. et Paull, C.K. (1981). The Geology of the Blake Plateau and Bahamas region. *The Canadian Society of Petroleum Geologists*, 7.
- Sheridan, R.E., Drake, C.L., Nafe, J.E. et Hennion, J. (1966). Seismic-refraction study of continental margin east of Florida. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 50, 1972-1991.
- Sheridan, R.E., Mullins, H.T., A., A.J., Ball, M.M. et Ladd, J.W. (1988). Chapter 15 - Geology and geophysics of the Bahamas. In *The Geology of North America*, p.: The Geological Society of America.
- Shinn, E.A. (1969). Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. *Sedimentology*, 12, 109-144.
- Shinn, E.A., Steinen, R.P., Dill, R.F. et Major, R. (1993). Lime-mud layers in high-energy tidal channels: A record of hurricane deposition. *Geology*, 21, 603-606.
- Shinn, E.A., Steinen, R.P., Lidz, B. et Swart, P.K. (1989). Whitings, a sedimentologic dilemma. *J. Sedim. Petrol.*, 59, 147-161.
- Sianipar, R.E. (2013). Composition of a cold-water coral mound "Matterhorn" and its surrounding sediments in the straits of Florida. In *Master thesis*, p. Coral Gables, Florida: University of Miami.
- Siddall, M., Rohling, E.J., Almongi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmeizer, I. et Smeed, D.A. (2003). Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, 423, 853-858.
- Simone, L. (1981). Ooids: a review. *Earth-Science Reviews*, 16, 319-355.
- Site U1302–U1308 methods. (Expedition 303 Scientists, 2006). In *Proc. IODP, 303/306*, eds. Channell, J.E.T., Kanamatsu, T., Sato, T., Stein, R., Alvarez Zarikian, C.A., Malone, M.J., Scientists, a.t.E., p.: College Station, TX (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.).
- Slowey, N.C. et Henderson, G.M. (2011). Radiocarbon ages constraints on the origin and shedding of bank-top sediment in the Bahamas during the Holocene. *Aquat Geochem*, 17, 419-429.
- Slowey, N.C., Wilber, R.J., Haddad, G.A. et Henderson, G.M. (2002). Glacial-to-Holocene sedimentation on the western slope of Great Bahama Bank. *Marine Geology*, 185, 165-176.

- Smith, C.L. (1940). The Great Bahama Bank. *Jour. Mar. Res.*, 3, 147-189.
- Sorby, H.C. (1879). On the structure and origin of limestones. *Q J Geol Soc London*, XXXV.
- Southard, J. (2007). *Sedimentary Geology*. Massachusetts Institute of Technology. <http://ocw.mit.edu/courses/earth-atmospheric-and-planetary-sciences/12-110-sedimentary-geology-spring-2007/lecture-notes/> (last accessed).
- Steph, S., Tiedemann, R., Prange, M., Groeneveld, J., Nürnberg, D., Reuning, L., Schulz, M. et Haug, G.H. (2006). Changes in Caribbean surface hydrography during the Pliocene shoaling of the Central American Seaway. *Paleoceanography*, 21, PA4221.
- Stow, D.A.V. (1985). Deep-sea clastics: where are we and where are we going? In *Sedimentology: Recent developments and applied aspects*, ed. Brenchley, P.J., p. 67-93. Williams, B.J.P.: Spec. Publ. geol Soc. Lond.
- Stow, D.A.V. et Holbrook, J.A. (1984). North Atlantic contourites: an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 15, 245-256.
- Stow, D.A.V., Hunter, S., Wilkinson, D. et Hernández-Molina, F.J. (2008). The Nature of Contourite Deposition. In *Contourites*, eds. Rebesco, M., Camerlenghi, A., p. 143-156. Developments in Sedimentology.
- Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugères, J.-C. et Viana, A.R. (2002). Deep-water contourite systems: Modern drifts and ancient series, Seismic and sedimentary characteristics. *Geol.Soc.LondonMem*, 22, 464.
- Stow, D.A.V., Reading, H.G. et Collinson, J.D. (1996). Deep seas. In *Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, ed. Reading, H.G., p. 395-453. Oxford: Blackwell Science.
- Stow, D.A.V. et Shanmugan, G. (1980). Sequence of structures in fine-grained turbidites: Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology*, 25, 23-42.
- Stuiver, M. et Polach, H.A. (1977). Discussion: Reporting of ¹⁴C data. *Radiocarbon*, 19, 355-363.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. et Reimer, R.W. (2005). CALIB Manual. p. 1-25.
- Swart, P.K., Oehlert, A.M., Mackenzie, G.J., Eberli, G.P. et Reijmer, J.J.G. (2014). The fertilization of the Bahamas by Saharan dust: A trigger for carbonate precipitation? *Geology*, 42, 671-674.
- Tans, P. (2015) *Trends in Atmospheric Carbon Dioxide*. Available at: <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/>.
- Thierstein, H.R., Geitzenauer, K.R., Molfino, B. et Shackleton, N.J. (1977). Global synchronicity of late Quaternary coccolith datum levels : Validation by oxygen isotopes. In *Geology*, p. 400-404.
- Thierstein, H.R. et Roth, P.H. (1991). Stable isotopic and carbonate cyclicity in Lower Cretaceous deep-sea sediments: Dominance of diagenetic effects. *Marine Geology*, 97, 1-34.
- Thomas, P. (2003) *Production de carbonates et CO₂ atmosphérique*. Available at: <http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/co2-et-carbonates.xml>.
- Thompson, J.B. (2000). Microbial Whitings. In *Microbial Sediments*, eds. Riding, R., Awramik, S., p. 250-260. Springer Berlin Heidelberg.
- Tjallingii, R., Röhl, U., Kölling, M. et Bickert, T. (2007). Influence of the water content on X-ray fluorescence core scanning measurements in soft marine sediments. 8, . *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 8, 1-12.
- Toomey, M.R., Curry, W.B. et Donnelly, J.P. (2013). Reconstructing 7000 years of North Atlantic hurricane variability using deep-sea sediment cores from the western Great Bahama Bank. *Paleoceanography*, 28, 31-41.
- Toucanne, S., Jouet, G., Ducassou, E., Bassetti, M.-A., Dennielou, B., Angue Minto'o, C.M., Lahmi, M., Touyet, N., Charlier, K., Lericolais, G. et Mulder, T. (2012). A 130,000-year record of Levantine Intermediate Water flow variability in the Corsica Trough, western Mediterranean Sea. *Quaternary Science Reviews*, 33, 55-73.

- Tournadour, E. (2015). Architecture et dynamique sédimentaire d'une pente carbontée moderne: exemple de la pente nord de Little Bahama Bank (LBB), Bahamas., p. 282. Pessac: Université de Bordeaux.
- Tournadour, E., Mulder, T., Borgomano, J., Hanquiez, V., Ducassou, E. et Gillet, H. (2015). Origin and architecture of a Mass Transport Complex on the northwest slope of Little Bahama Bank (Bahamas): Relations between off-bank transport, bottom current sedimentation and submarine landslides. *Sedimentary Geology*, 317, 9-26.
- Traverse, A. et Ginsburg, R.N. (1966). Palynology of the surface sediments of Great Bahama Bank, as related to water movement and sedimentation. *Marine Geology*, 4, 417-459.
- Triffleman, N.J., Hallock, P. et Hine, A.C. (1992). Morphology, sediments, and depositional environments of a small carbonate platform: Serranilla Bank, Nicaraguan Rise, Southwest Caribbean Sea. *Journal of Sedimentary Research*, 62, 591-606.
- Tucker, M.E. et Wright, V.P. (1990). *Carbonate Sedimentology*. Oxford U.K.: Blackwell Scientific Publications.
- Turner, J.T. (2015). Zooplankton fecal pellets, marine snow, phytodetritus and the ocean's biological pump. *Progress in Oceanography*, 130, 205-248.
- Tyrrell, T. et Merico, A. (2004). *Emiliana huxleyi*: bloom observations and the conditions that induce them. In *Coccolithophores*, eds. Thierstein, H., Young, J., p. 75-97. Springer Berlin Heidelberg.
- van Hengstum, P.J., Donnelly, J.P., Toomey, M.R., Albury, N.A., Lane, P. et Kakuk, B. (2014). Heightened hurricane activity on the Little Bahama Bank from 1350 to 1650 AD. *Continental Shelf Research*, 86, 103-115.
- Van Rooij, D., Iglesias, J., Hernández-Molina, F.J., Ercilla, G., Gomez-Ballesteros, M., Casas, D., Llave, E., De Hauwere, A., Garcia-Gil, S., Acosta, J. et Henriët, J.P. (2010). The Le Danois Contourite Depositional System: Interactions between the Mediterranean Outflow Water and the upper Cantabrian slope (North Iberian margin). *Marine Geology*, 274, 1-20.
- van Weering, T.C.E., deHaas, H., deStigter, H.C., Lykke-Andersen, H. et Kouvaev, I. (2003). Structure and development of giant carbonate mounds at the SW and SE Rockall Trough margins, NE Atlantic Ocean. *Mar. Geol.*, 198, 67-81.
- Vandorpe, T., Van Rooij, D. et de Haas, H. (2014). Stratigraphy and paleoceanography of a topography-controlled contourite drift in the Pen Duick area, southern Gulf of Cádiz. *Marine Geology*, 349, 136-151.
- Vandorpe, T.P., Van Rooij, D., Stow, D.V. et Henriët, J.-P. (2011). Pliocene to Recent shallow-water contourite deposits on the shelf and shelf edge off south-western Mallorca, Spain. *Geo-Marine Letters*, 31, 391-403.
- Veizer, J. (1983). Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. In *Carbonates: Mineralogy and Chemistry*, ed. Reifer, R.J., p. 265-299. Washington, DC: Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy.
- Veron, J.E.N. (1995). *Corals in space and time. The biogeography and evolution of the scleratinia*. Cornell Univ Pr.
- Vickerman, K. (1992). *The diversity and ecological significance of Protozoa*. Biodiversity and Conservation.
- Voelker, A.H.L., Lebreiro, S.M., Schönfeld, J., Cacho, I., Erlenkeuser, H. et Abrantes, F. (2006). Mediterranean outflow strengthening during northern hemisphere coolings: A salt source for the glacial Atlantic? *Earth and Planetary Science Letters*, 245, 39-55.
- Vroom, P.S., Smith, C.M., Coyer, J.A., Walters, L.J., Hunter, C.L., Beach, K.S. et Smith, J.E. (2003). Field biology of *Halimeda tuna* (Bryopsidales, Chlorophyta) across a depth gradient: comparative growth, survivorship, recruitment, and reproduction. *Hydrobiologia*, 501, 149-166.

- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E. et Labracherie, M. (2002). Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21, 295-305.
- Wang, J. et Mooers, C.N.K. (1997). Three-dimensional perspectives of the Florida Current transport, potential vorticity, and related dynamical properties. *Dyn. Atmos. Oceans*, 27, 135-149.
- Wang, P., Tian, J., Cheng, X., Liu, C. et Xu, J. (2003). Carbon reservoir changes preceded major ice-sheet expansion at the mid-Brunhes event. *Geology*, 31, 239-242.
- Wanless, H.R. et Tedesco, L.P. (1993). Chapter 15 - Comparison of Oolitic Sand Bodies Generated by Tidal vs. Wind-Wave agitation. In *SG 35: Mississippian Oolites and Modern Analogs*, eds. Keith, B.D., Zuppann, C.W., p. 199-225. American Association of Petroleum Geologists.
- Weaver, P.P.E. (1993). High resolution stratigraphy of marine Quaternary sequences. In *High Resolution Stratigraphy*, eds. Hailwood, E.A., Kidd, R.B., p. 137-153. London: Geol. Soc. Spec. Publ.
- Wefer, G., Berger, W.H. et Richter, C. (1998). Ch 2. Explanatory notes - Shipboard Scientific Party. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 175.
- Wells, J.W. (1956). Scleratinia. In *Treatise on Marine Ecology and Paleocology, I, Ecology*, ed. Hedgpeth, J.W., p. 773-782. Geol. Soc. Amer. Mem.
- Weltje, G.J. et Tjallingii, R. (2008). Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application. *Earth and Planetary Science Letters*, 274, 423-438.
- Wentworth, C.K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, 30, 377-392.
- Westphal, H., Munnecke, A., Pross, J. et Herrle, J.O. (2004). Multiproxy approach to understanding the origin of Cretaceous pelagic limestone-marl alternations (DSDP site 391, Blake-Bahama Basin). *Sedimentology*, 51, 109-126.
- Westphal, H., Reijmer, J.J.G. et Head, M.J. (1999). Input and diagenesis of a carbonate slope (Bahamas): response to morphology evolution and sea level fluctuations. In *Advances in carbonate sequence stratigraphy-applications to reservoirs, outcrops, and models*, eds. Harris, P.M., Saller, A.H., Simo, T., Handford, R., p. 247-274. Soc Econ Paleon Mineral, Spec Publ.
- White, M., Mohn, C., de Stigter, H. et Mottram, G. (2005). Deep-Water Coral Development as a Function of Hydrodynamics and Surface Productivity around the Submarine Banks of the Rockall Trough, NE Atlantic, In: . In *Cold Water Corals and Ecosystems*, eds. Freiwald, A., Murray, J.R., p. 503-514. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Wiebe, P.H., Boyd, S.H. et Winget, C. (1976). Particulate matter sinking to the deep-sea floor at 2000 m in the Tongue of the Ocean, Bahamas, with a description of a new sedimentation trap. *Jour. Mar. Res.*, 34, 341-354.
- Wilber, R.J. (1976). Petrology of submarine-lithified hardgrounds and lithoherms from the deep flank environment of Little Bahama Bank (northeastern Straits of Florida). p. 241. Durham: Duke University.
- Wilber, R.J., Milliman, J.D. et Halley, R.B. (1990). Accumulation of bank-top sediment on the western slope of Great Bahama Bank: Rapid progradation of a carbonate megabank. *Geology*, 18, 970-974.
- Wilber, R.J., Whitehead, J., Halley, R.B. et Milliman, J.D. (1993). Carbonate periplatform sedimentation by density flows: a mechanism for rapid off-bank transport and vertical flux of shoal water fines: Comment. *Geology*, 21.
- Williams, S.C. (1985). Stratigraphy, facies evolution and diagenesis of late Cenozoic limestones and dolomites, Little Bahama Bank, Bahamas. p. 1-215. Univ. Miami, Coral Gables FL.
- Wilson, B. (2010). Effect of hurricanes on guilds of nearshore epiphytal foraminifera, Nevis, West Indies. *The Journal of Foraminiferal Research*, 40, 327-343.

- Wilson, B. (2012). Percentage carrying capacity in fossil successions: A new ecostratigraphic tool with potential for detecting palaeoenvironmental change illustrated using bathyal benthic foraminifera in the Late Quaternary of ODP Hole 1006A, Santaren Channel. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 337–338, 143-150.
- Wilson, B. (2013). Ecostratigraphic regime shift during late Quaternary marine isotope stages 8-9 in Santaren channel, western tropical Atlantic ocean: benthonic foraminiferal evidence from ODP Hole 1006A. *The Journal of Foraminiferal Research*, 43, 143-153.
- Wilson, P.A. et Roberts, A.P. (1993). Carbonate periplatform sedimentation by density flows: a mechanism for rapid off-bank transport and vertical flux of shoal water fines: Reply. *Geology*, 21, 668-669.
- Wilson, P.A. et Roberts, H.H. (1992). Carbonate-periplatform sedimentation by density flows: A mechanism for rapid off-bank and vertical transport of shallow-water fines. *Geology*, 20, 713-716.
- Wilson, P.A. et Roberts, H.H. (1995). Density cascading: off-shelf sediment transport, evidence and implications, Bahama Banks. *Journal of Sedimentary Research*, A65, 45-56.
- Wilson, W.L., Mylroie, J.E. et Carew, J. (1995). Quantitative analysis of caves as a geologic hazard, San Salvador Island, Bahamas. In *Proceedings of the seven symposium on the Geology of the Bahamas*, ed. Boardman, M., p. 103-121. USA: Don Heuer.
- Winter, A. et Siesser, W.G. (1994). *Coccolithophores*. New York, USA: Cambridge University Press.
- Wizemann, A., Meyer, F.W. et Westphal, H. (2014). A new model for the calcification of the green macro-alga *Halimeda opuntia* (Lamouroux). *Coral Reefs*, 33, 951-964.
- Wolff, T., Mulitza, S., Arz, H., Pätzold, J. et Wefer, G. (1998). Oxygen isotopes versus CLIMAP (18 ka) temperatures: A comparison from the tropical Atlantic. *Geology*, 26, 675-678.
- Woodroffe, C.D. et Webster, J.M. (2013). Coral reefs and sea-level changes. *Marine Geology*, 352, 248-267.
- Wright, V.P. (1992). A revised classification of limestones. *Sedimentary Geology*, 76, 177-185.
- Yates, K.K. et Robbins, L.L. (2001). Microbial Lime-Mud Production and Its Relation to Climate Change. In *Geological perspectives of global climate change*, eds. Gerhard, L.C., Harrison, W.E., Hanson, B.M., p. 267-283.
- Yin, Q.Z. et Berger, A. (2010). Insolation and CO₂ contribution to the interglacials before and after Mid-Brunhes Event. *Nature Geoscience*, 3, 243-246.
- Zaragosi, S., Bourillet, J.-F., Eynaud, F., Toucanne, S., Denhard, B., Van Toer, A. et Lanfumeu, V. (2006). The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay). *Geo-Marine Letters*, 26, p. 317-329.

Annexes

Annexe1

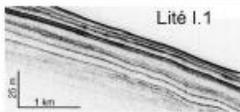
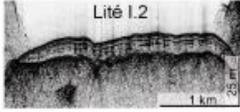
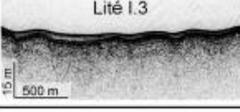
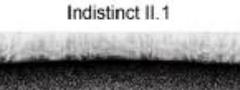
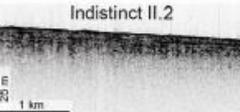
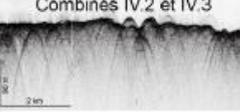
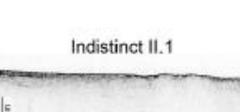
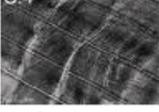
Faciès	Description	Imagerie EM302	Chirp	Interprétation
① 	- Boue de péri-plate-forme non indurée et bioturbée. - Dépôt entre 10 et 60 m d'épaisseur. - Présent à l'extrémité NO et sur les terrasses des canyons.		  	Sédimentation hémipélagique associée à l'export de boue carbonatée produite sur la plate-forme. L'accumulation se fait principalement à l'extrémité NO de la zone orientée sous le vent et à l'intérieure des canyons et des glissements le long de la pente moyenne.
② 	- Boue de péri-plate-forme non indurée et bioturbée. - Dépôt entre 5 et 15 m d'épaisseur définit par une surface basale nette. - Présent sur les terrasses des canyons.			
③ 	- Boue de péri-plate-forme non indurée et bioturbée. - Dépôt entre 1 et 5 m d'épaisseur définit par une surface basale nette. - Présent sur la pente supérieure au dessus de 450 m de bathymétrie.			Sédimentation hémipélagique associée à l'export de boue carbonatée produite sur la plate-forme et accumulée en haut de pente. Correspond à la couverture sédimentaire d'âge holocène identifiée par Rankey et Doolittle, 2012.
④ 	- Sables à débris coquilliers, à foraminifères et ptéropodes. - Dépôt lenticulaire entre 1 et 10 m d'épaisseur. - Présent en dessous de 1000 m de bathymétrie.			Accumulation de sables issus de l'érosion intra-pente et transportés sur une courte distance et/ou dépôts de particules produites dans la colonne d'eau.
⑤ 	- Niveau très induré de <i>hardground</i> - Autour des bordures des glissements et des canyons et localement au dessus de 450 m de bathymétrie			Surfaces très indurées consolidant des structures en érosion.
⑥ 	- Niveau induré de <i>hardground</i> - Présent sur la pente supérieure au dessus de 500 m et sur la pente inférieure au dessus de 1100 m.			Surface de <i>hardground</i> résultant soit d'un arrêt de la sédimentation ou d'un fort courant de fond et d'une constitution minéralogique induisant une cimentation précoce.
⑦ 	- Boue avec nodules indurés - <i>nodular ooze</i> - Evolution distale du faciès de <i>hardground</i> , présent en dessous de 500 m et de 1100 m de bathymétrie.			Faciès de <i>nodular ooze</i> résultant soit d'un faible taux de sédimentation ou d'un courant de fond et une constitution minéralogique induisant une cimentation précoce de moindre intensité que le faciès 6.
⑧ 	- Aspect hétérogène en réflectivité présent sur la pente inférieure et principalement associés aux sillons distributaires.			Zone de dépôt en étalement en pied de pente.
⑨ 	- Aspect panaché en réflectivité, non calibré par prélèvement.			Zone de dépôt en étalement en pied de pente dans la partie occidentale pouvant être associée à un placage sableux ou une zone plus indurée.
⑩ 	- Aspect tacheté en réflectivité pouvant être interprété comme des <i>sediment waves</i> mais non calibré par prélèvement.			Structures pouvant être interprétées comme des <i>sediments waves</i> issus d'un courant de fond parallèle à la pente ou dans le sens de la pente.
⑪ 	- Monts carbonatés d'eau froide - Principalement présent à l'extrémité NO de la zone et sur les bordures des canyons.			Monts carbonatés d'eau froide mis en place sur des socles très indurés (ex: bloc en pied de glissement). Leur croissance est contrôlée par l'apport de nutriment par les courants de turbidité ou les courants de fond (Correa et al., 2012).
	- Sillons distributaires remplis de sables très fins à fins à ptéropodes. - Localisés sur la pente inférieure à l'embouchure des canyons.			Sillons remplis de sables de fin à très fin resédimentés et issus de l'érosion intra-pente.

Figure 1-1 : Classification intégrée des faciès de surface à partir des données d'imagerie acoustique EM302, du sondeur de sédiment 3,5 kHz (Chirp) et des prélèvements sédimentaires (Tournadour, 2015).

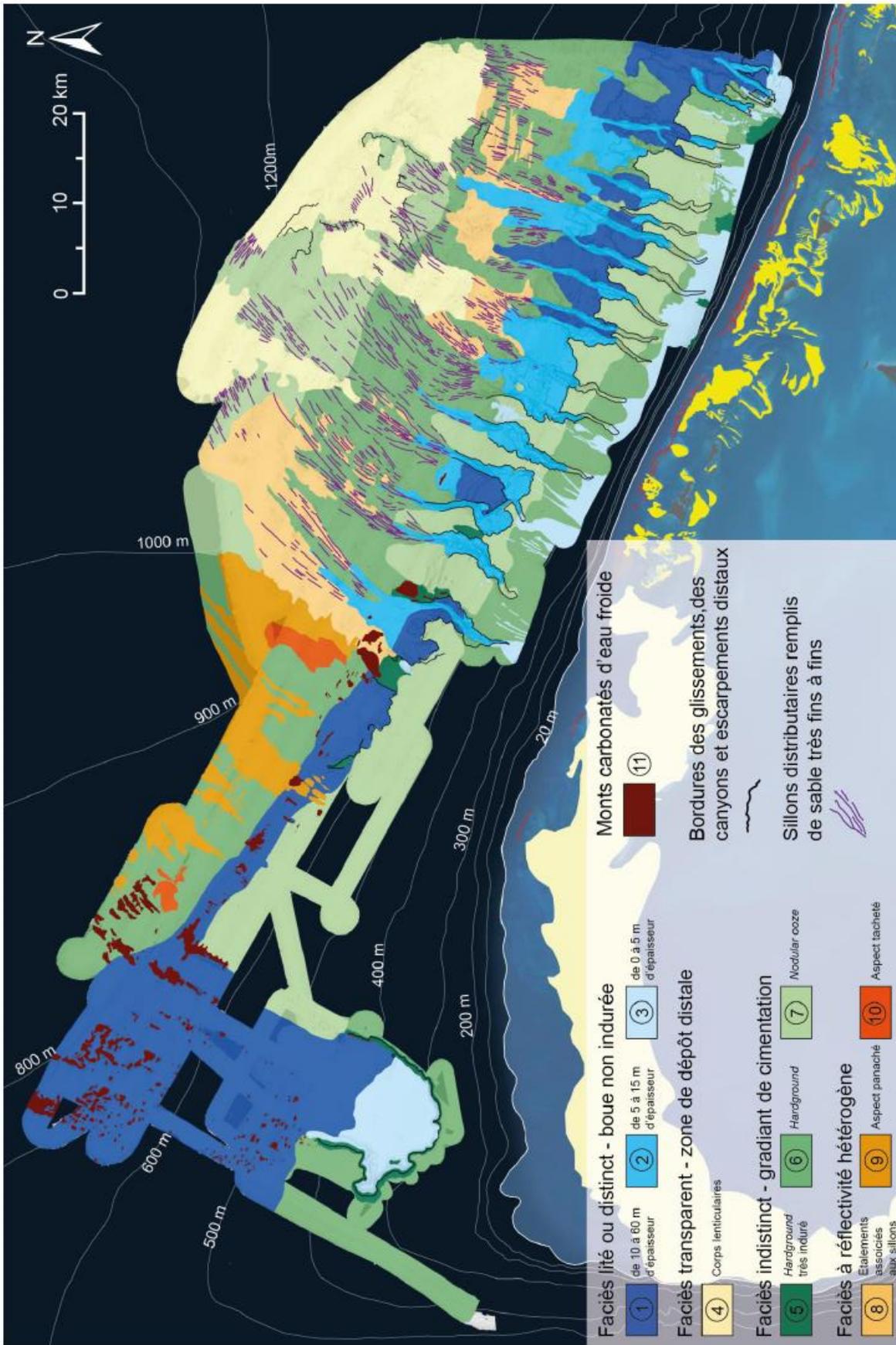
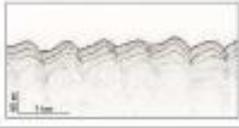


Figure 1-2: Carte morpho-sédimentaire de la pente nord de LBB (Tournadour, 2015).

Annexe 2

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 parallel or subparallel 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 -800 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 drapes of layered reflectors with low to transparent amplitude Internal reflectors: none	Patchy-distributed in the lower slope: (1) in the north between -680 and -680 m of water depth and (2) in the median part between -800 and -850 m of water depth
	IV-2			Bottom echo: sharp, continuous, high amplitude with some overlapping hyperbolae with vertex tangent to the sea floor Internal reflectors: none	Patchy-distributed of variable dimension, along the lower slope: (1) in the north, between -800 and -850 m of water depth, (2) in the south between -825 and -840 m of water depth
	IV-3			Bottom echo: numerous small regular overlapping 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 depth
	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 continuous to discontinuous reflector of moderate amplitude	Basinward areas distributed in the lower slope beyond -760 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 Tourmadour's classification

Figure 2-1: Classification, description, localisation des écho-faciès Chirp (Principaud, 2015).

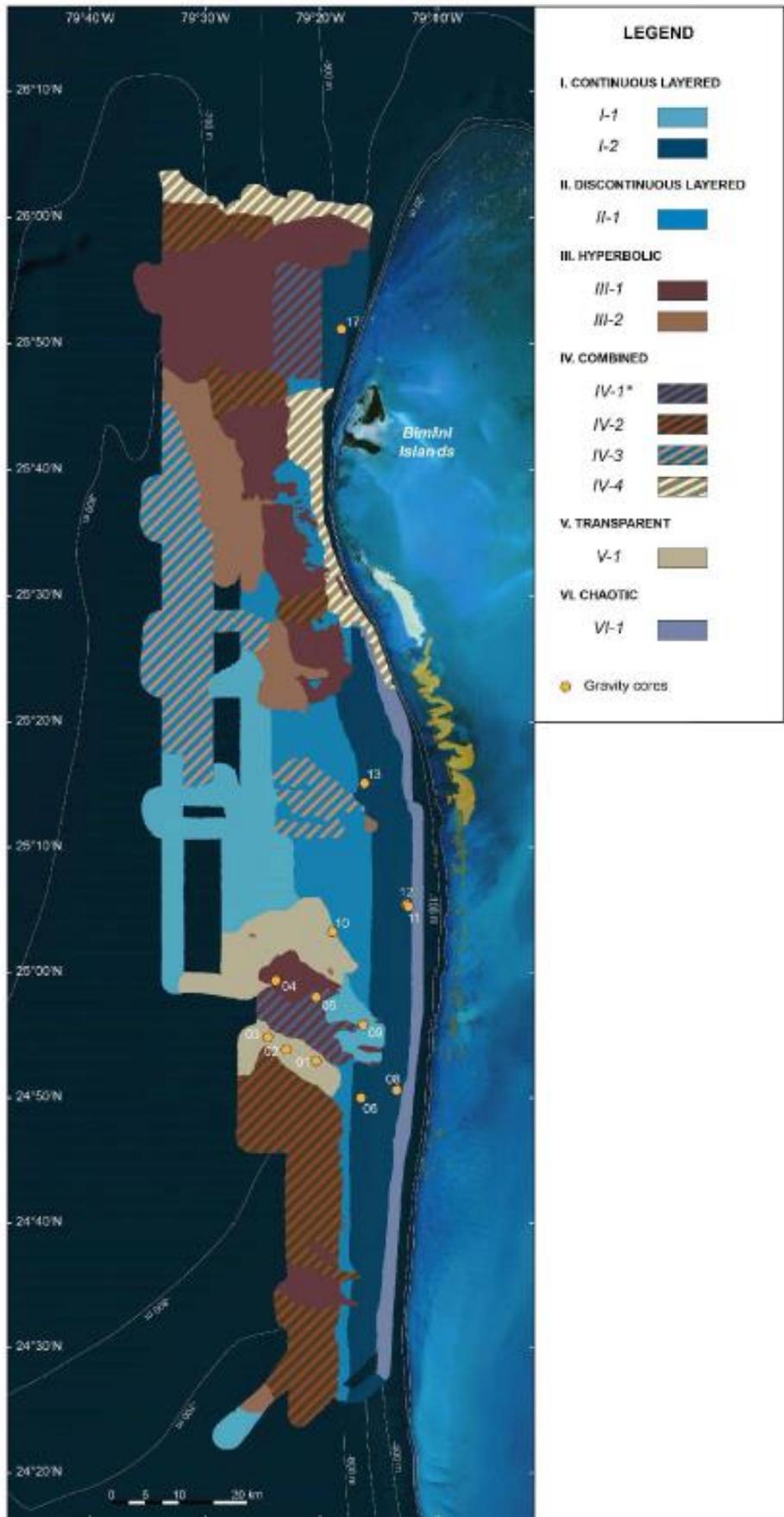


Figure 2-2: Carte de distribution des écho-faciès sur la pente nord-ouest du Great Bahama Bank.

Annexe 3

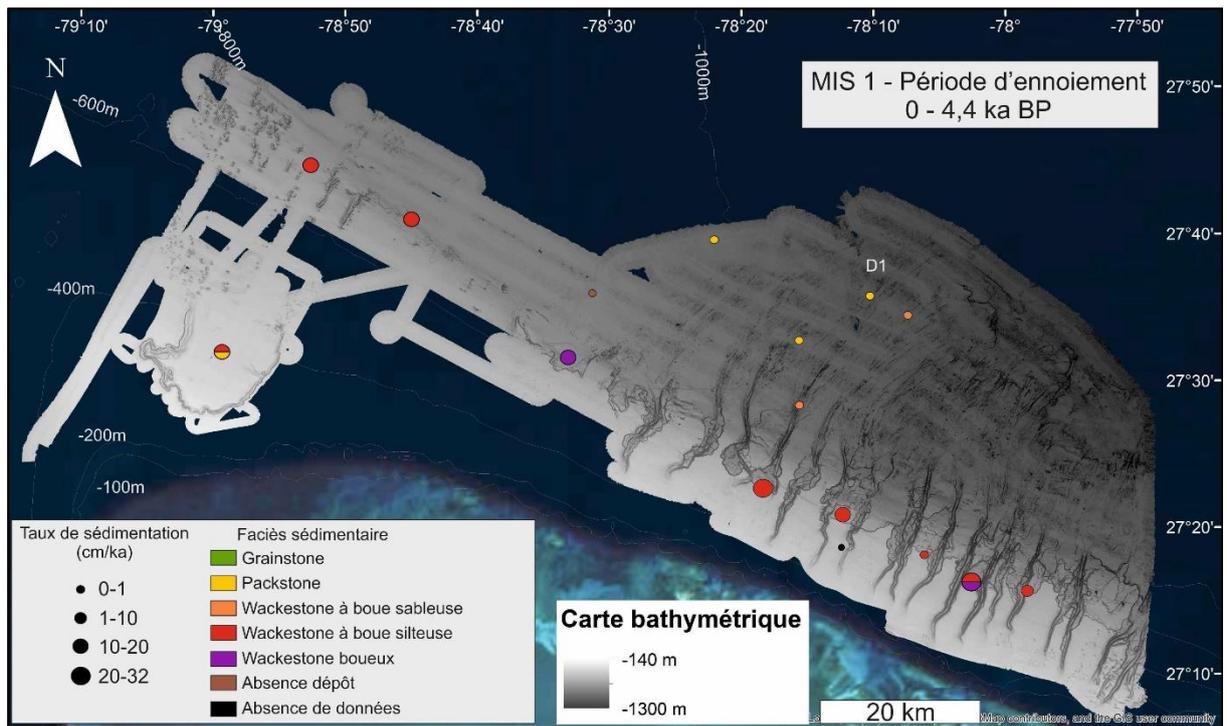


Figure 3-1: Synthèse des faciès sédimentaires et des taux de sédimentation par carotte pendant la période d'enneolement maximal de la plate-forme du MIS 1 (0-4,4 ka cal BP).

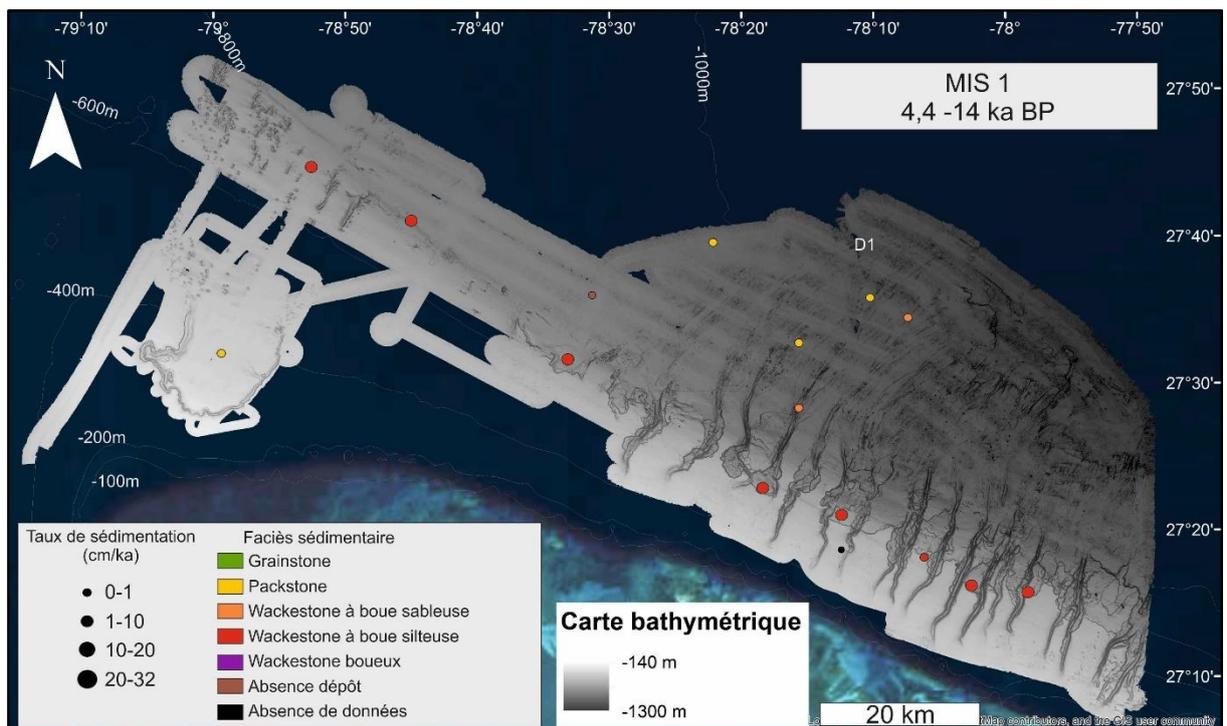


Figure 3-2: Synthèse des faciès sédimentaires et des taux de sédimentation par carotte pendant la première partie du MIS 1 (4,4 -14 ka cal BP).

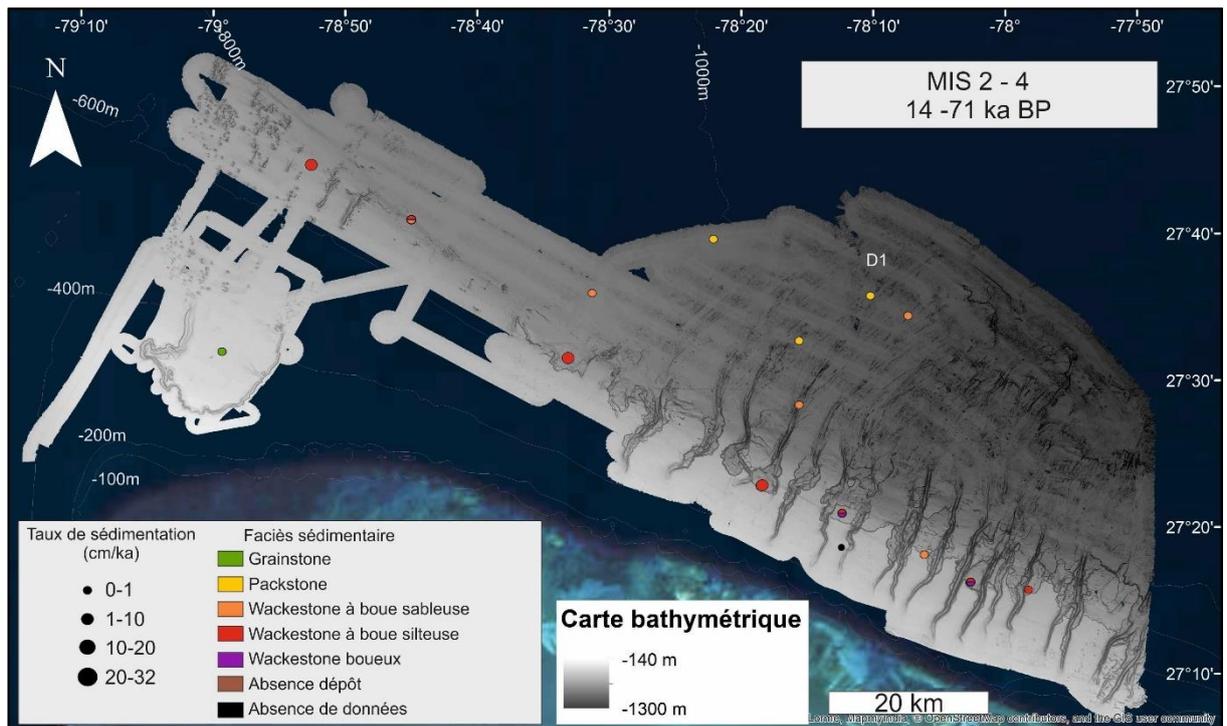


Figure 3-3: Synthèse des faciès sédimentaires et des taux de sédimentation par carotte pendant les MIS 2-4 (14-71 ka cal BP).

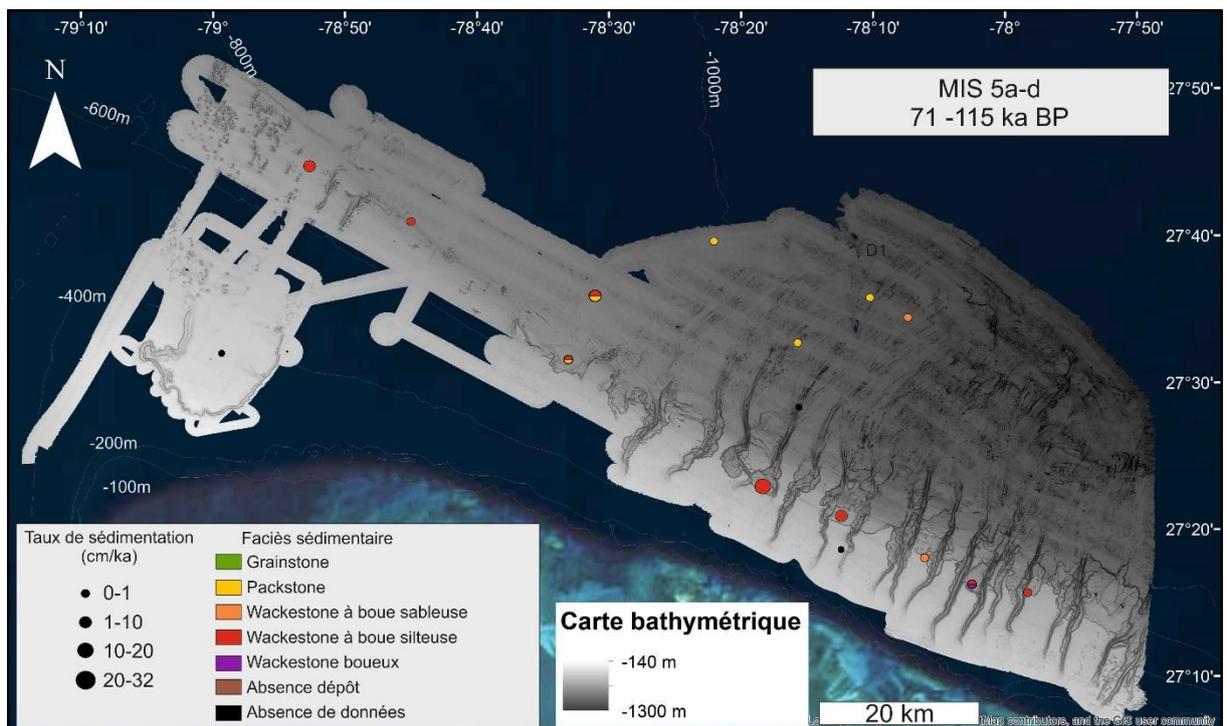


Figure 3-4: Synthèse des faciès sédimentaires et des taux de sédimentation par carotte pendant le MIS 5a-d (71-115 ka cal BP).

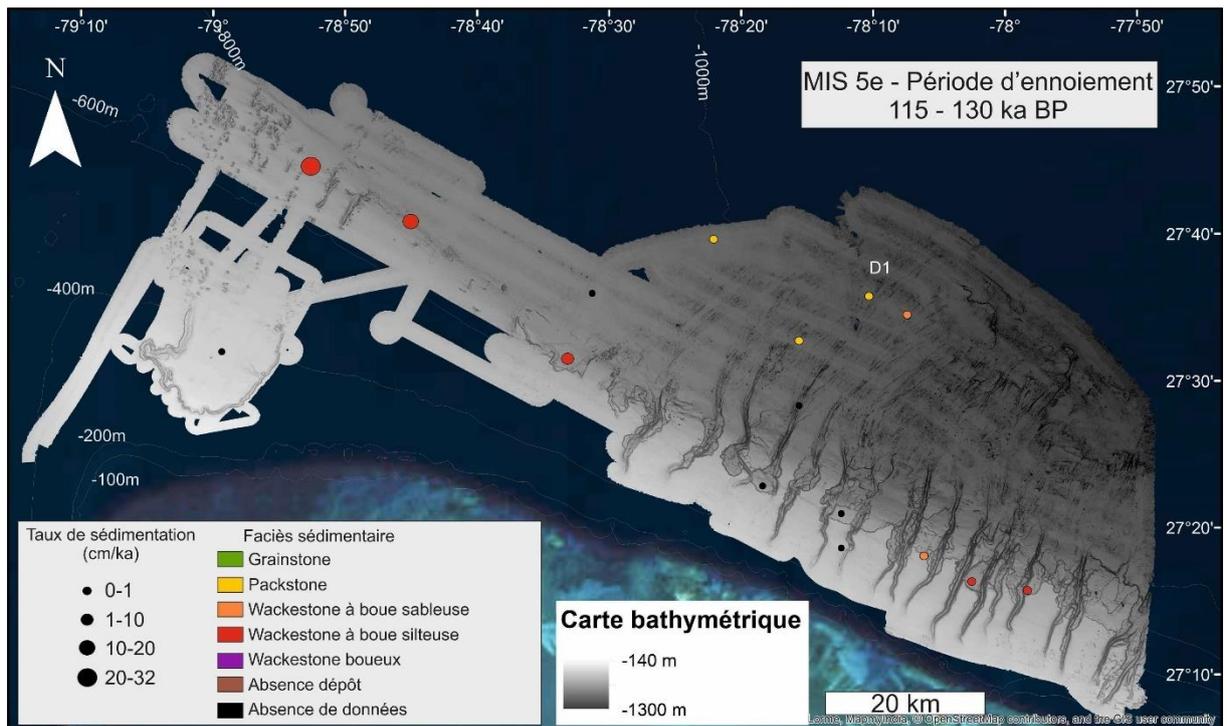


Figure 3-5: Synthèse des faciès sédimentaires et des taux de sédimentation par carotte pendant le MIS 5e (115-130 ka cal BP).

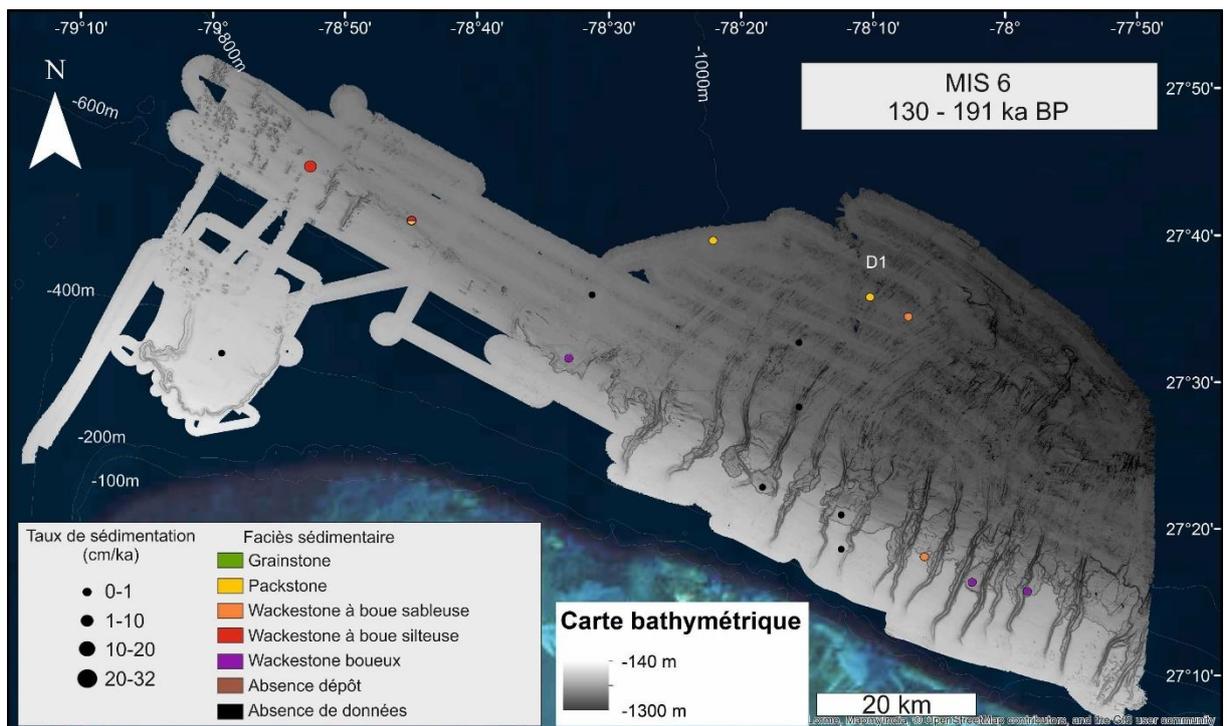


Figure 3-6: Synthèse des faciès sédimentaires et des taux de sédimentation par carotte pendant le MIS 6 (130-191 ka cal BP).

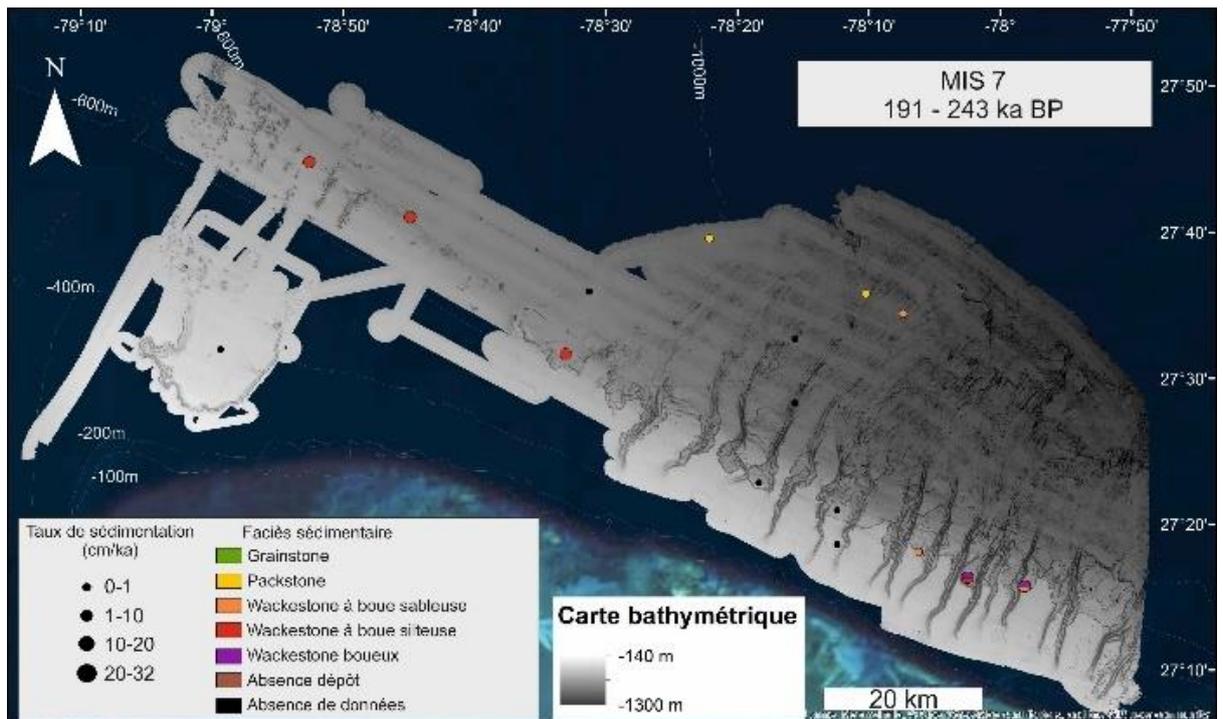


Figure 3-7: Synthèse des faciès sédimentaires et des taux de sédimentation par carotte pendant le MIS 7 (191-243 ka cal BP).

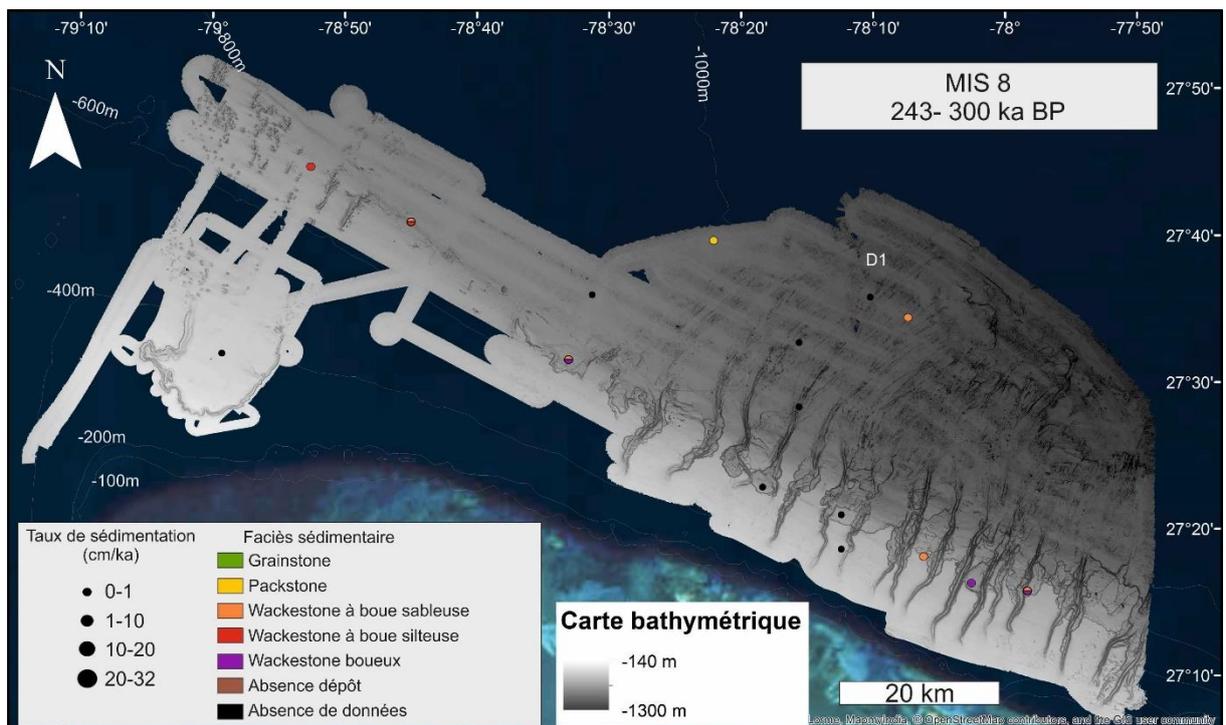


Figure 3-8: Synthèse des faciès sédimentaires et des taux de sédimentation par carotte pendant le MIS 8 (243-300 ka cal BP).

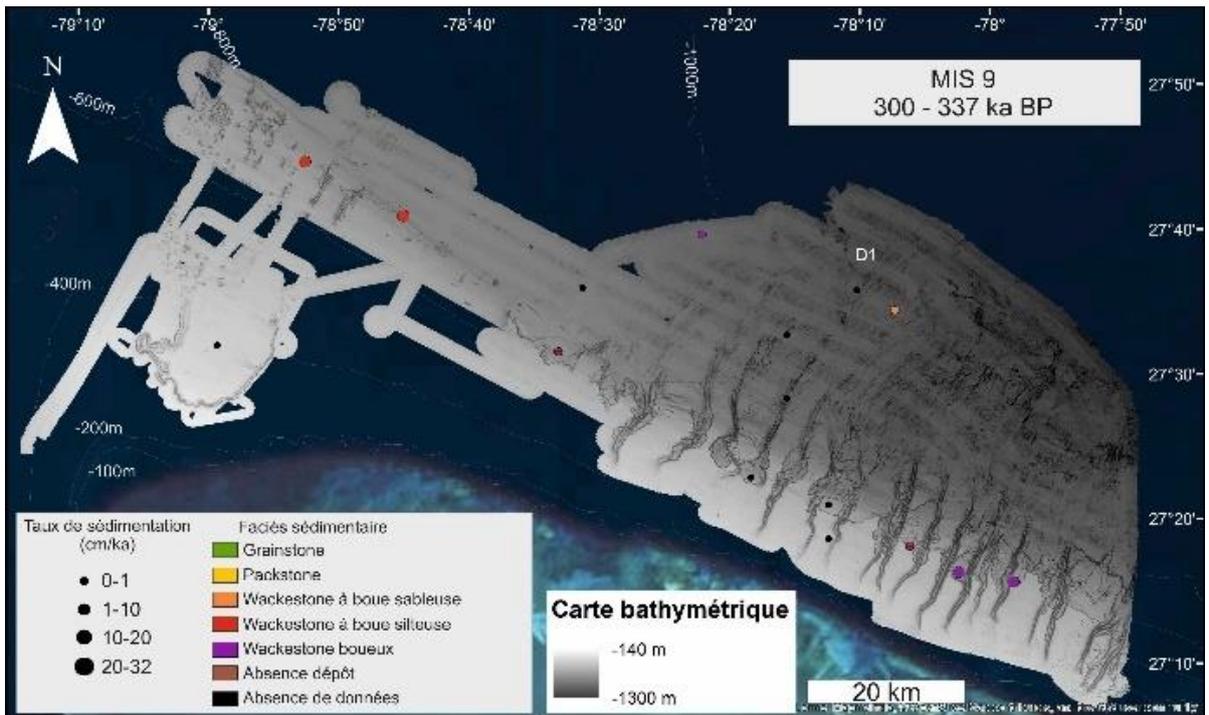


Figure 3-9: Synthèse des faciès sédimentaires et des taux de sédimentation par carotte pendant le MIS 9 (300-337 ka cal BP).

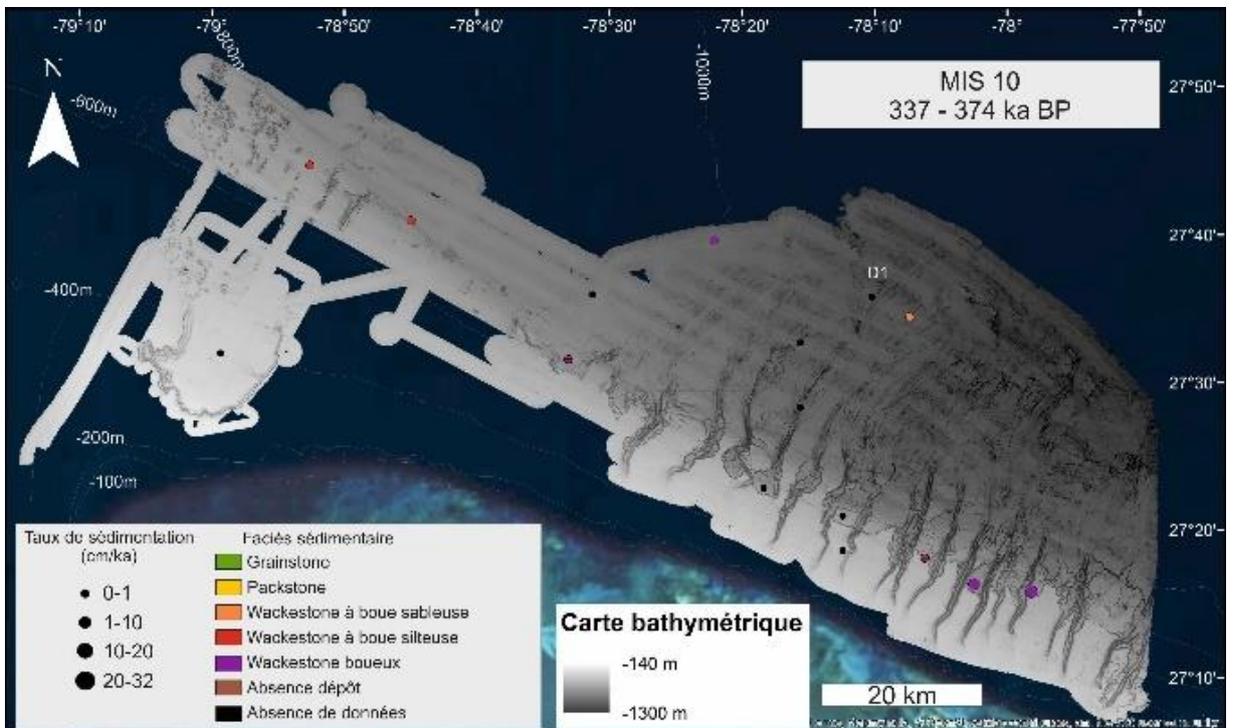


Figure 3-10: Synthèse des faciès sédimentaires et des taux de sédimentation par carotte pendant le MIS 10 (337-374 ka cal BP).

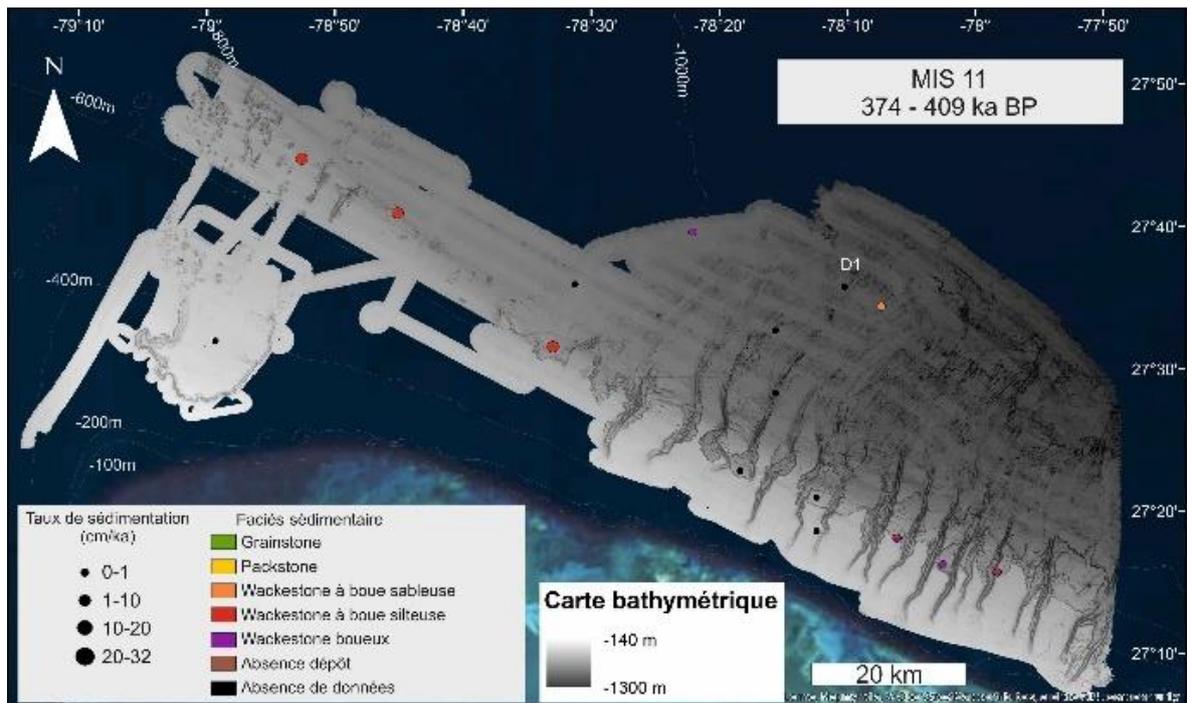


Figure 3-11: Synthèse des faciès sédimentaires et des taux de sédimentation par carotte pendant la dernière partie du MIS 11 (374-409 ka cal BP).

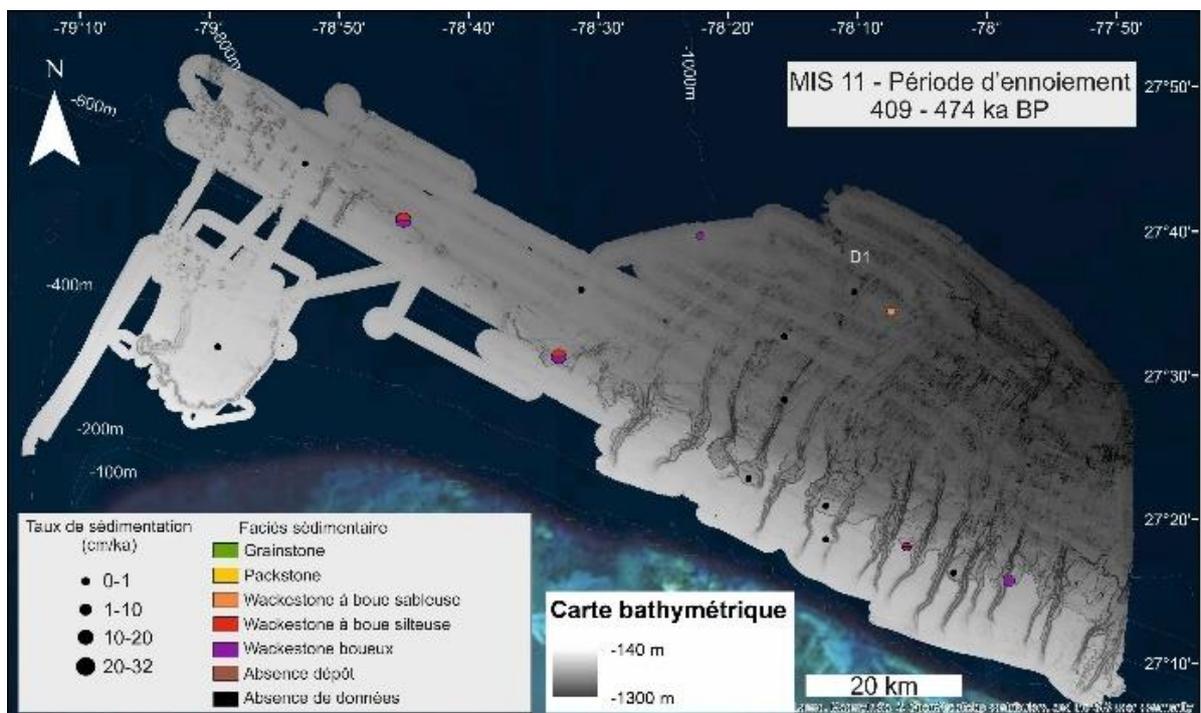


Figure 3-12: Synthèse des faciès sédimentaires et des taux de sédimentation par carotte pendant la période d'enneigement du MIS 11 (409-474 ka cal BP).